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

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

ЛИТОСФЕРА

Том 21 № 4

2021

Июль-Август

Основан в 2001 году Выходит 6 раз в год

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

LITHOSPHERE (Russia)

Volume 21 No. 4 2021

July-August

Founded in 2001 Issued 6 times a year

Литосфера, 2021. Том 21, № 4 Научный журнал. Выходит 6 раз в год Основан в 2001 году

Учредитель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. 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. Коротеев, С.Л. Вотяков Заместитель главного редактора В.В. Мурзин Ответственный секретарь Г.А. Мизенс ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Редакционная коллегия: 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; А. Вымазалова, Чешская геологическая служба, Прага, Чехия; Д. Гарути, Университет Леобена, Австрия; В. Давыдов, Пермский научно-исследовательский институт, Государственный университет Бойсе, Департамент геонаук, Айдахо, США; Д.Ю. Демежко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Р. Зельтманн, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; Е.С. Контарь, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В. Кучеров, Королевский технологический институт, Департамент энер-гетических 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, г. Миасс, Россия; Р. Херрингтон, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; И.И. Чайковский, ГИ УрО РАН, г. Пермь, Россия; Р. Эрнст, Департамент наук о Земле, 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; 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. Церных, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Цер-

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

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

Адрес издателя и редакции: 620110, Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Россия Тел. (343) 287-90-45, тел./факс: (343) 287-90-12 E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

© Институт геологии и геохимии УрО РАН © Авторы статей Lithosphere (Russia), 2021. Volume 21, No. 4 Scientific journal. Issued 6 times a year Founded in 2001

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

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

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

Editorial board: 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 (Geo-logical Institute, Kola SC RAS, Apatity, Russia); Fernando Bea (University of Granada, Spain); Nikolai S. Bortnikov (Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia); Valerii A. Vernikovskii (Institute of Oil Geology and Geophysics, SB of RAS, Novosibirsk, Russia); Anna Vymazalova (Czech Geological Survey, Prague, Czech Republic); Giorgio Garuti (University of Leoben, Austria); Vladimir Davydov (Permian Research Institute, Boise State University, Department of Geosciences, Boise, ID, USA); Dmitry Yu. Demezhko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Reimar Seltmann (Natural History Museum, London, Great Britain); Efim S. Kontar' (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Vladimir Kutcherov (Royal Institute of Technology, Department of Energy, Stockholm, Sweden); Mikhail G. Leonov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Petr S. Martyshko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Maslennikov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Andrei V. Maslov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Fancong Meng (Institute of Geology, 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); Richard Herrington (Natural History Museum, London, Great Britain); Il'ya I. Chaikovskii (Mining Institute, UB of RAS, Perm, Russia); Richard Ernst (Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada); Viktor L. Ya-kovlev (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); 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. Chernykh (IGG, UB of R

Publisher and editorial address: 15 Akad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg 620110, Russia Tel. (343) 287-90-45, Tel./fax (343) 287-90-12 E-mail: lithosphere@igg.uran.ru Website: http://lithosphere.ru

© Institute of Geology and Geochemistry © Authors of articles

СОДЕРЖАНИЕ

Том 21, № 4, 2021

Общая стратиграфическая шкала верхнего докембрия: проблемы и предложения по совершенство- ванию	
С. А. Дуб	449
Сравнительная тектоника палеорифтовой системы Белого моря и других систем континентально- го рифтинга	
А. С. Балуев, С. Ю. Колодяжный, Е. Н. Терехов	469
Плотностная контрастность, глубинное строение, реология и металлогения земной коры и верхней мантии Верхояно-Колымского региона	
А. М. Петрищевский, Ю. П. Юшманов	491
Оливин как показатель полигенетической ассоциации включений в позднекайнозойских вулкани- ческих породах Тункинской долины, Байкальская рифтовая зона	
Ю. Аило, С. В. Рассказов, И. С. Чувашова, Т. А. Ясныгина	517
Строение разреза изъяюской свиты (верхний девон–нижний карбон) в типовой местности – южной части поднятия Чернышева	
А. В. Журавлев, Я. А. Вевель	546
Верхнефаменские брахиоподы из керна скважины Курган-Успенская-1 (юго-западная окраина Западной Сибири)	
А. Г. Мизенс, Л. И. Мизенс	560
Теллуриды и висмутотеллуриды палладия в сульфидных медно-никелевых рудах проявления Савабейское (Ненецкий автономный округ, Россия)	
Р. И. Шайбеков, Б. А. Макеев, Н. Н. Кононкова, С. И. Исаенко, Е. М. Тропников	574

Вниманию читателей

Оформить подписку журнала на 2-е полугодие 2021 года можно во всех отделениях Почты России (подписной индекс издания в Общероссийском каталоге "Почта России" – ПР857)

Volume 21, No. 4, 2021

Upper Precambrian General Stratigraphic Scale of Russia: Main problems and proposals for improvement	440
5. <i>A. Duo</i>	449
Comparative tectonics of the White Sea paleorift system and other continental rifting systems A. S. Baluev, S. Yu. Kolodyazhny, E. N. Terekhov	469
Density contrast, deep structure, rheology and metallogeny of the crust and upper mantle of the Verkhoyano-Kolymsky region	
A. M. Petrishchevsky, Yu. P. Yushmanov	491
Olivine as an indicator of polygenic assemblage of inclusions from Late Cenozoic volcanic rocks in the Tunka Valley, Baikal Rift Zone	
Y. Ailow, S. V. Rasskazov, I. S. Chuvashova, T. A. Yasnygina	518
Sequence composition of the Izyayu Formation (Upper Devonian–Lower Carboniferous) in the type area – the south of Tchernyshev Uplift	
A. V. Zhuravlev, Ya. A. Vevel	546
Upper Devonian brachiopods from the core of the Kurgan-Uspenskaya-1 key borehole (south-western outlying areas of Western Siberia)	
A. G. Mizens, L. I. Mizens	560
Palladium tellurides and bismuthtellurides in sulfide copper-nickel ores of the Savabeisky ore occurrence (Nenets Autonomous District, Russia)	
R. I. Shaybekov, B. A. Makeev, N. N. Kononkova, S. I. Isaenko, E. M. Tropnikov	574

Subsription

The current and preceding issues of the Journal can be ordered at 15 Akad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg 620110, Russia. Tel.: (343) 287-90-45, Tel./fax: (343) 287-90-12. E-mail: lithosphere@igg.uran.ru УДК 551.7.03+551.72

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-4-449-468

Общая стратиграфическая шкала верхнего докембрия: проблемы и предложения по совершенствованию

С. А. Дуб

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: sapurins@gmail.com

Поступила в редакцию 11.02.2021 г., принята к печати 11.03.2021 г.

Объект исследования. Анализ некоторых проблем Общей стратиграфической шкалы (ОСШ) верхнего докембрия, в том числе неопределенностей в иерархии ее подразделений. Результаты. Рассмотрены перспективы детализации ОСШ верхнего докембрия, проблемы ее корреляции с Международной стратиграфической шкалой (МСШ) и вопросы установления нижних границ стратонов. Отмечается необходимость унификации представлений исследователей. Выводы. Рекомендовано внести в ОСШ следующие изменения: упразднить акротемы/акроны; утвердить протерозой (равно как и архей) в качестве эонотемы/эона; минимизировать использование терминов "верхний протерозой" и "нижний протерозой"; придать рифею и венду ранг эратем/эр (при этом сохранить и статус венда как системы/периода); считать бурзяний, юрматиний, каратавий и аршиний системами/периодами рифея. Основное внимание уделено верхнерифейско-вендскому интервалу. Нижнюю границу верхнего рифея (каратавия) предложено проводить по первому появлению микрофоссилий Trachyhystrichosphaera sp., а терминального рифея (аршиния) – по подошве тиллитов, образовавшихся во время глобального оледенения Стёрт (что приблизительно соответствует подошве криогения МСШ). По-видимому, следует поднять нижнюю граниду венда до уровня кровли тиллитов Гаскье как отложений последнего крупного оледенения в докембрии. Дано обоснование указанным предложениям. Подчеркивается необходимость формирования рабочих групп по выработке решений.

Ключевые слова: ОСШ, верхний докембрий, верхний рифей, терминальный рифей, венд, МСШ, неопротерозой, тоний, криогений, эдиакарий

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках темы № АААА-А18-118053090044-1 госзадания ИГГ УрО РАН

Upper Precambrian General Stratigraphic Scale of Russia: Main problems and proposals for improvement

Semyon A. Dub

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry Ural Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: sapurins@gmail.com Received 11.02.2021, accepted 11.03.2021

Research subject. Main problems of the General Stratigraphic Scale (GSS) of the Upper Precambrian including uncertainties in the hierarchy of subdivisions are analyzed. *Results.* Prospects for detailing the Upper Precambrian GSS are discussed, along with questions of its correlation with International Chronostratigraphic Chart (ICSC) and establishing the lower boundaries of chronostratigraphic subdivisions. The importance of unifying the existing views is emphasized. *Conclusions.* It is proposed to carry out the following reforms of GSS: to abolish Acrothemes / Acrons; to approve the Proterozoic (as well as the Archean) as an Eonotheme / Eon; to minimize the use of terms "Upper Proterozoic" and "Lower Proterozoic"; to assign the Riphean and Vendian to the rank of Erathem / Era (while preserving the status of the Vendian as a System / Period); to consider Burzyanian, Yurmatinian, Karatavian and Arshinian as Systems / Periods of the Riphean. Attention is focused on the Upper Riphean-Vendian interval. The lower boundary of the Upper Riphean (Karatavian) was proposed to establish according to the first appearance of the *Trachyhystrichosphaera* sp. microfossils. Then, the Terminal Riphean (Arshinian) lower boundary should be traced to the base of the tillites formed during the global Sturtian glaciation

Для цитирования: Дуб С.А. (2021) Общая стратиграфическая шкала верхнего докембрия: проблемы и предложения по совершенствованию. *Литосфера*, **21**(4), 449-468. https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-4-449-468

For citation: Dub S.A. (2021) Upper Precambrian General Stratigraphic Scale of Russia: Main problems and proposals for improvement. *Lithosphere (Russia)*, **21**(4), 449-468. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-4-449-468

© С.А. Дуб, 2021

(which approximately corresponds to the base of the Cryogenian in ICSC). Apparently, the Vendian lower boundary may be raised to the level of the top of the Gaskiers tillites, as the deposits of the last major glaciation in the Precambrian. The indicated proposals are substantiated. It is necessary to form work groups to develop solutions.

Keywords: GSS, Upper Precambrian, Upper Riphean, Terminal Riphean, Vendian, ICSC, Neoproterozoic, Tonian, Cryogenian, Ediacaran

Funding information

The studies were carried out in accordance with the State Contract No. AAAA A18-118053090044-1

Acknowledgements

The ideas considered in the publication were born in discussions with A.V. Maslov, M.T. Krupenin, D.V. Grazhdankin, V.V. Chernykh, M.P. Pokrovsky. D.V. Grazhdankin and A.B. Kuznetsov helped to improve the content of this work. The author expresses sincere gratitude to all of them.

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время большинство исследователей, занимающихся установлением границ стратиграфических подразделений верхнего докембрия, сходится во мнении, что эти границы следует привязывать к глобальным биосферным или геолого-климатическим событиям, избегая малоинформативных геохронометрических отметок (Cloud, 1972; Семихатов, 2008; Van Kranendonk et al., 2012). При изучении докембрийских отложений важнейшее значение приобрели методы изотопной хемостратиграфии (Veizer, Compston, 1976; Halverson et al., 2010; Кузнецов и др., 2014), при этом наибольшие перспективы по расчленению древних осадочных толщ связываются с вариациями изотопного состава углерода, обусловленными глобальными субсинхронными изменениями в атмосфере, гидросфере и биосфере Земли (Kaufman et al., 1997; Saltzman, Thomas, 2012; Swanson-Hysell et al., 2015; Cox et al., 2016; и др.). Только реконструкция исторической (хронологической) последовательности событий позволяет вести речь об относительном возрасте пород в разрезах, в которых отсутствуют объекты, пригодные для радиоизотопного датирования.

Во многом эти взгляды близки к господствующей в современной стратиграфии концепции GSSP (Global Stratotype Section and Point), которая применима ко многим естественным последовательностям (Remane et al., 1996; и др.), и, хотя и не лишена недостатков (см. обзор в Lucas, 2018), широко используется. В соответствии с ней, для утверждения эталона нижней границы какого-либо стратиграфического подразделения должны быть выполнены следующие основные условия: 1) указан маркер границы (отражающий событие или комплекс событий), диагностируемый в осадочных последовательностях различных регионов мира, 2) выбран разрез, характеризующийся полнотой и непрерывностью геологической летописи (а также доступностью), для которого продемонстрирована валидность упомянутого критерия. В начале 90-х гг. прошлого века за рубежом был принят новый вариант стратиграфической шкалы докембрия с предварительно определенными на геохронометрической основе границами стратиграфических подразделений (Plumb, 1991), с перспективой дальнейшего установления лимитотипов в рамках описанного концептуального подхода. Так, в 2004 гг. ратифицирован GSSP основания неопротерозоя III – эдиакария (Knoll et al., 2006), сейчас активно обсуждается вопрос об эталоне нижней границы криогения (Shields et al., 2018, см. также статьи в этом же издании), после решения которого планируется поиск критерия для установления подошвы тония (Shields et al., 2021).

В России создана и используется Общая стратиграфическая шкала (ОСШ), рассматриваемая как аналог Международной стратиграфической шкалы (МСШ), адаптированный к специфике строения земной коры в пределах нашей страны и прилегающих территорий (Захаров, 2013; Жамойда, 2015). В отличие от фанерозойских, стратиграфические подразделения протерозоя ОСШ существенно отличаются от таковых в МСШ. Благодаря активным исследованиям докембрийских отложений на территории СССР в середине XX в., в стратиграфических схемах появились такие подразделения, как рифей (Шатский, 1945, 1952) и венд (Соколов, 1952). К сожалению, в силу разных обстоятельств эти наименования реальных последовательностей отсутствуют в современном варианте МСШ.

ПРОБЛЕМЫ ОБЩЕЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ

Действующие представления о рифее и венде (Стратиграфический кодекс..., 2019) не отвечают современным требованиям, предъявляемым к стратиграфическим подразделениям, в первую очередь по причине отсутствия у данных подразделений строго установленных и глобально коррелируемых границ, следствием чего является различное понимание объема этих подразделений разными авторами и трудности в межбассейновых сопоставлениях одновозрастных отложений. Кроме того, еще в начале 1990-х гг. отмечалась недостаточная проработанность темы иерархии подразделений верхнего докембрия ОСШ (Постановления..., 1992).

Иерархия стратонов ОСШ

Для современной ОСШ докембрия можно выделить ряд остро стоящих вопросов, требующих незамедлительного решения. Один из них – неопределенный ранг рифея как подразделения ОСШ: он занимает промежуточную позицию между эратемами и эонотемами, фигурируя в виде внесистемной единицы "подэонотема" которая практически не упоминается в Стратиграфическом кодексе. М.А. Семихатов (2008, с. 41) и В.З. Негруца (2011, с. 10) считали рифей, как и верхний протерозой, эонотемой.

В МСШ архей и протерозой имеют статус эонотем (наравне с фанерозоем), тогда как в ОСШ докембрия им соответствует ранг акротем, при этом другие акротемы не выделяются. Наряду с этим в ОСШ докембрия отсутствуют системы/периоды, за исключением венда. Можно констатировать, что российское научное сообщество давно готово к разделению рифея на системы, о чем свидетельствуют, например, работы (Хоментовский, 2002, 2014; Puchkov et al., 2014; Пучков и др., 2017). Провозглашается, что историко-геологические подходы, применяемые при расчленении фанерозоя, в целом правомерны и для докембрия (International..., 1998; Негруца, 2011).

Рифей

Закономерным отличием границ подразделений рифея от таковых фанерозоя является привязка первых к основаниям трансгрессивных циклитов (несогласиям) и процессам вулканизма, "которые знаменовали собой начало новых этапов геологического развития стратотипических районов соответствующих подразделений" (Семихатов, 2000). Однако сходные проявления тектоно-магматической активности в удаленных разрезах без должного обоснования нельзя считать признаком синхронности происходящего в это время осадконакопления, поэтому магматические и орогенические события не должны рассматриваться как надежные критерии для проведения границ стратиграфических подразделений (Шатский, 1952; Меннер, Штрейс, 1971; Van Kranendonk et al., 2012). При этом границы, связанные с несогласиями, имеют некоторый потенциал для межбассейновых корреляций – при наличии свидетельств об эвстатическом (глобальном) изменении уровня моря (International..., 1998; Wang, Su, 2000; Becker et al., 2016).

Разделение рифея в стратотипической местности (Башкирский мегантиклинорий Южного Урала (БМА)) на нижний, средний и верхний (и соответственно на бурзянскую, юрматинскую и каратаускую серии) (Келлер, 1952) первоначально казалось оправданным. Крупные несогласия, и/или появление в разрезах продуктов вулканической деятельности и признаков рифтогенеза рассматриваются в качестве индикаторов нижних границ указанных подразделений (Парначев и др., 1990; Маслов, Анфимов, 2000; Крупенин, 2004; Ковалев, 2008; Пучков, 2010; Маслов, 2018; и др.). Но региональный характер данных маркеров предопределил невозможность использования выделенных на этой основе стратонов в качестве общих подразделений

МСШ, невалидными они оказались и для ОСШ. В то же время нижние границы нижнего и среднего рифея Южного Урала сейчас достаточно хорошо откалиброваны и составляют соответственно 1750–1800 и ≈1400 млн лет (Семихатов и др., 2015; Пучков и др., 2017, см. также ссылки в этих работах), однако эти данные не отражены в ОСШ, в которой упомянутые границы все еще зафиксированы на отметках 1650 и 1350 млн лет¹. В настоящий момент стратотипический статус южноуральских разрезов рифея требует выбора иных, глобально коррелируемых, критериев для установления границ его подразделений и самого рифея в целом. Необходим поиск подходящих лимитотипов в других регионах.

Так, для установления маркеров подошвы верхнего рифея были использованы материалы по сибирскому гипостратотипу: в качестве эталона была предложена подошва лахандинской серии Учуро-Майского прогиба (Семихатов и др., 1991; Семихатов, 2000). Присутствующие в этой серии микрофоссилии и строматолиты по таксономическому составу резко отличаются от развитых в более древних отложениях (Герман, 1990; Семихатов и

¹ Поскольку нижняя граница рифея в стратотипе оказалась более древней, чем считалось ранее, абсолютный возраст основания рифея в ОСШ должен быть понижен до ≈1750 млн лет (Семихатов и др., 2015). Этому не противоречат данные об изотопном возрасте вепсия (верхнего подразделения карелия стратотипической местности), осадочные комплексы которого сформировались ранее 1770 ± 12 млн лет (Бибикова и др., 1990), т. е. стратиграфические интервалы рифея и карелия не будут перекрываться. Но окончательно решить вопрос подошвы рифея можно будет только благодаря обнаружению некоего глобального события, произошедшего в интервале 1600-1800 млн лет и оставившего в геологической летописи узнаваемый след, который стал бы валидным критерием для проведения границы между карелием и рифеем. Нахождение такого критерия имеет перспективы в установлении рубежа между палеопротерозоем и мезопротерозоем МСШ на хроностратиграфической основе.

др., 2015). В частности, в ней появляются акантоморфные акритархи рода Trachyhystrichosphaera Timofeev et Hermann (включая *T. aimica* Hermann), которые специалистами по микрофоссилиям считаются типично верхнерифейскими (Микрофоссилии..., 1989; Вейс и др., 2003; Сергеев и др., 2010; Наговицин, 2000, 2016). Возраст данной границы оценен на уровне 1030 ± 30 млн лет (Семихатов, 2000, см. также ссылки в этой работе; Семихатов и др., 2015). Однако подошва лахандинской серии маркируется перерывом в осадконакоплении и сменой фаций (Семихатов, 2008; Сергеев и др., 2010; Семихатов и др., 2015), что не позволяет проследить эту границу в других регионах, в том числе и стратотипической местности рифея (Сергеев и др., 2010; Маслов и др., 2018).

За последнее десятилетие в публикациях по стратотипу рифея все чаще стал упоминаться новый стратон – аршиний, или терминальный рифей, занимающий промежуточное положение между верхним рифеем и вендом (Козлов и др., 2011; Краснобаев и др., 2012; Пучков и др., 2017), но он пока не получил официального признания и не введен ни в ОСШ, ни в региональные стратиграфические схемы. Возможно, такое положение дел объясняется опытом неудачных попыток Б.М. Келлера внедрить в шкалу стратоны "вендомий" (терминальный рифей, в состав которого им включался и венд (Келлер, 1973)) и "кудаш" (верхняя часть верхнего рифея (Стратотип..., 1983)). В качестве терминального рифея некогда рассматривался и венд (Семихатов, 1974). Тем не менее подобные предложения были не лишены оснований: исследователи, занимающиеся изучением пограничных рифей-вендских отложений Южного Урала, неоднократно приходили к выводу, что между верхним рифеем и вендом можно выделить еще одно стратиграфическое подразделение (Стратотип..., 1983; Горожанин и др., 2016). Так, между верхами каратауской серии (которую венчает укская свита) верхнего рифея и урюкской свитой ашинской серии венда (Беккер, 1968; Козлов, 1982; Маслов и др., 2001; Пучков, 2010; Кузнецов и др., 2012; Kolesnikov et al., 2015) на территории как западных, так и восточных районов БМА встречаются различные по литологии и происхождению толщи, в отдельных случаях с признаками ледникового генезиса (Козлов, 1982; Пучков и др., 2014; Чумаков, 2015; Горожанин и др., 2016, 2019; Горожанин, Канипова, 2017; и др.): байнасская, махмутовская, игонинская и шумская свиты аршинской серии, а также бакеевская, толпаровская, суировская, криволукская и кургашлинская свиты. Большинство из них имеют весьма неопределенное стратиграфическое положение и включаются в ашинскую серию венда или считаются аналогами аршинской серии рифея восточного крыла БМА (Пучков, 2010).

Венд

Одной из наиболее актуальных тем остается проблема венда, при этом многочисленные дискуссии вызывают темы ранга и объема данного стратиграфического подразделения в шкале. Венд рассматривается как самостоятельная система/период, занимающая место между двумя более высокоранговыми подразделениями – рифеем и палеозоем (Стратиграфический кодекс..., 2019). Ранее предлагалось решить проблему неопределенности его позиции включением в состав одной из названных групп или эр (Соколов, 1952; Келлер, 1968; Семихатов, 1974; и др.), но Межведомственному стратиграфическому комитету удалось отстоять автономность этого стратона (Соколов, 1997, 2011). Нерешенные вопросы в иерархической классификации подразделений верхнего докембрия в ОСШ сохраняются и сейчас.

Возраст нижней границы венда неоднократно пересматривался: в разное время принимались датировки от 650 ± 20 до 600 ± 10 млн лет (Стратотип..., 1983; Семихатов и др., 1991; Соколов, 1995, 1997, 2011; Семихатов, 2000; Гражданкин, Маслов, 2015; Семихатов и др., 2015). В настоящий момент в ОСШ подошва венда установлена на уровне 600 млн лет. Традиционно в основание венда помещался лапландский (или варангерский) горизонт, содержащий ледниковые отложения (Чумаков, 1974; Соколов, 1995; Гражданкин, Маслов, 2015; Семихатов и др., 2015). Вероятнее всего, ныне существующие разночтения в понимании нижней границы венда обусловлены сложной стратиграфией этого горизонта. К настоящему моменту в неопротерозое МСШ устанавливается как минимум три уровня тиллитов разного возраста, соответствующих глобальным оледенениям Стёрт (717-660 млн лет) и Марино (640(650?)–635 млн лет) и субглобальному Гаскье² (\approx 580 млн лет) (Rooney et al., 2015; Prave et al., 2016; Pu et al., 2016; Hoffman et al., 2017; Zhou et al., 2019). Отечественными стратиграфами отложения первого из них в составе лапландского горизонта обычно не рассматривались. В то же время и за рубежом среди исследователей также не было единого мнения о возрасте варангерского оледенения: ряд авторов считали его более молодым по сравнению с Марино (Grotzinger et al., 1995; Myrow, Kaufman, 1999; Rice et al., 2003), другие отождествляли его ранние этапы с Марино, а поздние – с

² Здесь и далее названия "Стёрт", "Марино" и "Гаскье" фигурируют в качестве формальных обозначений оледенений/гляциопериодов, они приняты в МСШ и коррелируются на мировом уровне. Но многие австралийские исследователи не считают применение наименования "Марино" к событию, произошедшему в интервале ≈650–635 млн лет, правомерным (Grey, Calver, 2007; Williams et al., 2008; Williams, Gostin, 2019), употребляя название "Элатина" (формация Elatina).

Гаскье (Kaufman et al., 1997; Чумаков, 2015) (или же только с Марино (Prave, 1999; Corsetti, Lorentz, 2006)), а третьи принимали его как аналоги Стёрт и Марино (Kennedy et al., 1998). Впоследствии словосочетание "варангерское оледенение" перестали использовать в англоязычной литературе (Corsetti, Lorentz, 2006). В осадочных последовательностях Земли обнаруживаются также признаки других, локальных оледенений, до-Стёртских и пост-Гаскьерских, а также, возможно, происходивших в интервале между событиями Марино и Гаскье (Frimmel et al., 1996; Xu et al., 2009; Чумаков, 2009, 2015; Маслов и др., 2013; Hofmann et al., 2015; Zhou et al., 2019), но время проявления большинства из них требует более надежных возрастных обоснований. Без радиоизотопных данных и/или надежных литогеохимических реперов очень трудно безошибочно проследить какой-либо из этих уровней между удаленными регионами.

В современных публикациях можно обнаружить несколько вариантов понимания объема венда. Они кратко охарактеризованы ниже. 1. Первооткрыватель венда Б.С. Соколов подчеркивал (2011), что этот период начался с образования последних в протерозое морских тиллитов. В то же время к лапландскому горизонту нижнего венда он относил вильчанскую серию (содержащую более одного тиллитоносного горизонта) северо-запада Русской платформы в ее полном объеме (Соколов, 1997). Гляциопериоды протерозоя естественным образом разделяются на две группы: ранние (Гуронские) и поздние (начиная со Стёртского), в этой связи все оледенения конца протерозоя теоретически можно было бы отнести к венду. 2. Широко распространена точка зрения, согласно которой подошву лапландского горизонта (и, соответственно, нижнюю границу венда) следует коррелировать с основанием тиллитов Марино (Чумаков, 2015; Семихатов и др., 2015; Зайцева и др., 2019). По этим соображениям возраст границы рифея и венда принимается равным ≈640–650 млн лет. 3. Опираясь на датировки по базальтам, подстилающим отложения с несколькими уровнями диамиктитов на Среднем Урале (в составе серебрянской и сылвицкой серий) (Маслов и др., 2013), Д.В. Гражданкин и А.В. Маслов (2015) проводят нижнюю границу венда по рубежу ≈600 млн лет. С этой же отметкой абсолютного возраста сейчас связывается положение нижней границы венда в ОСШ, принятое в 2000 г. на основе данных о времени образования вулканитов (600-610 млн лет), подстилающих тиллиты Авалонского террейна (формация Гаскье), сопоставляемые с лапландскими (Семихатов, 2000; Стратиграфический кодекс..., 2019). По мнению Н.М. Чумакова (Чумаков, 2015; Семихатов и др., 2015), все диамиктиты серебрянской и сылвицкой серий соответствуют оледенению Гаскье. 4. К.Э. Якобсон неоднократно обосновывал необходимость исключения лапланд-

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021

ского горизонта из состава венда (Якобсон, Крылов, 1977; Якобсон, 2014) и предлагал рассматривать венд в стратотипической местности (западные районы ВЕП) только в объеме надтиллитовых волынской и валдайской серий (Якобсон, 2014). Учитывая, что максимальный возраст Волынской магматической провинции составляет ≈573 ± 14 млн лет³ (Shumlyanskyy et al., 2016), основанием венда при таком подходе можно считать кровлю нижележащей тиллитоносной вильчанской серии. Точка зрения о том, что в объем венда, возможно, следует включать только пост-Гаскьерские отложения, также была высказана зарубежными исследователями (Narbonne et al., 2012). 5. Некоторые авторы в своих работах использует термины "венд" и "эдиакарий" как эквиваленты, подразумевая равные объемы подразделений. По-видимому, перечисленные разночтения обусловлены отсутствием удовлетворительного индикатора нижней границы венда и недостаточной изученностью объектов. Нет единого мнения и по вопросу границы нижнего и верхнего венда (сравни: Соколов, 2011; Якобсон, 2014; Гражданкин, Маслов, 2015; Чумаков, 2015; Стратиграфический кодекс..., 2019).

При этом ряд исследователей полагает, что можно обосновать нижнюю границу венда (или любого другого стратиграфического подразделения) в каком-либо регионе, установив возраст геологического тела, которое традиционно относилось к этому подразделению. Однако такой подход применим только к территориям, на которых это подразделение было впервые выделено, во всех остальных случаях принадлежность отложений к этому же стратону для начала должна быть надежно обоснована. Если не выявлен комплекс конкретных признаков, по которым производится корреляция, или же интерпретация таких признаков ошибочна, то достоверно вписать время образования отложений в существующую последовательность геологических или биологических событий невозможно (Мейен, 1989; Черных, 2015). Ясно, что при недостатке данных взгляды исследователей на возраст тех или иных объектов могут отличаться.

Соответственно, делать вывод о возрасте стратиграфического подразделения на основе субъективных представлений по меньшей мере преждевременно. Так, на одном из этапов изучения верх-

³ Полученный ранее для верхней части формации Sławatycze (коррелируемой с волынской серией) возраст 551 ± 4 млн лет (Compston et al., 1995; Чумаков, 2015) плохо согласуется с данными по лежащим стратиграфически выше отложениям валдайской серии, точнее редкинского регионального яруса, временные рамки которого оцениваются от 580 до ≈560 млн лет (Grazhdankin, 2014) (если считать, что всегда правомерно "надстраивать" волынскую серию валдайской), и, возможно, объясняется влиянием наложенных магматических процессов.

него рифея БМА миньярская свита относилась к ордовику (проблематичные образования в породах были приняты за мшанки), а укская – к девону (Домрачев, 1952). Значит ли это, что, получив абсолютные датировки их возраста, мы должны пересмотреть свои представления об ордовике и девоне БМА? Примечательно, что вендские отложения, вскрытые по берегам Белого моря, более века считались девонскими – до тех пор, пока не началось их детальное изучение (Соколов, 1997, стр. 20). В случае, когда критерии проведения границ общих стратиграфических подразделений твердо определены, появление новых знаний о возрасте конкретных геологических тел неизбежно приводит к совершенствованию региональных стратиграфических схем (и изменению традиционных представлений).

Граница протерозоя и фанерозоя

Уровень верхней границы докембрия (точнее, подошвы кембрия) в МСШ отличается от таковой в ОСШ (Brasier et al., 1994; Bowring et al., 2007; Linnemann et al., 2019). В МСШ она проводится по появлению ихнофоссилий Treptichnus (Trichophycus) pedum, в России – по массовому появлению хиолитов, моллюсков, беззамковых брахиопод и губок (Розанов и др., 2008); в качестве критерия проведения подошвы томмотского яруса предложено рассматривать первое появление моллюсков Aldanella attleborensis (Parkhaev, 2014; Grazhdankin et al., 2020). Уровень границы эдиакария и кембрия МСШ сложно трассировать в осадочные последовательности других регионов, в этой связи соотношение между границами эдиакария-кембрия в терригенной последовательности на Ньюфаундленде (GSSP) и венда-кембрия в карбонатных разрезах Сибири остается под вопросом (Розанов и др., 1997; Хоментовский, Карлова, 2005). Граница докембрия и фанерозоя в последнем варианте МСШ (v2021/05) зафиксирована на отметке 541 ± 1 млн лет. В ОСШ в качестве изотопного возраста нижней границы кембрия фигурирует значение 535 ± 1 млн лет (Семихатов, 2000; Стратиграфический кодекс..., 2019), но оно достаточно условно, поскольку указанная датировка получена на основе данных по цирконам (со средневзвешенным возрастом 534.6 ± 0.4 млн лет) из обломков вулканитов в отложениях с дискуссионным стратиграфическим положением (Bowring et al., 1993; Розанов и др., 1997; Марусин, 2016). Для средней части разреза томмотского яруса на севере Сибири известна датировка 529.7 ± 0.3 млн лет (Kaufman et al., 2012; Grazhdankin et al., 2020). Таким образом, вопросы глобальной корреляции и абсолютного возраста границы докембрия и фанерозоя остаются актуальными, но их дальнейшее обсуждение не входит в задачи настоящей работы.

Итак, перед отечественными исследователями докембрия стоят как минимум три основные задачи. 1. Выбор жестких критериев для проведения нижних границ стратиграфических единиц, уже имеющихся в ОСШ (венда и подразделений рифея), и построение системы их иерархического соподчинения. 2. Более дробное расчленение указанных единиц на отделы и ярусы, часть из которых в дальнейшем может быть заимствована из МСШ (между тем, у венда (Vendian) есть перспективы занять в МСШ место верхнего отдела эдиакария (Narbonne et al., 2012; Гражданкин, Маслов, 2015)). 3. Корреляция МСШ с ОСШ и с региональными шкалами докембрия.

В завершение обсуждения проблем докембрия ОСШ необходимо подчеркнуть, что цель настоящей публикации – инициировать дискуссию по обозначенным выше вопросам.

ПРЕДЛОЖЕНИЯ ПО СОВЕРШЕНСТВОВАНИЮ ОСШ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ

Полный переход на международную терминологию в докембрийской стратиграфии потребует необходимости кардинальных изменений в геологической документации и сознании исследователей, существенно усложнит восприятие опубликованных работ по стратиграфическому расчленению отложений и окончательно не решит существующих проблем. Он означает отказ от традиционных представлений, учитывающих специфику геологического строения северной Евразии, поэтому вряд ли рационален. Для конструктивного взаимодействия с зарубежными специалистами достаточно (и необходимо) четко обозначить корреляционные уровни и границы, по которым будут сопоставляться общие стратиграфические подразделения Международной и Общей шкал, что также поможет избежать изоляции отечественной стратиграфии от остального мира.

Иерархия стратонов

В отечественной стратиграфической схеме докембрия отсутствуют подразделения ранга системы, за исключением венда. В то же время представляется логичным, что длительность геохронологических отрезков в докембрии может превышать таковую у подразделений того же ранга в фанерозое, поскольку докембрий сам по себе приблизительно в 7.5 раз продолжительнее, а стандартные биостратиграфические методы, имеющие высокую разрешающую способность, к довендским последовательностям практически не применимы. Последним изданием Стратиграфического кодекса продолжительность периодов, как и подразделений иного ранга, не регламентируется. Ранее существующее правило (Стратиграфический кодекс..., 1992,

с. 97) о сходстве продолжительности периодов фанерозоя и докембрия фактически было отменено. Более того, в Стратиграфическом кодексе не прописаны различия в требованиях, предъявляемых к новым эонам, эрам и периодам. Сказано лишь: "Таксономический ранг общего стратиграфического подразделения определяется эмпирически с учетом значения и длительности соответствующего ему этапа геологической истории, проявленного в различных признаках эволюции литосферы и биосферы" (Стратиграфический кодекс, 2019, статья III.4). И далее "При установлении общих стратиграфических подразделений докембрия используются проявления крупной этапности развития земной коры в избранных стратотипических местностях, а также смена комплексов остатков организмов и продуктов их жизнедеятельности" (с. 16). В таком ключе наиболее приемлемым представляется рассмотрение стратотипических подразделений рифея – бурзяния, юрматиния, каратавия (и, возможно, наравне с ними и аршиния) не в качестве эр, а в ранге периодов, как представлено в работе (Пучков и др., 2017).

Введение такого подразделения как "акротема", используемого только для докембрия и отсутствующего в фанерозое, разрушает единство принятой хронологической системы иерархической классификации стратонов. Архей и протерозой наиболее рационально воспринимать как эоны, как это принято в МСШ. Протерозой в ОСШ разделен на две части (верхний и нижний), тогда как в МСШ принято его трехчленное расчленение. Думается, что процесс глобализации геологической науки неизбежно приведет к частичному отождествлению и путанице терминов "нижний протерозой" и "палеопротерозой", а также "верхний протерозой" и "неопротерозой". По этой причине следует упразднить в ОСШ подразделения "нижний протерозой" и "верхний протерозой" и разделить протерозойскую эонотему на три полноправные эратемы – карелий, рифей и венд. При этом будет нелишним сохранить привычный термин "верхний докембрий" (соответствующий верхнему протерозою (Келлер, 1968; Маслов, 2018)) – неформальный стратон, объединяющий рифей и венд.

Взаимоотношения рифея и венда

В свое время Н.С. Шатский (1952) предлагал рассматривать все верхнепротерозойские отложения в составе рифейской группы (с. 48), но это не было принято, и сейчас представления о рифее и венде как о смежных геохронологических стратонах укоренились очень глубоко. Высказывалась также идея о включении венда в состав палеозоя (Соколов, 1952), но она не была воспринята. Вероятно, сейчас решить проблему статуса и положения этого подразделения можно лишь утвердив его в ранге эратемы. Вопрос об этом ранее уже неоднократно поднимался (Соколов, 1997, см. также ссылки в этой работе). Уникальный комплекс вендских организмов (Федонкин, 1983; Seilacher, 1992; Еськов, 2001; Xiao, Laflamme, 2009), резко отличный от палеозойской биоты, вполне может служить достаточным основанием для таких нововведений в ОСШ, несмотря на небольшую длительность венда.

Необходимость изменений в схемах пограничных отложений рифея и венда продиктована появлением новых данных о временных рамках глобальных неопротерозойских оледенений (Rooney et al., 2015; Prave et al., 2016; Pu et al., 2016; Hoffman et al., 2017; Zhou et al., 2019), знаменующих особенный этап в развитии всех сфер Земли. Во многих регионах ему соответствует пробел в геологической летописи, тогда как осадочные последовательности в более полных разрезах (которые, очевидно, присутствуют и на Южном Урале) требуют своего отнесения к тому или иному стратиграфическому подразделению. За рубежом для отложений гляциопериодов Стёрт и Марино таким решением стал криогений (≈720–635 млн лет).

Теперь, когда параметры и возраст крупнейших оледенений уточнен, вряд ли имеет смысл распределять их между рифеем и вендом, тем более что неполная геологическая летопись и отсутствие датировок часто приводят к неправильной корреляции уровней с диамиктитами в разрезах разных осадочных бассейнов. К тому же время наступления оледенения Марино пока точно не известно (Hoffman et al., 2017). Также слабоаргументированным представляется проведение нижней границы венда на уровне наступления оледенения Кайгас (условно ≈ 750 млн лет): даже если правомерность выделения этого события будет доказана, прослеживать данный уровень между удаленными разрезами, по-видимому, будет очень сложно. Установление нижней границы венда в кровле тиллитов Марино (т. е. в подошве венчающих карбонатов – на уровне основания эдиакария) не решит проблемы корреляции разновозрастных тиллитов и, скорее всего, приведет к вытеснению русского термина зарубежным. На рис. 1 показаны два наиболее обоснованных варианта нижней границы венда: (А) на уровне появления отложений гляциопериода Стёрт (на отметке ≈717 млн лет, что приблизительно соответствует подошве криогения) или (Б) на уровне кровли тиллитов, относимых к гляциопериоду Гаскье (≈580 млн лет).

Наиболее близким к распространенным в настоящее время в научной среде представлениям выглядит вариант проведения нижней границы вендской эратемы на уровне подошвы тиллитов Стёрт. Такой вариант в перспективе предполагает разделение этой эратемы на три или две (например, близкие по объему криогению и эдиакарию) системы. Так или



PΖ

PΖ

Рис. 1. Неопротерозойский фрагмент МСШ (серыми полосами обозначены интервалы оледенений Стёрт, Марино и Гаскье) и два варианта проведения нижней границы венда в ОСШ (А) и (Б).

Fig. 1. Neoproterozoic fragment of ICSC (gray stripes indicate the intervals of Sturtian, Marino and Gaskiers glaciations) and two options for the establishment the Vendian lower boundary in GSS (A) and (b).

иначе, в качестве критериев, наиболее пригодных для детализации, следует рассматривать наступления крупных оледенений и/или дегляциации (определяющие в том числе и колебания уровня Мирового океана), поскольку именно они часто отчетливо проявлены в геологической летописи.

Между тем, изначально Б.С. Соколовым (1952) вендом были названы только самые верхние толщи докембрия северо-запада Русской платформы (но нужно отметить, что в более поздних работах он склонялся к установлению подошвы венда на значительно более низком стратиграфическом уровне). В отложениях, подстилающих волынскую серию стратопической местности венда, макроскопические остатки вендской биоты не обнаруживаются, что считается одним из аргументов в пользу исключения ледниковых горизонтов из состава венда (Якобсон, 2014). Согласно последним данным, первые мягкотелые организмы появились примерно через 10 млн лет после завершения оледенения Гаскье (Pu et al., 2016)), т.е. граница на уровне кровли последних тиллитов в той или иной степени оказывается биостратиграфически значимой. Известно, что с окончанием оледенения Гаскье тоже ассоциируют венчающие карбонаты, но значительно менее мощные по сравнению с таковыми Стёрт и Марино (Myrow, Kaufman, 1999; Corsetti, Lorentz, 2006; Чумаков, 2015), по этой причине могут возникнуть закономерные трудности в отслеживании данной границы. Вместе с тем предполагается, что с событием Гаскье в карбонатных разрезах коррелируют экскурсы на кривых вариации изотопного состава стронция и углерода. К началу гляциопериода приурочены значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 0.7085 и более, а к окончанию – 0.7080 и менее (в вышележащих последовательностях они снова возрастают) (Sawaki et al., 2010; Macdonald et al., 2013; Zaky et al., 2019). Крупный отрицательный экскурс (именуемый EN2) магнитудой ≈9‰ и более на кривой вариации величины δ^{13} С в карбонатных разрезах, вероятно, ассоциирует с уровнем проявления оледенения Гаскье⁴ (Macdonald et al., 2013; Furuyama et al., 2017; Cochrane et al., 2019). С этим гляциопериодом связан один из серии дискретных эпизодов оксигенизации океана (Sahoo et al., 2016), поэтому для уточнения предполагаемого рубежа могут быть привлечены данные по редокс-чувствительным элементам.

Если рассматривать венд в качестве эратемы, подошва которой будет определяться по наступлению оледенения Стёрт, то он уже не сможет стать верхним подразделением эдиакария в МСШ (Гражданкин, Маслов, 2015). В то же время за рубежом венд уже давно воспринимается как верхняя часть эдиакария (Narbonne et al., 2012; и др.). Кроме того, сдвиг нижней границы венда вверх по геохронологической шкале дает возможность терминальному рифею тоже занять место в ОСШ. Таким образом, вероятно, самым подходящим критерием для проведения границы между рифеем и вендом является все же окончание последнего в протерозое крупного оледенения Гаскье (рис. 2). В любом случае вопрос объема венда пока остается открытым, потребуются усилия широкого круга заинтересованных специалистов и формирование рабочей группы по выработке окончательного решения.

Несмотря на то что автор концепции венда Б.С. Соколов выступал категорически против понимания венда только в объеме постгляциальных докембрийских отложений, так как предполагал, что в более древних толщах непременно будут обнаружены прямые предшественники вендобионтов (Соколов, 1997), появление новой информации заставляет вносить коррективы в привычные представления. Предки палеозойских многоклеточных скелетных животных тоже существовали в докембрии, но вряд ли этот факт может являться основанием для существенного сдвига нижней границы фанерозоя.

⁴ Проблема в том, что в карбонатных разрезах, по которым имеются С-изотопные данные, отсутствуют признаки оледенения, т.е. возможны разные варианты корреляций (Narbonne et al., 2012). Некоторые китайские исследователи в последнее время (Zhou et al., 2019б) сопоставляют уровень события Гаскье с аномалией EN3/Shuram-Wonoka. Представляется, что дальнейшее изучение разрезов, в том числе и на территории России, поможет уточнить этот момент.

ОСШ России (Стратиграфический кодекс, 2019)							Предлагаемые изменения в ОСШ (данная работа)				
Акро- тема	- Эонотема, подэонотема		Эратема	Система	Отдел	Возраст, млн лет	Эоно- тема	Эра- тема	Система	Критерий нижней границы	Возраст, млн лет
Протерозойская РК	йская			Венд- ская V	Верхний V ₂ Нижний V ₁	-555 ± 1 -555-570		Венд- ская (венд) V	Вендская V	Окончание оледенения Гаскье	- 2000 -
	leiiporepo30 PR ₂ eňckas RF	RF RF	Верхне- рифейская RF ₃ (каратавий)			-1030	PR	R T.	Аршинская (терминальный рифей RF ₄)	Начало оледенения Стёрт	- ≈580 - ≈717
		Средне- рифейская RF ₂ (юрматиний)	едне- іская RF ₂ атиний)		1250	іская	ей) RI	Каратавская (верхний рифей RF ₃)	FAD Trachyhy- strichosphaera	1000–1130	
	3epxH	Риф	Нижне- рифейская RF ₁			-1350	posoì	Риф (риф	Юрматинская (средний рифей RF ₂)	?	- ≈1400
	I	_	(оурзянии) Верхне-			-1650	DOTE		Бурзянская (нижний рифей RF ₁)	?	~1750
	Нижне- протерозоі ская PR.	й-	карельская KR ₂			- 2100	μ	ьская й) КR	Верхне- карельская KR ₂	?	~1/50
	(карельска КR)	я	Нижне- карельская KR			2100		Карелт (карели	Нижне- карельская KR ₁	?	- 2100?

Рис. 2. Современное состояние ОСШ протерозоя (Стратиграфический кодекс..., 2019) и предложения по ее совершенствованию. FAD (first appearance datum) – первое появление таксона в геологической летописи.

Fig. 2. Current state of the Proterozoic fragment of GSS (Stratigraphic code..., 2019) and proposals for its improvement. FAD – first appearance datum.

Подчеркнем, что при дальнейшем установлении границы между рифеем и вендом (а также границ более мелких стратонов внутри них) в каком-либо определенном разрезе следует ориентироваться в первую очередь на коррелируемые события и только во вторую – на датировки абсолютного возраста, которые к тому же часто имеют существенную погрешность. Лишь таким образом можно уйти от хронометрии к хроностратиграфии и избежать навешивания "стратиграфических ярлыков" на геологические тела: необходимо руководствоваться конкретными признаками, присущими объектам, и осознавать разницу между местными и общими стратиграфическими подразделениями.

Для выбора эталонного разреза подошвы венда огромное значение имеют работы по изучению данного стратиграфического подразделения в пределах Уринского поднятия Сибири. Здесь на тиллитах большепатомской свиты залегает терригеннокарбонатная баракунская свита с кэп-карбонатами в основании, обе свиты слагают нижнюю часть дальнетайгинской серии. Сложность в том, что ледниковые отложения серии могут быть сопоставлены как с гляциопериодом Марино, так и с Гаскье (Покровский и др., 2006; Чумаков, 2015; Рудько и др., 2017, 2020; Петров, 2018; Воробьева, Петров, 2020). В частности, данные по микрофоссилиям и результаты изучения изотопного состава углерода в дальнетайгинской серии не противоречат идее о том, что тиллиты большепатомской свиты соответствуют событию Гаскье (Sergeev et al., 2011; Рудько и др., 2017, Воробьева, Сергеев, 2018; Голубкова,

2019; Воробьева, Петров, 2020). Между тем, изотопный состав стронция свидетельствует в пользу предположения, что указанный гляциогоризонт все же отвечает оледенению Марино, а гляциопериод Гаскье, скорее всего, "выпадает" на перерыв между дальнетайгинской серией и лежащей выше жуинской (Рудько и др., 2020). Перспективы установления лимитотипа нижней границы венда в Сибири и присвоения этому объекту статуса "опорного разреза" тесно связаны с решением данной стратиграфической проблемы.

Вопрос о существовании следов всех трех крупных неопротерозойских оледенений на Восточно-Европейской и Сибирской платформах, а также в обрамляющих их структурных комплексах является одним из самых дисукуссионных. В частности, тиллиты вильчанской серии, подстилающие волынскую серию в страторегионе венда, считаются "гаскьерскими" отложениями (Чумаков, 2015). Однако самые молодые детритовые цирконы в этой серии имеют возраст 977 ± 6 млн лет (Paszkowski et al., 2019; Кузьменкова и др., 2019), т.е. теоретически рассматриваемые тиллиты могут принадлежать любому из трех гляциопериодов (равно как и блонская и глусская свиты в составе серии с высокой степенью вероятности включают в себя разновозрастные тиллиты). Известные в пределах Сибирской платформы и ее южного обрамления гляциальные комплексы характеризуются широким стратиграфическим диапазоном (Советов, Комлев, 2005; Советов, 2015; Кочнев и др., 2015), но ледниковый генезис некоторых из них оспаривается (Кочнев и др., 2019). Часть из них ранее относилась то к верхнему рифею, то к венду. Во многих районах Сибирской платформы, по-видимому, отсутствуют отложения гляциопериода Гаскье (в южной части платформы ему, возможно, соответствует преднепский перерыв (Мельников, 2018)). Установление терминального подразделения рифея – аршиния – как системы, объединяющей уровни всех широко распространенных ледниковых образований позднего докембрия⁵, вероятно, положит конец дискуссиям и позволит исследователям сосредоточиться на работах по дальнейшему расчленению этого стратона.

Границы аршиния и подразделений внутри него должны быть определены с учетом особенностей разрезов в регионах с наиболее полной геологической летописью. При этом разрезы стратотипической местности (западный склон Южного Урала) могут быть дополнены последовательностями Среднего Урала, содержащими несколько горизонтов тиллитов, возрастной диапазон которых "зажат" между отметками 598 \pm 6 и 567 \pm 4 млн лет (Гражданкин и др., 2011; Маслов и др., 2013; Гражданкин, Маслов, 2015). Соответственно, в объем аршиния могут быть включены и вероятные локальные оледенения, произошедшие в указанном интервале времени.

В том, что терминальный рифей может рассматриваться как стратиграфическое подразделение, вмещающее отложения всех крупных неопротерозойских оледенений, заключается его преимущество перед криогением МСШ в отношении российских разрезов (см. рис. 2). Если верно предположение, что возраст основной части аршинской серии на самом деле меньше \approx 717 млн лет (Дуб, 2021), то нижняя граница аршиния как стратона трассируется в основание криогения МСШ. Но даже если это не так, ничто не препятствует установить на этом уровне границу терминального рифея, только отождествлять последний с аршинием (и аршинской серией) тогда будет некорректно. Теоретически, с целью упрощения корреляции ОСШ и МСШ, для нижней границы терминального рифея (или нижней границы венда в случае реализации варианта А), может быть выбран тот же критерий, что и для GSSP основания криогения. В большинстве разрезов мира отложения гляциопериода Стёрт залегают на подстилающих толщах с перерывом (Shields et al., 2018), поэтому для многих реальных последовательностей разница между уровнями появления в разрезе первых тиллитов и непосредственно предваряющей их С-изотопной отрицательной аномалии не будет иметь значения.

Граница среднего и верхнего рифея

Следует отформатировать и представления о рубеже среднего и верхнего рифея. Здесь важнейшим является то обстоятельство, что остатки эукариот Trachyhystrichosphaera, считающиеся типично верхнерифейскими (см. выше) и сейчас рассматриваемые как таксоны (в первую очередь *T. aimica*), характерные для верхнего мезопротерозоя-раннего неопротерозоя (Butterfield et al., 1994; Loron et al., 2019; и др.), были обнаружены в отложениях древнее 1074 ± 11 млн лет (Станевич и др., 2009), а также в породах с возрастом от 1107 ± 12 до 1109 ± 22 млн лет (Beghin et al., 2017; Loron et al., 2019). Первое появление индекс-таксонов микрофоссилий в разрезах является наиболее надежным основанием для стратиграфического расчленения и корреляции докембрийских отложений (Станевич и др., 2006; и др.). Такой подход к установлению работающего критерия используется в стратиграфии фанерозоя, когда уровень первого появления остатков определенного вида-маркера в разрезе рассматривается как нижняя граница биостратиграфической зоны (при этом принято исходить из допущения, что данный вид появился в истории Земли в соответствующее этому уровню время). В этой связи необходимо установление эталона подошвы верхнего рифея в непрерывной и литологически однородной последовательности, если таковая будет найдена. Таким образом, изотопный возраст нижней границы верхнего рифея за пределами Учуро-Майского региона может оказаться значительно более древним, нежели 1030 ± 30 млн лет – вплоть до 1130млн лет. Мы вынуждены констатировать, что южноуральские разрезы также не могут претендовать на роль лимитотипов (не только в связи с отсутствием радиоизотопных данных, но и, вероятно, по тем же причинам, что и учуро-майские, в которых распределение микрофоссилий контролируется фациями (Семихатов, 2008)). Выбор нового эталонного разреза будет в дальнейшем иметь и мировое значение, когда начнутся работы с разрезамикандидатами GSSP оснований тония и стения, но при этом объект должен обладать U-Pb датировками абсолютного возраста.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. По причине низкой разрешающей способности традиционных стратиграфических методов в дофанерозойских толщах в целях совершенствования ОСШ докембрия предлагается выделить бурзяний, юрматиний, каратавий и аршиний в качестве систем в составе рифейской эратемы. Для устранения иерархических несоответствий в шкалу должна быть введена вендская эратема. Вопрос о ее объеме (уровне нижней границы и количестве систем) требует обсуждения отечественными специалистами.

⁵ Выделение в позднем докембрии байконурского гляциопериода, более молодого по сравнению с Гаскье (Чумаков, 2009, 2015), все еще требует надежного обоснования датировками абсолютного возраста.

2. Привязка рубежей общих стратиграфических подразделений докембрия к несогласиям и началам крупных тектонических циклов показала свою бесперспективность при телекорреляциях. Оценки абсолютного возраста, известные для стратонов верхнего докембрия, также не могут являться диагностическим признаком для установления границ этих подразделений. В основе стратиграфической шкалы докембрия, как и шкалы фанерозоя, должна лежать хронологическая последовательность глобально коррелируемых геологических событий. В качестве таких событий-критериев, определяющих начало позднего рифея (1), терминального рифея (2) и венда (3), могут рассматриваться соответственно: 1) эволюционное появление Trachyhystrichosphaera aimika или иных Trachyhystrichosphaera sp.; 2) наступление оледенения Стёрт; 3) окончание оледенения Гаскье как последней крупной ледниковой эпохи в докембрии (или вариации изотопного состава Sr и C). Несомненно, указанные точки отсчета не способны обеспечить изохронность границ общих подразделений, установленных в разных разрезах, но вариации их одновременности могут рассматриваться в рамках хронологической идентичности, как это принято в фанерозое.

3. Среди отечественных специалистов, изучающих геологическую историю докебрия, прочно укоренились представления, что стратиграфические рубежи следует ассоциировать с резкими литологическими границами. Однако разрезы, в которых границы подразделений совпадают с перерывом в осадконакоплении, не могут быть эталонными. Исключение составляют те случаи, когда маркером стратиграфической границы служит эвстатическое событие, например наступление глобального оледенения или дегляциация. Когда же критерий является биостратиграфическим, то очевидно, что его действенность распространяется только на литологически однородную и наиболее полную осадочную последовательность. В связи с тем что в полных разрезах остатки *Trachyhystrichosphaera* sp. появляются уже на уровне 1100–1130 млн лет, изотопный возраст границы среднего и верхнего рифея должен быть пересмотрен.

4. В качестве стратиграфического подразделения, охватывающего отложения всех крупных позднедокембрийских гляциопериодов, предложено рассматривать терминальную систему рифея – аршиний. На территории России (в том числе на Южном и Среднем Урале) обнаружены отложения оледенений Стёрт, Марино и Гаскье, но на современном этапе исследований принадлежность к тому или другому гляциопериоду не всегда может быть достоверно определена. Необходимы дальнейшие работы по детальному изучению этого стратона.

5. Одним из наиболее обоснованных вариантов установления нижней границы венда является уро-

вень кровли тиллитов Гаскье (≈580 млн лет), иногда маркированный венчающими карбонатами. Выше тиллитов, образовавшихся во время этого события, в разрезах появляются остатки биоты мягкотелых. В карбонатных последовательностях к уровню оледенения Гаскье приурочены отрицательные экскурсы на кривых вариации изотопного состава стронция и углерода. С этим гляциопериодом связан один из нескольких дискретных эпизодов оксигенизации океана.

6. Из-за неоднозначности и неопределенности термин "лапландский горизонт" следует исключить из употребления.

Благодарности

Рассмотренные в публикации идеи рождались при обсуждении тематических вопросов с А.В. Масловым, М.Т. Крупениным, Д.В. Гражданкиным, В.В. Черных, М.П. Покровским. Конструктивные замечания Д.В. Гражданкина и А.Б. Кузнецова позволили улучшить содержание данной работы. Автор искренне признателен всем указанным лицам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беккер Ю.Р. (1968) Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л.: Недра, 160 с.
- Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Лазарев Ю.И., Макаров В.А., Николаев А.А. (1990) U-Pb изотопный возраст вепсия Карелии. ДАН СССР, **310**(1), 189-191.
- Вейс А.Ф., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Воробьева Н.Г. (2003) Микрофоссилии типового разреза верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала). Стратиграфия. Геол. корреляция, **11**(6), 19-44.
- Воробьева Н.Г., Петров П.Ю. (2020) Микробиота баракунской свиты и биостратиграфическая характеристика дальнетайгинской серии: ранний венд Уринского поднятия Сибири. Стратиграфия. Геол. корреляция, **28**(4), 26-42.
- Воробьева Н.Г., Сергеев В.Н. (2018) *Stellarossica* gen. nov. и инфрагруппа *Keltmiides* infragr. nov.: аномально крупные акантоморфные акритархи венда Сибири и Восточно-Европейской платформы. *Палеонтол. журн.*, (5), 91-100.
- Герман Т.Н. (1990) Органический мир миллиард лет назад. Л.: Наука, 52 с.
- Голубкова Е.Ю. (2019) Органостенные микрофоссилии в стратиграфии венда юго-востока Сибирской платформы. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 206 с.
- Горожанин В.М., Канипова З.А. (2017) Литологические индикаторы марино-гляциального генезиса отложений байназаровской свиты венда (Криволукский грабен Башкирского мегантиклинория, Южный Урал). *Геол. сборник № 13 ИГ УНЦ РАН*. СПб.: Свое издательство, 34-43.
- Горожанин В.М., Мичурин С.В., Канипова З.А., Биктимерова З.Р. (2016) Толпаровский разрез верхнего докембрия как типовой разрез криогения на Южном Урале. Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Мат-лы XI межрегион. науч.-практич. конф. Уфа, 36-38.

- Горожанин В.М., Мичурин С.В., Войкина З.А., Шарипова А.А., Биктимерова З.Р., Султанова А.Г. (2019) Марино-гляциальные отложения в Толпаровском разрезе верхнего докембрия (реки Зилим и Малый Толпар). *Геол. вестник*, (3), 69-92.
- Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж., Крупенин М.Т., Маслов А.В. (2011) Котлинский горизонт на Южном Урале. Докл. АН, **440**(2), 201-206.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В. (2015) Место венда в международной стратиграфической шкале. Геология и геофизика, 56(4), 703-717.
- Домрачев С.М. (1952) Девон хр. Каратау и прилегающих районов Южного Урала. Девон Западного Приуралья. Л.; М.: Гостоптехиздат, Ленингр. отд-е, 5-121.
- Дуб С.А. (2021) Верхнерифейско-вендские отложения Башкирского мегантиклинория Южного Урала: состояние изученности и стратиграфическое расчленение. Геология и геофизика, DOI: 10.15372/ GiG2021120.
- Еськов К.Ю. (2001) Черновики Господа Бога. Знание -Сила, (6), 56-61.
- Жамойда А.И. (2015) Состояние и проблемы Общей стратиграфической шкалы России. Геология и геофизика, 56(4), 655-670.
- Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Горожанин В.М., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Константинова Г.В. (2019) Основание венда на Южном Урале: Rb-Sr возраст глауконитов бакеевской свиты. Стратиграфия. Геол. корреляция, 27(5), 82-96.
- Захаров В.А. (2013) Как обустроить Общую стратиграфическую шкалу России? Росс. недра, 146(2), 6.
- Келлер Б.М. (1952) Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 63 с.
- Келлер Б.М. (1968) Верхний протерозой Русской платформы: рифей и венд. (Ред. А.А. Богданов). М.: Издво МГУ, 102 с.
- Келлер Б.М. (1973) Венд, юдомий и терминальный рифей (вендомий). Изв. АН СССР. Сер. геол., (1), 86-92.
- Ковалев С.Г. (2008) Позднедокембрийский рифтогенез в истории развития западного склона Южного Урала. Геотектоника, (2), 68-79.
- Козлов В.И. (1982) Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 128 с.
- Козлов В.И., Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Нехорошева А.Г., Бушарина С.В. (2011) Аршиний – новый стратон рифея в стратотипических разрезах Южного Урала. Геол. сборник № 9 ИГ УНЦ РАН. Уфа, ДизайнПолиграфСервис, 52-56.
- Кочнев Б.Б., Марусин В.В., Семенова Д.В. (2019) Неопротерозойские тиллиты и "тиллиты" на юге Сибирской платформы: генезис, распространение и возраст. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Мат-лы совещ., вып. 17. Иркутск: ИЗК СО PAH, 131-133.
- Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Прошенкин А.И. (2015) Верхненеопротерозойский гляциокомплекс центральных областей Сибирской платформы. Докл. АН, **464**(4), 448-451.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. (2012) Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал). *Литосфера*, (4), 127-140.

Крупенин М.Т. (2004) Минерагеническое и геодинамиче-

ское значение среднерифейского времени на западном склоне Южного Урала. Докл. АН, **399**(4), 503-505.

- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. (2014) Возможности стронциевой изотопной хемостратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифея и венда). Стратиграфия. Геол. корреляция, 22(6), 3-25.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В., Ор-лов С.Ю., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Ипатьева И.С. (2012) Первые результаты массового U/Pb-изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала: палеогеографический и палеотектонический аспекты. Докл. АН, 447(1), 73-79.
- Кузьменкова О.Ф., Лапцевич А.Г., Кузнецов А.Б., Шумлянский Л.В., Голубкова Е.Ю., Зайцева Т.С., Манкевич С.С. (2019) Актуальные вопросы стратиграфии рифея и венда Волыно-Оршанского палеоавлакогена запада Восточно-Европейской платформы. Этапы формирования и развития палеопротерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика. Мат-лы VI Росс. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб.: Свое издательство, 125-127.
- Марусин В.В. (2016) О нижней границе кембрия Общей стратиграфической шкалы. Общая стратиграфическая шкала и методические проблемы разработки региональных стратиграфических шкал России. Мат-лы Межвед. раб. совещ. СПб., 100-102.
- Маслов А.В. (2018) Осадочные ассоциации верхнего докембрия западного склона Южного Урала (современное состояние исследований). Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Мат-лы XII межрегион. науч.-практич. конф., Уфа. СПб.: Свое изд., 128-138.
- Маслов А.В., Анфимов Л.В. (2000) Авзянская рудоносная свита среднего рифея Южного Урала (литостратиграфия, условия образования, минерагения). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 132 с.
- Маслов А.В., Ерохин Е.В., Гердес А., Ронкин Ю.Л., Иванов К.С. (2018) Первые результаты U-Pb LA-ICP-MS-изотопного датирования обломочных цирконов из аркозовых песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея (Южный Урал). Докл. АН, **482**(5), 558-561.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. (2001) Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, Т. 1, 351 с. Т. 2, 134 с. Т. 3, 130 c. T. 4, 103 c.
- Маслов А.В., Меерт Дж., Левашова Н.М., Ронкин Ю.Л., Гражданкин Д.В., Кузнецов Н.Б., Крупенин М.Т., Федорова Н.М., Ипатьева И.С. (2013) Новые данные о возрасте ледниковых отложений венда Среднего Урала. Докл. АН, **449**(3), 322-327.
- Мейен С.В. (1989) Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 216 с.
- Мельников Н.В. (2018) Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы (стратиграфия, история развития). Новосибирск: СНИИГГиМС, 177 с.
- Меннер В.В., Штрейс Н.А. (1971) О тектонических аспектах геохронологической шкалы. Проблемы теоретической и региональной тектоники. К 60-ле-

460

тию академика Александра Леонидовича Яншина. М.: Наука, 300-309.

- Микрофоссилии докембрия СССР (1989). (Ред. Т.В. Янкаускас). Л.: Наука, 190 с.
- Наговицин К.Е. (2000) Окремненные микробиоты верхнего рифея Енисейского кряжа (Восточная Сибирь). Новости палеонтологии и стратиграфии. Приложение к журналу "Геология и геофизика", (2-3), 7-32.
- Наговицин К.Е. (2016) Роль микрофоссилий в решении вопросов стратиграфии верхнего протерозоя. Общая стратиграфическая шкала и методические проблемы разработки региональных стратиграфических шкал России. Мат-лы Межвед. раб. совещ. СПб., 113-115.
- Негруца В.З. (2011) Проблемы стратиграфии нижнего докембрия России (историко-методологический анализ). Литосфера, (1), 3-19.
- Парначев В.П., Швецов П.Н., Крупенин М.Т. (1990) Строение и условия седиментации отложений нижнего рифея Тараташского антиклинория на Южном Урале. Свердловск: УрО АН СССР, 71 с.
- Петров П.Ю. (2018) Постледниковые отложения дальнетайгинской серии: ранний венд Уринского поднятия Сибири. Сообщение 1. Баракунская свита. Литология и полез. ископаемые, (5), 459-472.
- Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. (2006) Изотопный состав С, О, Sr и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования. Литология и полез. ископаемые, (5), 505-530.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. (1992) Вып. 26. СПб.: ВСЕГЕИ, 69 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Краснобаев А.А. (2017) Стратиграфическая схема стратотипа рифея Южного Урала. Геология. Изв. Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ, (23), 3-26.
- Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Ратов А.А. (2014) Отложения нижнего венда на Южном Урале: особенности состава и строения. Геол. сборник № 11 ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПресс, 22-36.
- Розанов А.Ю., Семихатов М.А., Соколов Б.С., Федонкин М.А., Хоментовский В.В. (1997) Решение о выборе стратотипа границы докембрия и кембрия: прорыв в проблеме или ошибка? Стратиграфия. Геол. корреляция, 5(1), 21-31.
- Розанов А.Ю., Хоментовский В.В., Шабанов Ю.Я., Карлова Г.А., Варламов А.И., Лучинина В.А., Пегель Т.В., Демиденко Ю.Е., Пархаев П.Ю., Коровников И.В., Скорлотова Н.А. (2008) К проблеме ярусного расчленения нижнего кембрия. Стратиграфия. Геол. корреляция, 16(1), 3-21.
- Рудько С.В., Кузнецов А.Б., Петров П.Ю. (2020) Изотопный состав Sr в известняках дальнетайгинской серии Патомского бассейна: опорный разрез венда Сибири. Литология и полез. ископаемые, (3), 243-256.
- Рудько С.В., Петров П.Ю., Кузнецов А.Б., Шацилло А.В., Петров О.Л. (2017) Уточненный тренд δ¹³С в дальнетайгинской серии Уринского поднятия (венд, юг Средней Сибири). Докл. АН, **477**(5), 590-594.

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021

- Семихатов М.А. (1974) Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 302 с.
- Семихатов М.А. (2000) Уточнение оценок изотопного возраста нижних границ верхнего рифея, венда, верхнего венда и кембрия. Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ, 95-107.
- Семихатов М.А. (2008) Хроностратиграфия и хронометрия: конкурирующие концепции общего расчленения докембрия. Бюлл. МОИП. Отд. геол., 83(5), 36-58.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М. (2015) Изотопный возраст границ общих стратиграфических подразделений верхнего протерозоя (рифея и венда) России: эволюция взглядов и современная оценка. Стратиграфия. Геол. корреляция, **23**(6), 16-27.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М., Беккер Ю.Р., Бибикова Е.В., Дук В.Л., Есипчук К.Е., Карсаков Л.П., Киселев В.В., Козлов В.И., Лобач-Жученко С.Б., Негруца В.З., Робонен В.И., Сезько А.И., Филатова Л.И., Хоментовский В.В., Шемякин В.М., Шульдинер В.И. (1991) Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР. Изв. АН СССР. Сер. геол., (8), 3-14.
- Сергеев В.Н., Семихатов М.А., Федонкин М.А., Воробьева Н.Г. (2010) Основные этапы развития докембрийского органического мира: Сообщение 2. Поздний протерозой. *Стратиграфия*. *Геол. корреляция*, **18**(6), 3-34.
- Советов Ю.К. (2015) Тиллиты вблизи основания стратотипического разреза тасеевской серии венда (Сибирская платформа). *Геология и геофизика*, **56**(11), 1934-1944.
- Советов Ю.К., Комлев Д.А. (2005) Тиллиты в основании оселковой серии Присаянья и положение нижней границы венда на юго-западе Сибирской платформы. Стратиграфия. Геол. корреляция, (1), 3-34.
- Соколов Б.С. (1952) О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы. Изв. АН СССР. Сер. геол., (5), 21-31.
- Соколов Б.С. (1995) Вендская система и "неопротерозой-III". Стратиграфия. Геол. корреляция, **3**(6), 51-67.
- Соколов Б.С. (1997) Очерки становления венда. М.: КМК Scientific Press, 142 с.
- Соколов Б.С. (2011) Хроностратиграфическое пространство и венд как геоисторическое подразделение неопротерозоя. *Геология и геофизика*, **52**(10), 1334-1348.
- Станевич А.М., Гладкочуб Д.П., Корнилова Т.А., Мазукабзов А.М., Карманов Н.С. (2009) Микрофоссилии уджинской свиты рифея севера Сибирского кратона. Изв. Томск. политехн. ун-та, **315**(1), 5-10.
- Станевич А.М., Немеров В.К., Чатта Е.Н. (2006) Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация. Новосибирск: Гео, 204 с.
- Стратиграфический кодекс. (1992) СПб.: МСК, 120 с.
- Стратиграфический кодекс России. (2019) СПб.: ВСЕГЕИ, 96 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. (1983) М.: Наука, 184 с.
- Федонкин М.А. (1983) Органический мир венда. Итоги науки и техники. Стратиграфия. Палеонтология. М.: ВИНИТИ, 128 с.
- Хоментовский В.В. (2002) Байкалий Сибири (850–650 млн лет). *Геология и геофизика*, **43**(4), 313-333.
- Хоментовский В.В. (2014) Ангарий Енисейского кряжа как стандартное подразделение неопротерозоя. *Геология и геофизика*, **55**(3), 464-472.

- Хоментовский В.В., Карлова Г.А. (2005) Основание томмотского яруса – нижняя граница кембрия Сибири. Стратиграфия. Геол. корреляция, **13**(1), 26-40.
- Черных В.В. (2015) Парадоксы стратиграфии. *Геология* и геофизика, **56**(4), 682-693.
- Чумаков Н.М. (1974) Лапландское оледенение. Этюды по стратиграфии. М.: Наука, 71-96.
- Чумаков Н.М. (2009) Поздневендский Байконурский ледниковый горизонт. Стратиграфия. Геол. корреляция, 17(4), 23-31.
- Чумаков Н.М. (2015) Оледенения Земли: история, стратиграфическое значение и роль в биосфере. М.: ГЕОС, 160 с.
- Шатский Н.С. (1945) Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. *Материалы к познанию геологического строения СССР*. М.: Изд. МОИП, 131 с.
- Шатский Н.С. (1952) О границе между палеозоем и протерозоем и о рифейских отложениях Русской платформы. Изв. АН СССР. Сер. геол., (5), 36-49.
- Якобсон К.Э. (2014) Проблемы венда Восточно-Европейской платформы. *Регион. геология и металлогения*, **60**, 109-116.
- Якобсон К.Э., Крылов Н.С. (1977) Нижняя граница венда в его стратотипической местности. Сов. геология, (7), 59-70.
- Becker R.T., Kaiser S.I., Aretz M. (2016) Review of chrono-, litho- and biostratigraphy across the global Hangenberg Crisis and Devonian-Carboniferous Boundary. *Devonian climate, sea level and evolutionary events* (Eds R.T. Becker, P. Königshof, C.E. Brett). *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, **423**, 355-386.
- Beghin J., Storme J.-Y., Blanpied C., Gueneli N., Brocks J.J., Poulton S.W., Javaux E.J. (2017) Microfossils from the late Mesoproterozoic – early Neoproterozoic Atar. El Mreïti Group, Taoudeni Basin, Mauritania, northwestern Africa. *Prec. Res.*, **291**, 63-82.
- Bowring S.A., Grotzinger J.P., Condon D.J., Ramezani J., Newall M.J., Allen P.A. (2007) Geochronologic constraints on the chronostratigraphic framework of the Neoproterozoic Huqf Supergroup, Sultanate of Oman. *Amer. J. Sci.*, **307**, 1097-1145.
- Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E., Knoll A.H., Pelechaty S.M., Kolosov P. (1993) Calibrating rates of Early Cambrian evolution. *Science*, **261**, 1293-1298.
- Brasier M.D., Cowie J., Taylor M. (1994) Decision on the Precambrian-Cambrian boundary stratotype. *Episodes*, 17, 3-8.
- Butterfield N.J., Knoll A.H., Swett K. (1994) Paleobiology of the Neoproterozoic Svanbergfjellet Formation, Spitsbergen. *Fossils and Strata*, 34, 1-84.
- Cloud P. (1972) A working model of the primitive earth. *Amer. J. Sci.*, **272**, 537-548.
- Cochrane D.J.W., Navarro L., Arnott R.W.C. (2019) Sedimentological and geochemical evolution of an Ediacaran mixed carbonate-siliciclastic continental slope system, Windermere Supergroup, southern Canadian Cordillera, British Columbia, Canada. *Prec. Res.*, **327**, 47-67.
- Compston W., Sambridge M.S., Reinfrank R.F., Moczydlowska M., Vidal G., Claesson S. (1995) Numerical ages of volcanic rocks and the earliest faunal zone within the Late Precambrian of East Poland. J. Geol. Soc. Lond., 152, 599-611.

- Corsetti F.A., Lorentz N.J. (2006) On Neoproterozoic cap carbonates as chronostratigraphic markers. *Neoproteroz. Geobiol. Paleobiol. Top. Geobiol.*, **27** (Eds S. Xiao, A.J. Kaufman). Springer, Dordrecht, 273-294.
- Cox G.M., Halverson G.P., Stevenson R.K., Vokaty M., Poirier A., Kunzmann M., Li Z.X., Denyszyn S.W., Strauss J.V., Macdonald F.A. (2016) Continental flood basalt weathering as a trigger for Neoproterozoic Snowball Earth. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **446**, 89-99.
- Frimmel H.E., Klötzli U.S., Siegfried P.R. (1996) New Pb-Pb Single Zircon Age Constraints on the Timing of Neoproterozoic Glaciation and Continental Break-up in Namibia. J. Geol., 104(4), 459-469.
- Furuyama S., Kano A., Kunimitsu Y., Ishikawa T., Wang W., Liu X. (2017) Chemostratigraphy of the Ediacaran basinal setting on the Yangtze platform, South China: Oceanographic and diagenetic aspects of the carbon isotopic depth gradient. *Island Arc*, 26, e12196.
- Grey K., Calver C.R. (2007) Correlating the Ediacaran of Australia. The Rise and Fall of the Ediacaran Biota. J. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. (Eds P. Vickers-Rich, P. Komarower), 286, 115-135.
- Grazhdankin D. (2014) Patterns of evolution of the Ediacaran soft-bodied biota. J. Paleontol., 88, 269-283.
- Grazhdankin D.V., Marusin V.V., Izokh O.P., Karlova G.A., Kochnev B.B., Markov G.E., Nagovitsin K.E., Sarsembaev Z., Peek S., Cui H., Kaufman A.J. (2020) Quo vadis, Tommotian? *Geol. Mag.*, **157**(1), 22-34.
- Grotzinger J.P., Bowring S.A., Saylor B.Z., Kaufman A.J. (1995) Biostratigraphic and geochronologic constraints on early animal evolution. *Science*, **270**, 598-604.
- Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. (2010) Neoproterozoic chemostratigraphy. *Prec. Res.*, 182, 337-350.
- Hoffman P.F., Abbot D.S., Ashkenazy Y., Benn D.I., Brocks J.J., Cohen P.A., Cox G.M., Creveling J.R., Donnadieu Y., Erwin D.H., Fairchild I.J., Ferreira D., Goodman J.C., Halverson G.P., Jansen M.F., Le Hir G., Love G.D., Macdonald F.A., Maloof A.C., Partin C.A., Ramstein G., Rose B.E.J., Rose C.V., Sadler P.M., Tziperman E., Voigt A., Warren S.G. (2017) Snowball Earth climate dynamics and Cryogenian geology-geobiology. *Sci. Adv.*, 3(11), e1600983.
- International stratigraphic guide An abridged version. International Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS, International Commission on Stratigraphy. (1998) (Eds M.A. Murphy, A. Salvador). *Episodes*, 22(4), 255-271.
- Kaufman A.J., Knoll A.H., Narbonne G.M. (1997) Isotopes, ice ages, and terminal Proterozoic Earth history. *PNAS*, 94, 6600-6605.
- Kaufman A.J., Peek S., Martin A.J., Cui H., Grazhdankin D., Rogov V., Xiao S., Buchwaldt R., Bowring S. (2012) A shorter fuse for the Cambrian Explosion? *GSA Annual Meeting*, 44(7), 326.
- Kennedy M.J., Runnegar B., Prave A.R., Hoffmann K.-H., Arthur M.A. (1998) Two or four Neoproterozoic glaciations? *Geology*, **26**(12), 1059-1063.
- Knoll A.H., Walter M.R., Narbonne G.M., Christie-Blick N. (2006) The Ediacaran Period: a new addition to the geologic time scale. *Lethaia*, **39**, 13-30.
- Kolesnikov A.V., Marusin V.V., Nagovitsin K.E., Maslov A.V., Grazhdankin D.V. (2015) Ediacaran biota in the aftermath of the Kotlinian Crisis: Asha Group of the

South Urals. Prec. Res., 263, 59-78.

- Linnemann U., Ovtcharova M., Schaltegger U., Gärtner A., Hauntmann M., Geyer G., Vickers-Rich P., Rich T., Plessen B., Hofmann M., Zieger J., Krause R., Kreisfeld L., Smith J. (2019) New high-resolution age data from the Ediacaran-Cambrian boundary indicate rapid, ecologically driven onset of the Cambrian explosion. *Terra Nova*, **31**, 49-58.
- Loron C.C., Rainbird R.H., Turner E.C., Greenman J.W., Javaux E.J. (2019) Organic-walled microfossils from the late Mesoproterozoic to early Neoproterozoic lower Shaler Supergroup (Arctic Canada): Diversity and biostratigraphic significance. *Prec. Res.*, **321**, 349-374.
- Lucas S.G. (2018) The GSSP method of chronostratigraphy: A critical review. *Front. Earth Sci.*, **6**, 191.
- Macdonald F.A., Strauss J.V., Sperling E.A., Halverson G.P., Narbonne G.M., Johnston D.T., Kunzmann M., Schrag D.P., Higgins J.A. (2013) The stratigraphic relationship between the Shuram carbon isotope excursion, the oxygenation of Neoproterozoic oceans, and the first appearance of the Ediacara biota and bilaterian trace fossils in northwestern Canada. *Chem. Geol.*, **362**, 250-272.
- Myrow P.M., Kaufman A.J. (1999) A newly discovered cap carbonate above Varanger-age glacial deposits in Newfoundland, Canada. J. Sed. Res., **69**, 784-793.
- Narbonne G.M., Xiao S., Shields G. (2012) The Ediacaran Period. *Geologic Timescale 2012* (Eds F. Gradstein, J. Ogg, M.D. Schmitz, G. Ogg). Boston, Elsevier, 413-435.
- Parkhaev P.Yu. (2014) On the Stratigraphy of Aldanella Attleborensis – Potential Index Species for Defining the Base of Cambrian Stage 2. *Ext. Sum. IGCP Project 591 Field Workshop 2014.* Nanjing, Nanjing Univ. Press, 102-105.
- Paszkowski M., Budzyń B., Mazur St., Slama J., Shumlyanskyy L., Środoń J., Dhuime B., Kędzior A., Liivamägi S., Pisarzowska A. (2019) Detrital zircon U-Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton, Belarus. *Prec. Res.*, 331, 105352.
- Plumb K.A. (1991) New Precambrian time scale. *Episodes*, **14**(2), 139-140.
- Prave A.R. (1999) Two diamictites, two cap carbonates, two δ^{13} C excursions, two rifts; the Neoproterozoic Kingston Peak Formation, Death Valley, California. *Geology*, **27**, 339-342.
- Prave A.R., Condon D., Hoffmann K.-H., Tapster S., Fallick A.E. (2016) Duration and nature of the end-Cryogenian (Marinoan) glaciations. *Geology*, 44, 631-634.
- Pu J.P., Bowring S.A., Ramezani J., Myrow P., Raub T.D., Landing E., Mills A., Hodgin E., Macdonald F.A. (2016) Dodging snowballs: Geochronology of the Gaskiers glaciation and the first appearance of the Ediacaran biota. *Geology*, 44, 955-958.
- Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Sergeeva N.D. (2014) The New Data on Stratigraphy of the Riphean Stratotype in the Southern Urals, Russia. J. Geosci. Environ. Protect., 2, 108-116.
- Remane J., Bassett M.G., Cowie J.C., Gohrbandt K.H., Lane H.R., Michelsen O., Wang N., with the Cooperation of Members of ICS. (1996) Revised guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy (ICS). *Episodes*, **19**, 77-81.
- Rice H.N., Halverson G.P., Hoffman P.F. (2003) Three for the Neoproterozoic: Sturtian, Marinoan and Varangeri-

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021

an glaciations. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, abstract id. 11425.

- Rooney A.D., Strauss J.V., Brandon A.D., Macdonald F.A. (2015) A Cryogenian chronology: Two long-lasting synchronous Neoproterozoic glaciations. *Geology*, 43, 459-462.
- Sahoo S.K., Planavsky N.J., Jiang G., Kendall B., Owens J.D., Wang X., Shi X., Anbar A.D., Lyons T.W. (2016) Oceanic oxygenation events in the anoxic Ediacaran ocean. *Geobiology*, 14, 457-468.
- Saltzman M.R., Thomas E. (2012) Carbon isotope stratigraphy. *The Geologic Time Scale 2012* (Eds F. Gradstein, J. Ogg, M.D. Schmitz, G. Ogg). Boston, Elsevier, 207-232.
- Sawaki Y., Ohno T., Tahata M., Komiya T., Hirata T., Maruyama S., Windley B.F., Han J., Shu D., Li Y. (2010) The Ediacaran radiogenic Sr isotope excursion in the Doushantuo Formation in the three Gorges area, South China. *Prec. Res.*, **176**, 46-64.
- Seilacher A. (1992) Vendobionta and Psammocorallia: lost constructions of Precambrian evolution. J. Geol. Soc. Lond., 149, 607-613.
- Sergeev V.N., Knoll A.H., Vorob'eva N.G. (2011) Ediacaran microfossils from the Ura Formation, Baikal-Patom Uplift, Siberia: taxonomy and biostratigraphic significance. J. Paleontol., 85(5), 987-1011.
- Shields G.A., Halverson G.P., Porter S.M. (2018) Descent into the Cryogenian. *Prec. Res.*, **319**, 1-5.
- Shields G.A., Strachan R.A., Porter S.M., Halverson G.P., Macdonald F.A., Plumb K.A., de Alvarenga C.J., Banerjee D.M., Bekker A., Bleeker W., Brasier A., Chakraborty P.P., Collins A.S., Condie K., Das K., Evans D.A.D., Ernst R., Fallick A.E., Frimmel H., Fuck R., Hoffman P.F., Kamber B.S., Kuznetsov A.B., Mitchell R.N., Poiré D.G., Poulton S.W., Riding R., Sharma M., Storey C., Stueeken E., Tostevin R., Turner E., Xiao Sh., Zhang Sh., Zhou Y., Zhu M. (2021) A template for an improved rock-based subdivision of the pre-Cryogenian time scale. J. Geol. Soc., https://doi.org/10.1144/jgs2020-222.
- Shumlyanskyy L., Nosova A., Billström K., Söderlund U., Andréasson P.-G., Kuzmenkova O. (2016) The U-Pb zircon and baddeleyite ages of the Neoproterozoic Volyn Large Igneous Province: implication for the age of the magmatism and the nature of a crustal contaminant. *GFF*, **138**(1), 17-30.
- Swanson-Hysell N.L., Maloof A.C., Condon D.J., Jenkin G.R.T., Alene M., Tremblay M.M., Tesema T., Rooney A.D., Hailea B. (2015) Stratigraphy and geochronology of the Tambien Group, Ethiopia: evidence for globally synchronous carbon isotope change in the Neoproterozoic. *Geology*, **43**, 323-326.
- Van Kranendonk M.J., Altermannm W., Beard B.L., Hoffman P.F., Johnson C.M., Kasting J.F., Melezhik V.A., Nutman A.P., Papineau D., Pirajno F. (2012) A chronostratigraphic division of the Precambrian. *The Geologic Time Scale 2012* (Eds F. Gradstein, J. Ogg, M.D. Schmitz, G. Ogg). Boston, Elsevier, 299-392.
- Veizer J., Compston W. (1976) ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40(8), 905-914.
- Wang X., Su W. (2000) An important reference criterion for the selection of GSSP. *Chin. Sci. Bull.*, 45, 472-479.
- Williams G.E., Gostin V.A. (2019) Late Cryogenian glaciation in South Australia: fluctuating ice margin and no extreme or rapid post-glacial sea-level rise. *Geosci. Front.*, 10(4), 1397-1408.

- Williams G.E., Gostin V.A., McKirdy D.M., PreissW.V. (2008) The Elatina glaciation, late Cryogenian (Marinoan Epoch), South Australia: sedimentary facies and palaeoenvironments. *Prec. Res.*, **163**, 307-331.
- Xiao S., Laflamme M. (2009) On the eve of animal radiation: phylogeny, ecology and evolution of the Ediacara biota. *Trends Ecol. Evol.*, **24**(1), 31-40.
- Xu B., Xiao S., Zou H., Chen Y., Li Z., Song B., Liu D., Zhou C., Yuan X. (2009) SHRIMP zircon U-Pb age constraints on Neoproterozoic Quruqtagh diamictites in NW China. *Prec. Res.*, **168**(3-4), 247-258.
- Zaky A.H., Brand U., Buhl D., Blamey N., Bitner M.A., Logan A. (2019) Strontium isotope geochemistry of modern and ancient archives: tracer of secular change in ocean chemistry. *Can. J. Earth Sci.*, **56**(3), 245-264.
- Zhou C., Huyskens M.H., Lang X., Xiao S., Yin Q-Z. (2019a) Calibrating the terminations of Cryogenian global glaciations. *Geology*, 47(3), 251-254.
- Zhou C., Yuan X., Xiao S., Chen Z., Hua H. (20196) Ediacaran integrative stratigraphy and timescale of China. *Sci. China Earth Sci.*, 62(1), 7-24.

REFERENCES

- Becker Yu.R. (1968) Late Precambrian molasse of the Southern Urals. Leningrad, Nedra Publ., 160 p. (In Russ.)
- Becker R.T., Kaiser S.I., Aretz M. (2016) Review of chrono-, litho- and biostratigraphy across the global Hangenberg Crisis and Devonian–Carboniferous Boundary. *Devonian climate, sea level and evolutionary events* (Eds R.T. Becker, P. Königshof, C.E. Brett). *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, **423**, 355-386.
- Beghin J., Storme J.-Y., Blanpied C., Gueneli N., Brocks J.J., Poulton S.W., Javaux E.J. (2017) Microfossils from the late Mesoproterozoic – early Neoproterozoic Atar/El Mreïti Group, Taoudeni Basin, Mauritania, northwestern Africa. *Prec. Res.*, **291**, 63-82.
- Bibikova E.V., Kirnozova T.I., Lazarev Yu.I., Makarov V.A., Nikolaev A.A. (1990) U-Pb isotopic age of Vepsian in Karelia. *Dokl. AN SSSR*, **310**(1), 189-191. (In Russ.)
- Bowring S.A., Grotzinger J.P., Condon D.J., Ramezani J., Newall M.J., Allen P.A. (2007) Geochronologic constraints on the chronostratigraphic framework of the Neoproterozoic Huqf Supergroup, Sultanate of Oman. *Amer. J. Sci.*, **307**, 1097-1145.
- Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E., Knoll A.H., Pelechaty S.M., Kolosov P. (1993) Calibrating rates of Early Cambrian evolution. *Science*, **261**, 1293-1298.
- Brasier M.D., Cowie J., Taylor M. (1994) Decision on the Precambrian-Cambrian boundary stratotype. *Episodes*, 17, 3-8.
- Butterfield N.J., Knoll A.H., Swett K. (1994) Paleobiology of the Neoproterozoic Svanbergfjellet Formation, Spitsbergen. *Fossils and Strata*, **34**, 1-84.
- Chernykh V.V. (2015) Paradoxes of stratigraphy. *Russ. Geol. Geophys.*, **56**(4), 532-540 (translated from *Geol. Geofiz.*, **56**(4), 682-693).
- Chumakov N.M. (1974) Lapland glaciation. *Stratigraphy* essays. Moscow, Nauka Publ., 71-96. (In Russ.)
- Chumakov N.M. (2009) The Baykonurian Glaciohorizon of the Late Vendian. *Stratigr. Geol. Correl.*, **17**(4), 373-381 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **17**(4), 23-31).
- Chumakov N.M. (2015) Earth glaciations: history, strati-

graphic significance and role in the biosphere. Moscow, GEOS Publ., 160 p. (In Russ.)

- Cloud P. (1972) A working model of the primitive earth. *Amer. J. Sci.*, **272**, 537-548.
- Cochrane D.J.W., Navarro L., Arnott R.W.C. (2019) Sedimentological and geochemical evolution of an Ediacaran mixed carbonate-siliciclastic continental slope system, Windermere Supergroup, southern Canadian Cordillera, British Columbia, Canada. *Prec. Res.*, **327**, 47-67.
- Compston W., Sambridge M.S., Reinfrank R.F., Moczydlowska M., Vidal G., Claesson S. (1995) Numerical ages of volcanic rocks and the earliest faunal zone within the Late Precambrian of East Poland. J. Geol. Soc. Lond., 152, 599-611.
- Corsetti F.A., Lorentz N.J. (2006) On Neoproterozoic cap carbonates as chronostratigraphic markers. *Neoproteroz. Geobiol. Paleobiol. Top. Geobiol.*, **27** (Eds S. Xiao, A.J. Kaufman). Springer, Dordrecht, 273-294.
- Cox G.M., Halverson G.P., Stevenson R.K., Vokaty M., Poirier A., Kunzmann M., Li Z.X., Denyszyn S.W., Strauss J.V., Macdonald F.A. (2016) Continental flood basalt weathering as a trigger for Neoproterozoic Snowball Earth. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **446**, 89-99.
- Domrachev S.M. (1952) Devonian of the Karatau Mountains and adjacent areas of the Southern Urals. *Devonian of* the Western Urals. Leningrad; Moscow, Gostoptekhizdat Publ. Leningrad, 5-121. (In Russ.)
- Dub S.A. (2021) Neoproterozoic deposits of Bashkir Mega-Anticlinorium (Southern Urals): State of the art in regional stratigraphy. *Russ. Geol. Geophys* (translated from *Geol. Geofiz.*). https://doi.org/10.15372/GiG2021120
- Es'kov K.Yu. (2001) God's Rough Drafts. Znanie Sila, (6), 56-61. (In Russ.)
- Fedonkin M.A. (1983) The organic world of Vendian. Results of Science and Technology. Stratigraphy. Paleontology. Moscow, VINITI Publ., 128 p. (In Russ.)
- Frimmel H.E., Klötzli U.S., Siegfried P.R. (1996) New Pb-Pb Single Zircon Age Constraints on the Timing of Neoproterozoic Glaciation and Continental Break-up in Namibia. J. Geol., 104(4), 459-469.
- Furuyama S., Kano A., Kunimitsu Y., Ishikawa T., Wang W., Liu X. (2017) Chemostratigraphy of the Ediacaran basinal setting on the Yangtze platform, South China: Oceanographic and diagenetic aspects of the carbon isotopic depth gradient. *Island Arc*, 26, e12196.
- German T.N. (1990) The organic world a billion years ago. Leningrad, Nauka Publ., 52 p. (In Russ.)
- Golubkova E.Yu. (2019) Organ-walled microfossils in the Vendian stratigraphy of the southeastern Siberian platform. Cand. geol.-min. sci. diss. St.Petersburg, 206 p. (In Russ.)
- Gorozhanin V.M., Kanipova Z.A. (2017) Lithological indicators of the marino-glacial genesis of the Baynazar Formation deposits, Vendian (Krivoluksky graben of the Bashkirian meganticlinorium, Southern Urals). *Geol. Sbornik No. 13 IG UNTs RAN.* St.Petersburg, Its publishing house, 34-43. (In Russ.)
- Gorozhanin V.M., Michurin S.V., Kanipova Z.A., Biktimerova Z.R. (2016) Tolparovo section of the Upper Precambrian as a typical section of the Cryogenian in the Southern Urals. *Geology, mineral deposits and the problems* of geoecology of Bashkortostan, Urals and adjacent territories. Materials of the XI Interregional Scientific and Practical Conference. Ufa, 36-38. (In Russ.)

- Gorozhanin V.M., Michurin S.V., Voikina Z.A., Sharipova A.A., Biktimerova Z.R., Sultanova A.G. (2019) Marino-glacial deposits in the Tolparovo section of the Upper Precambrian (the Zilim and Malyy Tolpar rivers). *Geol. Vestnik*, (3), 69-92. (In Russ.)
- Grazhdankin D. (2014) Patterns of evolution of the Ediacaran soft-bodied biota. J. Paleontol., 88, 269-283.
- Grazhdankin D.V., Marusin V.V., Izokh O.P., Karlova G.A., Kochnev B.B., Markov G.E., Nagovitsin K.E., Sarsembaev Z., Peek S., Cui H., Kaufman A.J. (2020) Quo vadis, Tommotian? *Geol. Mag.*, **157**(1), 22-34.
- Grazhdankin D.V., Marusin V.V., Meert J., Krupenin M.T., Maslov A.V. (2011) Kotlin regional stage in the South Urals. *Dokl. Earth Sci.*, 440(1), 1222-1226 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, 440(2), 201-206).
- Grazhdankin D.V., Maslov A.V. (2015) The room for the Vendian in the International Chronostratigraphic Chart. *Russ. Geol. Geophys.*, **56**(4), 549-559 (translated from *Geol. Geofiz.*, **56**(4), 703-717).
- Grey K., Calver C.R. (2007) Correlating the Ediacaran of Australia. *The Rise and Fall of the Ediacaran Biota*. (Eds P. Vickers-Rich, P. Komarower). *J. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, **286**, 115-135.
- Grotzinger J.P., Bowring S.A., Saylor B.Z., Kaufman A.J. (1995) Biostratigraphic and geochronologic constraints on early animal evolution. *Science*, **270**, 598-604.
- Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. (2010) Neoproterozoic chemostratigraphy. *Prec. Res.*, 182, 337-350.
- Hoffman P.F., Abbot D.S., Ashkenazy Y., Benn D.I., Brocks J.J., Cohen P.A., Cox G.M., Creveling J.R., Donnadieu Y., Erwin D.H., Fairchild I.J., Ferreira D., Goodman J.C., Halverson G.P., Jansen M.F., Le Hir G., Love G.D., Macdonald F.A., Maloof A.C., Partin C.A., Ramstein G., Rose B.E.J., Rose C.V., Sadler P.M., Tziperman E., Voigt A., Warren S.G. (2017) Snowball Earth climate dynamics and Cryogenian geology-geobiology. *Sci. Adv.*, 3(11), e1600983.
- International stratigraphic guide An abridged version. International Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS, International Commission on Stratigraphy. (1998) (Eds M.A. Murphy, A. Salvador). *Episodes*, 22(4), 255-271.
- Kaufman A.J., Knoll A.H., Narbonne G.M. (1997) Isotopes, ice ages, and terminal Proterozoic Earth history. *PNAS*, 94, 6600-6605.
- Kaufman A.J., Peek S., Martin A.J., Cui H., Grazhdankin D., Rogov V., Xiao S., Buchwaldt R., Bowring S. (2012) A shorter fuse for the Cambrian Explosion? *GSA Annual Meeting*, 44(7), 326.
- Keller B.M. (1952) Riphean deposits of the foredeeps of the Russian platform. Moskow, Izd. AN SSSR, 63 p. (In Russ.)
- Keller B.M. (1968) Upper Proterozoic of the Russian Platform: Riphean and Vendian. (Ed. A.A. Bogdanov). Moscow, Publishing house of Moscow State University, 102 p. (In Russ.)
- Keller B.M. (1973) Vendian, Yudomian and Terminal Riphean (Vendomian). *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, (1), 86-92. (In Russ.)
- Kennedy M.J., Runnegar B., Prave A.R., Hoffmann K.-H., Arthur M.A. (1998) Two or four Neoproterozoic glaciations? *Geology*, **26**(12), 1059-1063.
- Kochnev B.B., Marusin V.V., Semenova D.V. (2019) Neo-

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021

proterozoic tillites and "tillites" in the south of the Siberian platform: genesis, distribution and age. *Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent)*. Meeting materials, vol. 17, 131-133. (In Russ.)

- Khomentovsky V.V. (2002) Baikalian of Siberia (850– 650 Ma). *Geol. Geofiz.*, **43**(4), 313-333. (In Russ.)
- Khomentovsky V.V. (2014) The Angarian in the Yenisei Ridge as a standard Neoproterozoic Unit. *Russ. Geol. Geophys.*, **55**(3), 361-368 (translated from *Geol. Geofiz.*, **55**(3), 464-472).
- Khomentovsky V.V., Karlova G.A. (2005) The Tommotian Stage base as the Cambrian lower boundary in Siberia. *Stratigr. Geol. Correl.*, **13**(1), 21-34 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **13**(1), 26-40).
- Knoll A.H., Walter M.R., Narbonne G.M., Christie-Blick N. (2006) The Ediacaran Period: a new addition to the geologic time scale. *Lethaia*, **39**, 13-30.
- Kochnev B.B., Marusin V.V., Semenova D.V. (2019) Neoproterozoic tillites and "tillites" in the south of the Siberian platform: genesis, occurence and age. *Geodynamic Evolution of the Central Asian Mobile Belt: from Ocean to Continent*. Vyp. 17. Irkutsk, IEC SB RAS, 131-133. (In Russ.)
- Kochnev B.B., Pokrovskii B.G., Proshenkin A.I. (2015) The Upper Neoproterozoic glacial complex in central areas of the Siberian platform. *Dokl. Earth Sci.*, 464(2), 1001-1004 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, 464(4), 448-451).
- Kolesnikov A.V., Marusin V.V., Nagovitsin K.E., Maslov A.V., Grazhdankin D.V. (2015) Ediacaran biota in the aftermath of the Kotlinian Crisis: Asha Group of the South Urals. *Prec. Res.*, 263, 59-78.
- Kovalev S.G. (2008) Late Precambrian rifting in the geological history of the western slope of the South Urals. *Geotectonics*, **42**(2), 137-146 (translated from *Geotektonika*, (2), 68-79).
- Kozlov V.I. (1982) Upper Riphean and Vendian of the Southern Urals. Moscow, Nauka Publ., 128 p. (In Russ.)
- Kozlov V.I., Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Nekhorosheva A.G., Busharina S.V. (2011) Arshinian is a new straton of the Riphean in stratotype sections of the Southern Urals. *Geol. Sbornik No. 9 IG UNTs RAN*. Ufa, Design-PolygraphService Publ., 52-56. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V. (2012) New data about Arshinian volcanites zircon geochronology (Southern Urals). *Lithosphere (Russia)*, (4), 127-140. (In Russ.)
- Krupenin M.T. (2004) The mineragenic and geodynamic significance of the Middle Riphean time on western slope of Southern Ural. *Dokl. Akad. Nauk*, **399**(4), 503-505. (In Russ.)
- Kuzmenkova O.F., Laptsevich A.G., Kuznetsov A.B., Shumlyanskii L.V., Golubkova E.Yu., Zaitseva T.S., Mankevich S.S. (2019) Topical problems on the Riphean and Vendian stratigraphy of the Volyn-Orsha paleoavlacogen in the west of the East European platform. *Formation and* development stages of the Paleoproterozoic crust: stratigraphy, metamorphism, magmatism, geodynamics. Materials of the VI Russian Conference on problems of the Precambrian geology and geodynamics. St.Petersburg, Its publishing house, 125-127. (In Russ.)
- Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Shatsillo A.V., Orlov S.Yu., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Ipat'eva I.S. (2012) The first results of mass U-Pb isotope dating (LA-ICP-

MS) for detrital zircons from the Asha Group, South Urals: paleogeography and paleotectonics. *Dokl. Earth Sci.*, **447**(1), 1240-1246 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **447**(1), 73-79).

- Kuznetsov A.B., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M. (2014) The Sr isotope chemostratigraphy as a tool for solving stratigraphic problems of the Upper Proterozoic (Riphean and Vendian). *Stratigr. Geol. Correl.*, **22**(6), 553-575 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **22**(6), 3-25).
- Linnemann U., Ovtcharova M., Schaltegger U., Gärtner A., Hauntmann M., Geyer G., Vickers-Rich P., Rich T., Plessen B., Hofmann M., Zieger J., Krause R., Kreisfeld L., Smith J. (2019) New high-resolution age data from the Ediacaran-Cambrian boundary indicate rapid, ecologically driven onset of the Cambrian explosion. *Terra Nova*, **31**, 49-58.
- Loron C.C., Rainbird R.H., Turner E.C., Greenman J.W., Javaux E.J. (2019) Organic-walled microfossils from the late Mesoproterozoic to early Neoproterozoic lower Shaler Supergroup (Arctic Canada): Diversity and biostratigraphic significance. *Prec. Res.*, **321**, 349-374.
- Lucas S.G. (2018) The GSSP method of chronostratigraphy: A critical review. *Front. Earth Sci.*, **6**, 191.
- Macdonald F.A., Strauss J.V., Sperling E.A., Halverson G.P., Narbonne G.M., Johnston D.T., Kunzmann M., Schrag D.P., Higgins J.A. (2013) The stratigraphic relationship between the Shuram carbon isotope excursion, the oxygenation of Neoproterozoic oceans, and the first appearance of the Ediacara biota and bilaterian trace fossils in northwestern Canada. *Chem. Geol.*, **362**, 250-272.
- Marusin V.V. (2016) On the lower boundary of the Cambrian of the General Stratigraphic Scale. *General stratigraphic scale and methodological problems of the development of regional stratigraphic scales in Russia.* Materials Interdepartment working meetings. St.Petersburg, 100-102. (In Russ.)
- Maslov A.V. (2018) Sedimentary associations of the Upper Precambrian of the Southern Urals western slope (current state of research). *Geology, mineral deposits and the problems of geoecology of Bashkortostan, Urals and adjacent territories.* Materials of the XII Interregional Scientific and Practical Conference, Ufa. St.Petersburg, Svoyo izdatel'stvo, 128-138. (In Russ.)
- Maslov A.V., Anfimov L.V. (2000) Ore-bearing Avzyan Formation of the Middle Riphean of the Southern Urals (lithostratigraphy, sedimentary environments, minerageny). Ekaterinburg, IGG UB RAS Publ., 132 p. (In Russ.)
- Maslov A.V., Erokhin E.V., Gerdes A., Ronkin Yu.L., Ivanov K.S. (2018) First results of U–Pb LA–ICP–MS isotope dating of detrital zircons from arkose sandstone of the Biryan Subformation of Zilmerdak Formation (Upper Riphean, South Urals). *Dokl. Earth Sci.*, 482(2), 1275-1277 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, 482(5), 558-561).
- Maslov A.V., Krupenin M.T., Gareev E.Z., Anfimov L.V. (2001) The Riphean of the Southern Urals western slope (classical sections, sedimentology, lithogenesis, minerageny and natural geological monuments). Ekaterinburg, IGG UB RAS, V. 1, 351 p. V. 2, 134 p. V. 3, 130 p. V. 4, 103 p. (In Russ.)
- Maslov A.V., Meert J., Levashova N.M., Ronkin Yu.L., Grazhdankin D.V., Kuznetsov N.B., Krupenin M.T., Fedorova N.M., Ipatieva I.S. (2013) New constraints for the age of Vendian glacial deposits (Central Urals). *Dokl. Earth Sci.*, 449(1), 303-308 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*,

449(3), 322-327).

- Meien S.V. (1989) Introduction to the theory of stratigraphy. Moscow, Nauka Publ., 216 p. (In Russ.)
- Mel'nikov N.V. (2018) Vendian-Cambrian saline basin of the Siberian platform (stratigraphy, history of development). Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 177 p. (In Russ.)
- Menner V.V., Shtreis N.A. (1971) Tectonic aspects of the geochronological scale. *Problems of theoretical and regional tectonics*. To the 60th anniversary of Academician Alexander Leonidovich Yanshin. Moscow, Nauka Publ., 300-309. (In Russ.)
- Myrow P.M., Kaufman A.J. (1999) A newly discovered cap carbonate above Varanger-age glacial deposits in Newfoundland, Canada. J. Sed. Res., 69, 784-793.
- Nagovitsin K.E. (2000) Silicified Microbiotas of the Upper Riphean of the Yenisei Ridge (Eastern Siberia). Novosti paleontologii i stratigrafii. Prilozhenie k zhurnalu "Geologiya i geofizika", (2-3), 7-32. (In Russ.)
- Nagovitsin K.E. (2016) Significance of microfossils in Solving the Upper Proterozoic stratigraphy problems. *Gene*ral stratigraphic scale and methodological problems of the development of regional stratigraphic scales of *Russia*. Materials of Interdepartment working meeting. St.Petersburg, 113-115. (In Russ.)
- Narbonne G.M., Xiao S., Shields G. (2012) The Ediacaran Period. *Geologic Timescale 2012*. (Eds F. Gradstein, J. Ogg, M.D. Schmitz, G. Ogg). Boston, Elsevier, 413-435.
- Negrutsa V.Z. (2011) Stratigraphy aspects of the Lower Precambrian in Russia (historical-methodological analysis). *Lithosphere (Russia)*, (1), 3-19. (In Russ.)
- Parkhaev P.Yu. (2014) On the Stratigraphy of Aldanella Attleborensis – Potential Index Species for Defining the Base of Cambrian Stage 2. *Ext. Sum. IGCP Project* 591 Field Workshop 2014. Nanjing, Nanjing Univ. Press, 102-105.
- Parnachev V.P., Shvetsov P.N., Krupenin M.T. (1990) Structure and sedimentary environments of the Lower Riphean deposits of the Taratash anticlinorium in the Southern Urals. Sverdlovsk, UB RAS, 71 p. (In Russ.)
- Paszkowski M., Budzyń B., Mazur St., Slama J., Shumlyanskyy L., Środoń J., Dhuime B., Kędzior A., Liivamägi S., Pisarzowska A. (2019) Detrital zircon U-Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton, Belarus. *Prec. Res.*, 331, 105352.
- Petrov P.Yu. (2018) Postglacial deposits of the Dal'nyaya Taiga Group: Early Vendian in the Ura Uplift, Siberia. Communication 1. Barakun Formation. *Lithol. Miner. Res.*, **53**(5), 417-429 (translated from *Litol. Polezn. Iskop.*, (5), 459-472).
- Plumb K.A. (1991) New Precambrian time scale. *Episodes*, **14**(2), 139-140.
- Pokrovskii B.G., Melezhik V.A., Buyakaite M.I. (2006) Carbon, oxygen, strontium, and sulfur isotopic compositions in Late Precambrian rocks of the Patom Complex, Central Siberia: Communication 1. Results, isotope stratigraphy, and dating problems. *Lithol. Miner. Res.*, 41(5), 450-474 (translated from *Litol. Polezn. Iskop.*, (5), 505-530. (In Russ.)
- Prave A.R. (1999) Two diamictites, two cap carbonates, two δ^{13} C excursions, two rifts; the Neoproterozoic Kingston Peak Formation, Death Valley, California. *Geology*, **27**, 339-342.

- Prave A.R., Condon D., Hoffmann K.-H., Tapster S., Fallick A.E. (2016) Duration and nature of the end-Cryogenian (Marinoan) glaciations. *Geology*, 44, 631-634.
- Precambrian Microfossils of the USSR. (1989) (Ed. T.V. Yankauskas). Leningrad, Nauka Publ., 190 p.
- Pu J.P., Bowring S.A., Ramezani J., Myrow P., Raub T.D., Landing E., Mills A., Hodgin E., Macdonald F.A. (2016) Dodging snowballs: Geochronology of the Gaskiers glaciation and the first appearance of the Ediacaran biota. *Geology*, 44, 955-958.
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DesignPoligrafService Publ., 280 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Sergeeva N.D. (2014) The New Data on Stratigraphy of the Riphean Stratotype in the Southern Urals, Russia. J. Geosci. Environ. Protect., 2, 108-116.
- Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Krasnobaev A.A. (2017) Stratigraphic scheme of the Riphean standard of the Southern Urals. *Geologiya. Izvestiya Otdeleniya nauk o Zemle i prirodnykh resursov AN RB*, (23), 3-26. (In Russ.)
- Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Ratov A.A. (2014) The Lower Vendian in the Southern Urals: peculiarities of a composition and structure. *Geologicheskii Sbornik No. 11 IG* UNTs RAN. Ufa, Design Press Publ., 22-36. (In Russ.)
- Remane J., Bassett M.G., Cowie J.C., Gohrbandt K.H., Lane H.R., Michelsen O., Wang N., with the Cooperation of Members of ICS. (1996) Revised guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy (ICS). *Episodes*, **19**, 77-81.
- Resolutions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its standing committees. (1992) Iss. 26. St.Petersburg, VSEGEI, 69 p. (In Russ.)
- Rice H.N., Halverson G.P., Hoffman P.F. (2003) Three for the Neoproterozoic: Sturtian, Marinoan and Varangerian glaciations. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, Abstract id. 11425.
- Rooney A.D., Strauss J.V., Brandon A.D., Macdonald F.A. (2015) A Cryogenian chronology: Two long-lasting synchronous Neoproterozoic glaciations. *Geology*, 43, 459-462.
- Rozanov A.Yu., Semikhatov M.A., Sokolov B.S., Fedonkin M.A., Khomentovskii V.V. (1997) Decision on the choice of the stratotype of the Precambrian–Cambrian boundary: a breakthrough in the problem or a mistake? *Stratigr. Geol. Korrel.*, 5(1), 21-31. (In Russ.)
- Rozanov A.Yu., Khomentovskii V.V., Shabanov Yu.Ya., Karlova G.A., Varlamov A.I., Luchinina V.A., Pegel T.V., Demidenko Yu.E., Parkhaev P.Yu., Korovnikov I.V., Skorlotova N.A. (2008) To the problem of Stage subdivision of the Lower Cambrian. *Stratigr. Geol. Correl.*, **16**(1), 1-19 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **16**(1), 3-21).
- Rud'ko S.V., Kuznetsov A.B., Petrov P.Yu. (2020) Strontium isotope composition in limestones of the Dal'nyaya Taiga Group in the Patom Basin: Vendian reference section of Siberia. *Lithol. Miner. Res.*, 55(3), 206-217 (translated from *Litol. Polezn. Iskop.*, (3), 243-256).
- Rud'ko S.V., Petrov P.Yu., Kuznetsov A.B., Shatsillo A.V., Petrov O.L. (2017) Refined δ¹³C trend of the Dal'nyaya Taiga Series of the Ura Uplift (Vendian, southern part of Middle Siberia). *Dokl. Earth Sci.*, **477**(2), 1449-1453 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **477**(5), 590-594).

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021

- Sahoo S.K., Planavsky N.J., Jiang G., Kendall B., Owens J.D., Wang X., Shi X., Anbar A.D., Lyons T.W. (2016) Oceanic oxygenation events in the anoxic Ediacaran ocean. *Geobiology*, 14, 457-468.
- Saltzman M.R., Thomas E. (2012) Carbon isotope stratigraphy. *The Geologic Time Scale 2012*. (Eds F. Gradstein, J. Ogg, M.D. Schmitz, G. Ogg). Boston, Elsevier, 207-232.
- Sawaki Y., Ohno T., Tahata M., Komiya T., Hirata T., Maruyama S., Windley B.F., Han J., Shu D., Li Y. (2010) The Ediacaran radiogenic Sr isotope excursion in the Doushantuo Formation in the three Gorges area, South China. *Prec. Res.*, **176**, 46-64.
- Seilacher A. (1992) Vendobionta and Psammocorallia: lost constructions of Precambrian evolution. J. Geol. Soc. Lond., 149, 607-613.
- Semikhatov M.A. (1974) Stratigraphy and Geochronology of the Proterozoic. Moscow, Nauka Publ., 302 p. (In Russ.)
- Semikhatov M.A. (2000) Refinement of estimates of the Upper Riphean, Vendian, Upper Vendian and Cambrian lower boundaries isotopic ages. *Supplements to the Stratigraphic Code of Russia*. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 95-107. (In Russ.)
- Semikhatov M.A. (2008) Chronostratigraphy and chronometry: concurrent conceptions of general subdivision of Precambrian. *Bull. MOIP. Otd. Geol.*, 83(5), 36-58. (In Russ.)
- Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Chumakov N.M. (2015) Isotope age of boundaries between the general stratigraphic subdivisions of the Upper Proterozoic (Riphean and Vendian) in Russia: the evolution of opinions and the current estimate. *Stratigr. Geol. Correl.*, 23(6), 568-579 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, 23(6), 16-27).
- Semikhatov M.A., Shurkin K.A., Aksenov E.M., Bekker Yu.R., Bibikova E.V., Duk V.L., Esipchuk K.E., Karsakov L.P., Kiselev V.I., Kozlov V.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Negruta V.Z., Robonen V.I., Sezko A.I., Filatova L.I., Khomentovsky V.V., Shemyakin V.M., Shuldiner V.I. (1991) New Precambrian stratigraphic scale of the USSR. *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, (8), 3-14. (In Russ.)
- Sergeev V.N., Knoll A.H., Vorob'eva N.G. (2011) Ediacaran microfossils from the Ura Formation, Baikal-Patom Uplift, Siberia: taxonomy and biostratigraphic significance. J. Paleontol., 85(5), 987-1011.
- Sergeev V.N., Semikhatov M.A., Fedonkin M.A., Vorob'eva N.G. (2010) Principal stages in evolution of Precambrian organic world: Communication 2. The Late Proterozoic. *Stratigr. Geol. Correl.*, **18**(6), 561-592 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **18**(6), 3-34).
- Shatskii N.S. (1945) Essays on the tectonics of the Volga-Ural oil-bearing region and the adjacent part of the Southern Urals western slope. Materials for the cognition of the USSR geological structure. Moscow, MOIP Publ., 131 p. (In Russ.)
- Shatskii N.S. (1952) About the Paleozoic–Proterozoic boundary and Riphean deposits of the Russian platform. *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, (5), 36-49. (In Russ.)
- Shields G.A., Halverson G.P., Porter S.M. (2018) Descent into the Cryogenian. *Prec. Res.*, **319**, 1-5.
- Shields G.A., Strachan R.A., Porter S.M., Halverson G.P., Macdonald F.A., Plumb K.A., de Alvarenga C.J., Banerjee D.M., Bekker A., Bleeker W., Brasier A., Chakraborty P.P., Collins A.S., Condie K., Das K., Evans D.A.D., Ernst R., Fallick A.E., Frimmel H., Fuck R., Hoff-

man P.F., Kamber B.S., Kuznetsov A.B., Mitchell R.N., Poiré D.G., Poulton S.W., Riding R., Sharma M., Storey C., Stueeken E., Tostevin R., Turner E., Xiao Sh., Zhang Sh., Zhou Y., Zhu M. (2021) A template for an improved rock-based subdivision of the pre-Cryogenian time scale. *J. Geol. Soc.*, https://doi.org/10.1144/jgs2020-222.

- Shumlyanskii L., Nosova A., Billström K., Söderlund U., Andréasson P.-G., Kuzmenkova O. (2016) The U-Pb zircon and baddeleyite ages of the Neoproterozoic Volyn Large Igneous Province: implication for the age of the magmatism and the nature of a crustal contaminant. *GFF*, **138**(1), 17-30.
- Sokolov B.S. (1952) On the age of the oldest sedimentary cover of the Russian platform. *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, (5), 21-31. (In Russ.)
- Sokolov B.S. (1995) Vendian system and "Neoproterozoic-III". Stratigr. Geol. Korrel., 3(6), 51-67. (In Russ.)
- Sokolov B.S. (1997) Essays on the Advent of the Vendian. Moscow, KMK Scientific Press, 142 p. (In Russ.)
- Sokolov B.S. (2011) The chronostratigraphic space of the lithosphere and the Vendian as a geohistorical subdivision of the Neoproterozoic. *Russ. Geol. Geophys.*, **56**(11), 1048-1059 (translated from *Geol. Geofiz.*, **52**(10), 1334-1348).
- Sovetov Yu.K. (2015) Tillites at the base of the Vendian Taseeva Group in the stratotype section (Siberian craton). *Russ. Geol. Geophys.*, **56**(11), 1522-1530 (translated from *Geol. Geofiz.*, **56**(11), 1934-1944).
- Sovetov Yu.K., Komlev D.A. (2005) Tillites at the base of the Oselok Group, foothills of the Sayan Mountains, and the Vendian lower boundary in the southwestern Siberian platform. *Stratigr. Geol. Correl.*, **13**(4), 337-366 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, (1), 3-34).
- Stanevich A.M., Gladkochub D.P., Kornilova T.A., Mazukabzov A.M., Karmanov N.S. (2009) Microphossilies of Udzhinskaya suite of north Riphea of Siberian craton. *Izv. Tomsk. Politekhnich. Univ.*, **315**(1), 5-10. (In Russ.)
- Stanevich A.M., Nemerov V.K., Chatta E.N. (2006) Proterozoic microfossils of the Sayan-Baikal fold area. Environments, origin and classification. Novosibirsk, Geo Publ., 204 p. (In Russ.)
- Stratigraphic Code. (1992) St.Petersburg, MSK Publ., 120 p. (In Russ.)
- Stratigraphic Code of Russia. (2019) St.Petersburg, Publishing house VSEGEI, 96 p. (In Russ.)
- Stratotype of the Riphean: Stratigraphy and Geochronology. (1983) Moscow, Nauka Publ., 184 p. (In Russ.)
- Swanson-Hysell N.L., Maloof A.C., Condon D.J., Jenkin G.R.T., Alene M., Tremblay M.M., Tesema T., Rooney A.D., Hailea B. (2015) Stratigraphy and geochronology of the Tambien Group, Ethiopia: evidence for globally synchronous carbon isotope change in the Neoproterozoic. *Geology*, **43**, 323-326.
- Van Kranendonk M.J., Altermannm W., Beard B.L., Hoffman P.F., Johnson C.M., Kasting J.F., Melezhik V.A., Nutman A.P., Papineau D., Pirajno F. (2012) A chronostratigraphic division of the Precambrian. *The Geologic Time Scale 2012.* (Eds F. Gradstein, J. Ogg, M.D. Schmitz, G. Ogg). Boston, Elsevier, 299-392.
- Veis A.F., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Vorob'eva N.G. (2003) Microfossils from the Upper Riphean type section (the Karatau Group of Southern Urals). *Stratigr. Ge-*

ol. Correl., **11**(6), 550-572 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **11**(6), 19-44).

- Veizer J., Compston W. (1976) ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**(8), 905-914.
- Vorob'eva N.G., Petrov P.Yu. (2020) Microbiota of the Barakun Formation and Biostratigraphic Characteristics of the Dal'nyaya Taiga Group: Early Vendian of the Ura Uplift (Eastern Siberia). *Stratigr. Geol. Correl.*, 28(4), 365-380 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, 28(4), 26-42).
- Vorob'eva N.G., Sergeev V.N. (2018) Stellarossica gen. nov. and the infragroup Keltmiides infragroup. nov.: extremely large acantomorphic acritarchs from the Vendian of Siberia and the East European Platform. Paleontol. J., 52(5), 563-573 (translated from Paleontol. Zhurn., (5), 91-100).
- Wang X., Su W. (2000) An important reference criterion for the selection of GSSP. *Chin. Sci. Bull.*, 45, 472-479.
- Williams G.E., Gostin V.A. (2019) Late Cryogenian glaciation in South Australia: fluctuating ice margin and no extreme or rapid post-glacial sea-level rise. *Geosci. Front.*, **10**(4), 1397-1408.
- Williams G.E., Gostin V.A., McKirdy D.M., Preiss W.V. (2008) The Elatina glaciation, late Cryogenian (Marinoan Epoch), South Australia: sedimentary facies and palaeoenvironments. *Prec. Res.*, **163**, 307-331.
- Xiao S., Laflamme M. (2009) On the eve of animal radiation: phylogeny, ecology and evolution of the Ediacara biota. *Trends Ecol. Evol.*, **24**(1), 31-40.
- Xu B., Xiao S., Zou H., Chen Y., Li Z., Song B., Liu D., Zhou C., Yuan X. (2009) SHRIMP zircon U-Pb age constraints on Neoproterozoic Quruqtagh diamictites in NW China. *Prec. Res.*, **168**(3-4), 247-258.
- Yakobson K.E. (2014) Problems of the Vendian of the East European Platform. *Region. Geol. Metallogen.*, **60**, 109-116. (In Russ.)
- Yakobson K.E., Krylov N.S. (1977) The lower boundary of Vendian in its stratotype area. Sov. Geologiya, (7), 59-70. (In Russ.)
- Zaitseva T.S., Kuznetsov A.B., Gorozhanin V.M., Gorokhov I.M., Ivanovskaya T.A., Konstantinova G.V. (2019) The lower boundary of the Vendian in the Southern Urals as evidenced by the Rb–Sr age of glauconites of the Bakeevo Formation. *Stratigr. Geol. Correl.*, 27(5), 573-587 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, 27(5), 82-96).
- Zakharov V.A. (2013) How to renovate the General Stratigraphic Scale of Russia? *Ross. Nedra*, **146**(2), 6. (In Russ.)
- Zaky A.H., Brand U., Buhl D., Blamey N., Bitner M.A., Logan A. (2019) Strontium isotope geochemistry of modern and ancient archives: tracer of secular change in ocean chemistry. *Can. J. Earth Sci.*, **56**(3), 245-264.
- Zhamoida A.I. (2015) General Stratigraphic Scale of Russia: State of the art and Problems. *Russ. Geol. Geophys.*, 56(4), 511-523 (translated from *Geol. Geofiz.*, 56(4), 655-670).
- Zhou C., Huyskens M.H., Lang X., Xiao S., Yin Q-Z. (2019a) Calibrating the terminations of Cryogenian global glaciations. *Geology*, 47(3), 251-254.
- Zhou C., Yuan X., Xiao S., Chen Z., Hua H. (20196) Ediacaran integrative stratigraphy and timescale of China. *Sci. China Earth Sci.*, **62**(1), 7-24.

УДК 551.242

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-4-469-490

Сравнительная тектоника палеорифтовой системы Белого моря и других систем континентального рифтинга

А. С. Балуев, С. Ю. Колодяжный, Е. Н. Терехов

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, e-mail: albaluev@yandex.ru Поступила в редакцию 03.12.2020 г., принята к печати 19.02.2021 г.

Объект исследований. Палеорифтовая система Белого моря рифейского заложения, большая часть которой перекрыта водами Белого и Баренцева морей и платформенным чехлом Восточно-Европейской платформы, что позволило многим исследователям отнести ее к авлакогенам. Система выявлена геофизическими методами в рельефе кристаллического фундамента платформы в виде каркаса глубоких протяженных желобов северо-западного простирания, субпараллельных краю Восточно-Европейской платформы. Материалы и методы. Личные наблюдения авторов в пределах Онежско-Кандалакшского палеорифта, Байкальской рифтовой зоны, детальное изучение сейсмостратиграфических разрезов этих зон, многочисленные литературные данные по строению современных рифтовых зон. Сравнительный анализ строения наиболее изученных и ныне активных Байкальской и Восточно-Африканской рифтовых систем, а также рифтовой системы Карру позднепалеозойского заложения с палеорифтовой системой Белого моря. Результаты. Выделены несколько типов структурных парагенезов, свойственных как современным рифтовым системам, так и древним палеорифтовым системам. 1. Генетическая связь (унаследованность?) рифтогенных структур с более древними структурами основания. 2. Структурные парагенезы концентрических комплексов в зонах пропагации рифтов. 3. Сопоставимость области горизонтального растяжения литосферы Беломорской палеорифтовой системы с зонами растяжения современных континентальны рифтов. 4. Принципиальное сходство строения комплекса палеорифтов Белого моря с современными континентальными рифтовыми системами: наличие протяженных глубоких трогов, сегментация грабенов и полуграбенов, разделенных перемычками, являвшихся зонами аккомодации со сменой полярности по простиранию рифтовой зоны, смещение рифта относительно мантийного выступа, существование полого падающего сброса (детачмента) и др. Заключение. Подтверждена рифтогенная природа авлакогенов северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы.

Ключевые слова: континентальный рифтогенез, сравнительная тектоника, Беломорская палеорифтовая система, Байкальская рифтовая зона, Восточно-Африканская рифтовая система, рифтовая система Карру

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках госзадания лаборатории тектоники консолидированной коры ГИН РАН и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00485)

Comparative tectonics of the White Sea paleorift system and other continental rifting systems

Alexandr S. Baluev, Sergei Yu. Kolodyazhny, Evgeny N. Terekhov

Geological Institute of RAS, 7 Pyzhevskii lane, Moscow 119017, Russia, e-mail: albaluev@yandex.ru Received 02.12.2020, accepted 19.02.2021

Research subject. The Riphean paleorift system of the White Sea, most of which is overlain by the waters of the White and Barents Seas and the platform cover of the East European Platform. This allowed numerous researchers to classify it as an aulacogen. The system was revealed by geophysical methods in the relief of the crystalline basement of the platform in the form of a frame of deep extended trenches of northwestern strike, subparallel to the edge of the East European platform. *Materials and methods*. Personal observations of the authors within the Onega-Kandalakcha paleorift, Baikal rift zone; a detailed study of seismostratigraphic sections of these zones; extensive literature data on the structure of modern rift zones. A comparative analysis of the structure of the most studied and currently active Baikal and East African rift systems, as well as the Karoo rift system of the Late Paleozoic origin with the paleorift system of the White Sea. *Results*. The following types of structural parageneses, which are characteristic of both modern rift systems and ancient paleorift systems, were

Для цитирования: Балуев А.С., Колодяжный С.Ю., Терехов Е.Н. (2021) Сравнительная тектоника палеорифтовой системы Белого моря и других систем континентального рифтинга. *Литосфера*, **21**(4), 469-490. https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-4-469-490

For citation: Baluev A.S., Kolodyazhny S.Yu., Terekhov E.N. (2021) Comparative tectonics of the White Sea paleorift system and other continental rifting systems. *Lithosphere (Russia)*, **21**(4), 469-490. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-4-469-490

© А.С. Балуев, С.Ю. Колодяжный, Е.Н. Терехов, 2021

identified. 1. Genetic relationship (inheritance?) of riftogenic structures with more ancient basement structures. 2. Structural paragenesis of concentric complexes in rift propagation zones. 3. Comparability of the area of horizontal extension of the lithosphere of the White Sea paleorift system with extension zones of modern continental rifts. 4. The fundamental similarity of the structure: the complex of paleorifts of the White Sea with modern continental rift systems: the presence of long deep trough segmentation of grabens and semi-grabens separated by bridges, which were accommodation zones with polarity reversal along the strike of the rift zone, displacement of the rift relative to the mantle ledge, the existence of a gently dipping normal fault (detachment), etc. *Conclusion*. The riftogenic nature of the aulacogens in the northeastern segment of the East European Platform has been confirmed.

Keywords: continental rifting, comparative tectonics, White Sea paleorift system, Baikal rift zone, East African rift system, Karoo rift system

Funding information

This work was carried out within the framework of the state assignment of the Laboratory of Tectonics of the Consolidated Crust of the Geological Institute of the Russian Academy of Sciences and with the financial support of the Russian Foundation for Basic Research (project No. 18-05-00485)

ВВЕДЕНИЕ

Континентальный рифтогенез является одной из важнейших форм деструкции и горизонтального растяжения земной коры не только в настоящее время, но и в прошлые геологические эпохи. Генетически и структурно с ним тесно связаны проявления внутриплитного магматизма, в том числе и кимберлитового. Знания о строении и механизмах формирования ныне активных континентальных рифтовых зон позволяют реконструировать структуры погребенных палеорифтовых систем (авлакогенов) и их палеогеодинамику. Ключом к таким реконструкциям могут являться структурные парагенезы (пространственное сообщество структур, имеющих общий генезис), которые формируются в процессе рифтообразования и легко распознаются в современных рифтовых системах, а в палеорифтах нередко закрыты платформенным чехлом или завуалированы вследствие эрозионноденудационных процессов. К последним относится и палеорифтовая система Белого моря (РСБМ), или Беломорская рифтовая система рифейского заложения, грабены которой перекрыты либо вендпалеозойским платформенным чехлом (Мезенская синеклиза), либо водами современных бассейнов Белого и Баренцева морей. Глубинное строение этой части Восточно-Европейской платформы было установлено в основном в результате комплексных геофизических исследований, в частности морского (ОАО МАГЭ) и наземного (ПГО "Спецгеофизика") сейсмопрофилирования, магнито- и гравиметрических съемок, проведенных в начале этого века. Описание результатов этих исследований приведено в работах (Геодинамика..., 2006; Казанин и др., 2006; Журавлев, 2007; Журавлев, Шипилов, 2007; Балуев и др., 2009а, б, 2012; и др.). Интерпретировать данные геофизических исследований и построить наиболее адекватную модель глубинного строения этой территории и, в частности, погребенных структур рифейского континентального рифтогенеза позволили знания об особенностях строения современных континентальных рифтовых систем. Сравнительный анализ строения наиболее изученных и тектонически ныне активных Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) и Восточно-Африканской рифтовой системы (ВАРС) с палеорифтовой системой Белого моря позволил расшифровать некоторые элементы строения последней, установить в ее пределах структурные парагенезы, контролирующие проявления рифейско-вендского и среднепалеозойского магматизма в этом регионе и определившие характер ее тектонической эволюции. По результатам этих работ авторами была построена и издана "Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий" (2010) и объяснительная записка к ней в виде монографии "Тектоника Белого моря и прилегающих территорий" (Балуев и др., 2012).

Предлагаемая работа основана на сравнительном тектоническом анализе погребенных палеорифтовых структур и современных тектонически активных систем континентального рифтинга. При этом нами использовались как результаты наших собственных исследований Беломорской палеорифтовой системы и Байкальской рифтовой зоны (Балуев и др., 1999; 2002; Цеховский и др., 2018), так и обобщение имеющихся публикаций по районам исследований с привлечением данных геолого-геофизических, сейсмоструктурных и палеомагнитных исследований.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОРИФТОВОЙ СИСТЕМЫ БЕЛОГО МОРЯ

Плитная часть северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы (Русская плита) представляет собой область погружения кристаллического фундамента от Балтийского щита на восток и юго-восток в Мезенскую синеклизу, которая с северо-востока и востока ограничена складчатыми рифейскими сооружениями Канинско-Тиманского складчатого пояса (рис. 1). Традиционно этот регион рассматривается как область раз-

Тектоника палеорифтовой системы Белого моря и других систем континентального рифтинга Tectonics of the White Sea paleorift system and other continental rifting systems



Рис. 1. Схема тектоники северо-восточного сегмента Восточно-Европейкой платформы и ее обрамления (Балуев и др., 2012).

Восточно-Европейский кратон (1–8). Балтийский щит (1–6): 1, 2 – Кольский массив неоархейской консолидации (1 – Мурманский блок, 2 – Центрально-Кольский блок); 3 – Карельский массив неоархейской консолидации; 4, 5 – Лапландско-Беломорский подвижный пояс палеопротерозойской консолидации (4 – Беломорский пояс, 5 – Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс); 6 – проторифтогенные палеопротерозойские пояса; 7 – плитная часть кратона (Мезенская синекли-

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021

за); 8 – рифтогенные грабены, выполненные терригенными (а) и вулканогенно-осадочными (б) образованиями рифея. Западно-Арктическая платформа (9–12). 9, 10 – Тимано-Печорская плита (9 – с фундаментом байкальской консолидации, 10 – складчатые рифейско-вендские образования); 11, 12 – Свальбардская плита (11 – с фундаментом гренвильской консолидации, 10 – складчатые рифейско-вендские образования); 11, 12 – Свальбардская плита (11 – с фундаментом гренвильской консолидации, 10 – складчатые рифейско-вендские образования); 11, 12 – Свальбардская плита (11 – с фундаментом гренвильской консолидации, 12 – Южная впадина Восточно-Баренцевского рифтогенного трога). 13 – проявления среднепалеозойского магматизма (массивы ультраосновного-щелочного комплекса, 380–360 млн лет); 14 – конвергентная граница литосферных плит; 15–17 – разломы: 15 – разломные зоны, ограничивающие крупные структуры земной коры (а), прочие разломы (б); 16 – взбросы, надвиги (а), сбросы (б); 17 – сдвиги; 18 – сейсмогеологические профили, приведенные на рис. 8. Цифры на карте – основные структурные элементы рельефа фундамента. Грабены: 1 – Понойский, 2 – Усть-Мезенский, 3 – Сафоновский, 4 – Чапомский, 5 – Лешуконский, 6 – Азопольский, 7 – Керецкий, 8 – Пинежский, 11 – Колвицкий, 12 – Кандалакшский, 13 – Центральный, 14 – Унский, 15 – Онежский, 17 – Покшеньгский, 19 – Северо-Двинский. Выступы: 9 – Варзугская моноклиналь, 10 – Оленицкий вал, 16 – Выйский выступ, 18 – Юльский выступ.

Fig. 1. Tectonic scheme of the northeastern segment of the Eastern European Platform and its framing (Baluev et al., 2012).

East-European craton (1–8). Baltic Shield (1–6): 1, 2 – Kola massif of neo-Archaic consolidation (1 – Murmansk block, 2 – Central-Kola block); 3 – Karelian massif of the neo-Archaean consolidation; 4, 5 – Lapland-White Sea mobile belt of Paleoproterozoic consolidation (4 – Belomorian belt, 5 – Lapland-Kolvitsky granulite belt); 6 – protoriftogenic Paleoproterozoic belts; 7 – plate part of the craton (Mezen syneclise); 8 – riftogenic grabens, made by terrigenous (a) and volcanogenic-sedimentary (6) Riphean formations. *The Western Arctic Platform* (9–12). 9–10 – Timano-Pechora Plate (9 – with the foundation of Baikalian consolidation, 10 – folded Riphean-Vendian formations); 11, 12 – Svalbard plate (11 – with the foundation of the Grenville consolidation, 12 – Southern depression of the East Barentsevriftogenic trough). 13 – manifestations of Middle Paleozoic magmatism (arrays of ultrabasicalkaline complex, 380–360 Ma); 14 – convergent boundary of lithospheric plates; 15–17 – faults: 15 – fault zones that limit large structures of the earth's crust (a), other faults (6); 16 – thrusts (a), normal faults (6), 17 – strike-sleep faults; 18 – seismogeological profiles, given in Fig. 8. Figures on the map – main structural elements of the basement relief. Grabens: 1 – Ponoysky, 2 – Ust-Mezensky, 3 – Safonovsky, 4 – Chapomsky, 5 – Leshukonsky, 6 – Azopilsky, 7 – Keretsky, 8 – Pinezhsky, 11 – Kolvitsky, 12 – Kandalaksha, 13 – Central, 14 – Unsk, 15 – Onega, 17 – Pokshensky, 19 – North Dvinsky. Ledges: 9 – Varzugmonocline, 10 – Olenitskyshaft, 16 – Vyiskyledge, 18 – Julianledge.

вития континентального рифтогенеза в рифее, который предшествовал началу общего прогибания и формирования осадочного чехла Мезенской синеклизы и Тимано-Печорского бассейна (Валеев, 1978; Добрынина, 1992; Балуев, 2006; и др.)

Особенности гипсометрии кристаллического фундамента этой части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) показывают, что его поверхность интенсивно расчленена дизъюнктивными нарушениями. Существующие различия в строении блоков земной коры находят отражение и в структуре аномальных физических полей. По градиентным зонам поверхности фундамента обозначаются разломные ограничения рифтогенных желобов, выполненных синрифтовым комплексом терригенных и вулканогенно-осадочных образований среднего-верхнего рифея, местами обнажающихся по краю щита (Терский берег Кольского п-ова, п-ов Средний, о-в Кильдин). Амплитуды смещений по разломам (в основном сбросам) достигают 2.5-4.0 км и более. Таким образом, в рельефе кристаллического фундамента северо-восточного сегмента ВЕП выделяется система рифтогенных желобов, которые от Белого моря погружаются к юго-востоку под осадочный чехол Мезенской синеклизы. По данным геолого-геофизических исследований последних лет выделяются 4 крупные рифтовые зоны (ветви): Онежско-Кандалакшская (Кандалакшско-Двинская, по (Валеев, 1978)), Керецко-Пинежская, Чапомско-Лешуконская (Балуев и др., 2009а, б) и Мезенская (Баренцевоморская, по (Добрынина, 1992)) палеорифты, разделенные выступами кристаллического фундамента – Архангельским, Товским и Кулойским с Мезенским (см. рис. 1). Рифейские грабены в основном перекрыты либо венд-палеозойским платформенным чехлом (Мезенская синеклиза), либо водами современных бассейнов Белого и Баренцева морей.

В пределах Мезенской синеклизы рифтогенные грабены фактически представляют собой единую систему субпараллельных зон, несколько расходящихся веером к северо-западу. С юго-востока палеорифтовая система Белого моря, общая протяженность которой достигает более 1000 км при ширине от 300 до 500 км, ограничена поперечным к ней Котласским грабеном, являющимся северовосточным окончанием Среднерусского авлакогена – стержневой структуры Среднерусской трансплатформенной зоны. С северо-востока систему палеорифтов Беломорского региона ограничивает краевой шов Тимано-Варангерской системы байкалид.

Детальное описание структур Беломорской палеорифтовой системы приведено в работе (Балуев и др., 2012), поэтому далее проведем сравнительный анализ строения и геодинамики молодых (современных) рифтовых систем с основными характеристиками погребенной РСБМ, интерпретируемыми в основном по геофизическим данным.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СТРОЕНИЯ И ГЕОДИНАМИКИ БЕЛОМОРСКОЙ ПАЛЕОРИФТОВОЙ СИСТЕМЫ И ДРУГИХ СИСТЕМ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТИНГА

Сравнительный анализ строения наиболее изученных и ныне активных Байкальской и Восточно-Африканской рифтовых систем с палеорифтовой системой Белого моря на Восточно-Европейской платформе, большая часть которой перекрыта платформенным чехлом и водами Белого моря, позволил реконструировать в пределах последней некоторые особенности ее строения и установить структурные парагенезы, контролирующие проявления среднепалеозойского магматизма в этом регионе. Здесь можно выделить несколько типов структурных особенностей строения, в том числе и структурных парагенезов (Балуев, 2013):

 - генетическая связь (унаследованность) рифтогенных структур с более древними структурами основания;

 структурные особенности рифтовых парагенезов БРЗ, ВАРС и РСБМ;

структурные парагенезы концентрических комплексов;

– рифтовый магматизм;

 сопоставление области горизонтального растяжения литосферы РСБМ с зонами растяжения современных систем континентального рифтинга;

 сравнительный анализ с рифтовой системой Карру.

Ниже рассматривается каждая из этих групп.

Генетическая связь (унаследованность?) рифтогенных структур с более древними структурами основания

Вопрос об унаследованности внутриконтинентальными рифтами более древних структур фундамента, в частности приуроченности их к гранулитовым или подвижным поясам, обсуждается в последнее время достаточно часто (Bogdanova et al., 1996; Леонов, 2001; Долгинов, Д'Альмаида, 2002; Николаев, 2004; Божко, 2006; Балуев, Терехов, 2007; и др.), однако причины этого явления во многом остаются не вполне ясными. В данном случае элементы такой приуроченности наблюдаются и в древнем Онежско-Кандалакшском палеорифте, и в современном Байкальском рифте, и в Восточно-Африканской рифтовой системе.

Байкальская рифтовая зона образовалась в конце кайнозоя в результате раскола Азиатского материка, как считает большинство исследователей, вследствие столкновения Индии с Евразией. Пассивный рифтогенез, доминирующий в первые две стадии развития БРЗ, дополнился активным воздействием астеносферного выступа, по крайней мере, на современном этапе. Ее формирует сложная система разломов и впадин, часто кулисообразно подставляющих друг друга, однако лишь ее центральная (байкальская) часть заложилась вдоль древнего шва между Сибирским кратоном и Саяно-Байкальской складчатой областью (рис. 2).

Граница между этими крупнейшими тектоническими элементами земной коры является самой крупной структурой и оказывала влияние на все последующее развитие региона. При этом цепочка горстовых структур докембрийского фундамента (Бугульдейско-Тажеранская ступень, Ольхоно-Академическая перемычка, пологий свод в южной части Северной впадины) с проявлениями рифейского магматизма основного состава, косо секущая впадину Байкальского рифта, трассирует в северовосточном направлении Томпудо-Светличный структурный шов в пределах Баргузинского поднятия. Элементы древней архитектуры повсеместно и активно наследуются неоген-четвертичной тектоникой. Молодые (современные) сбросы и сбрососдвиги используют плоскости древних разломов, представлявших собой взбросы и надвиги. Данные дистанционного зондирования свидетельствуют также о важной роли древних гранитизированных ядер, формирующих основные поднятые блоки в пределах БРЗ и окруженных зонами сейсмоактивных разломов (Балуев и др., 1999).

В Восточно-Африканской кайнозойской рифтовой системе элементы унаследованности также присутствуют. Само расположение Западной и Восточной ветвей рифтовой системы свидетельствует о том, что эти ветви огибают с двух сторон Танзанийский кратон как жесткую глыбу (рис. 3). При этом установлено, что Танганьикский рифт и рифт Руква заложились вдоль древней системы разломов земной коры, которая в процессе рифтогенеза стала играть роль трансформной зоны. Кайнозойские рифты Грегори (Кенийский) и Ньяса (Малави), располагаясь в пределах Мозамбикского тектоно-термального подвижного пояса, который интерпретируется как пояс континентальной коллизии, сохраняют его общее простирание. Однако в целом восточно-африканские рифты ведут себя достаточно индифферентно по отношению к складчатым поясам докембрия, а рифтовые разломы часто являются новообразованными (Казьмин, 1987).

Принципиально по-другому трактуется причина раскрытия рифтовой системы Белого моря рифейского заложения. Онежско-Кандалакшский палеорифт, краевой член этой системы, пространственно приурочен к осевой части юго-восточного фрагмента Лапландского гранулитового пояса, являющегося составной частью Лапландско-Беломорского подвижного пояса, разделяющего Карельский и Кольский геоблоки Балтийского щита (см. рис. 1). Можно думать, что так же, как и на других древних платформах, простран-



Рис. 2. Тектоническая схема Байкальской рифтовой зоны (Цеховский и др., 2018).

1 – Сибирская платформа; 2 – фундамент БРЗ; 3 – кайнозойские рифтогенные впадины (цифры в кружке: 1 – Хубсугульская, 2 – Тункинская, 3 – Баргузинская, 4 – Верхнеангарская, 5 – Муйская, 6 – Чарская, 7 – Баунт-Ципинская); 4 – впадины мезозойского возраста; 5 – ареалы развития неоген-четвертичного базальтового вулканизма (Хб – Хубсугульский, Дж – Джидинский, В – Витимский, У – Удоканский); 6 – зоны аккомодации (межвпадинные перемычки: А – Академический хребет, ПБ – Посольская банка); 7 – Байкальская горно-складчатая область вне пределов БРЗ; 8 – границы БРЗ; 9 – разломы: а – основные структурообразующие, разделяющие крупные блоки (цифры в квадратах: 1 – Главный Саянский, 2 – Приморский, 3 – Тункинский, 4 – Ольхонский, 5 – Баргузинский); 6 – прочие; 10 – сбросы; 11 – взбросы и надвиги; 12 – сдвиги. Римские цифры – котловины Байкала: I – Северная, II – Центральная, III – Южная.

Fig. 2. Tectonic scheme of the Baikal rift zone (Tsekhovsky et al., 2018).

1 – Siberian platform; 2 – BRZ basement; 3 – Cenozoic rift depressions (numbers in the circle: 1 – Khubsugul, 2 – Tunkin, 3 – Barguzin, 4 – Upper Angara, 5 – Muy, 6 – Charskaya, 7 – Baunt-Tsipinskaya); 4 – Mesozoic depressions; 5 – the areas of the Neogene-Quaternary basalt volcanism (X6 – Khubsugulsky, μ x – Dzhidinsky, B – Vitimsky, V – Udokan); 6 – zones of accommodation (interrift bridges: A – Academic Ridge, II6 – Embassy Bank); 7 – Baikal mountain-fold area outside the BRZ; 8 – BRZ borders; 9 – faults: a – the main structure forming, dividing large blocks (numbers in squares: 1 – Main Sayan, 2 – Primorskiy, 3 – Tunkinsky, 4 – Olkhonsky, 5 – Barguzinsky); 6 – other; 10 – normal faults; 11 – thrusts; 12 – strike-sleep faults. Roman numerals – the basins of lake Baikal: I – North, II – Central, III – South.

ственную локализацию Онежско-Кандалакшской палеорифтовой зоны предопределяла древняя линейная зона чарнокит-гранулитового пояса. Вероятно, последний являлся ослабленной зоной древней литосферы, по которой закладывались ее рифтогенерирующие разрывы в обстановке регионального растяжения земной коры северовосточного (в современных румбах) сегмента Восточно-Европейского кратона при расколе суперконтинента Палеопангеи (Колумбии) в среднерифейское время.

Можно также отметить, что палеорифтовая система Белого моря, располагаясь практически целиком в пределах регионального дугообразного пояса под названием "Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский палеопротерозойский внутриконтинентальный коллизионный ороген", выделенного М.В. Минцем (2007) по результатам ана-



Рис. 3. Схема тектоники южной части Восточно-Африканской рифтовой системы, по (Дельво, 1992).

1 – бассейны Карру; 2 – рифтогенные грабены, выполненные кайнозойскими осадочными и вулканогенными образованиями; 3 – неопротерозойский Мозамбикский мобильный пояс; 4 – границы зон; 5 – главные кайнозойские разломы.

Fig. 3. Tectonic scheme of the southern part of the East African rift system, according to (Del'vo, 1992).

1-Karru basins; 2-riftogenic grabens formed by Cenozoic sedimentary and volcanic formations; <math display="inline">3-Neoproterozoic Mozambique mobile belt; <math display="inline">4-zone boundaries; 5-main Cenozoic faults.

лиза аномальных и магнитных полей ВЕП, следует его общему простиранию на северо-западном отрезке пояса. В данном случае Лапландско-Беломорский пояс Балтийского щита является фактически обнаженной частью этого внутриконтинентального коллизионного орогена, а погребенная часть палеорифтовой системы также сохраняет его простирание. В то же время на часть этого орогенного пояса северо-восточного простирания накладывается и Среднерусский авлакоген.

Таким образом, можно говорить о том, что палеорифтовая система Белого моря имеет такую же тенденцию следовать вдоль подвижного пояса земной коры, как и современные (кайнозойские) рифты, которые хоть и пересекают местами различные структурные элементы, но в целом не выходят за пределы поясов деформаций, которые в общем плане маркируют древние зоны сближения или столкновения литосферных плит. То есть рифтовые системы используют ослабленные зоны коры, в пределах которых сплошность литосферы уже была нарушена в прошлом. Поэтому говорить об унаследованности в развитии рифтов можно лишь постольку, поскольку каждое последующее раскалывание литосферы в какой-то степени связано с зонами ее разрушения в прошлом.

Обращает на себя внимание общий рисунок как современных, так и древних рифтовых систем, особенность которого заключается в разветвлении рифтовых зон, которые обрамляют какие-то неоднородности земной коры преимущественно овальной формы. У Байкальской рифтовой системы такой неоднородностью является сводовое сооружение Баргузинского хребта, которое обрамляется с одной стороны - с запада и севера - рифтогенными впадинами Северного Байкала и Верхнеангарской (Байкальская ветвь), а с другой стороны – с юго-востока – цепью кулисообразно расположенных впадин Баргузинской, Баунтовской и Верхнемуйской (Баргузинская ветвь). Баргузинское сводовое поднятие вытянуто на 300 км при ширине 90-100 км и сложено преимущественно гранитоидами и метаморфизованными породами (см. рис. 2).

В Восточно-Африканской рифтовой системе, как отмечалось выше, Западная и Восточная ветви огибают с двух сторон Танзанийский кратон раннедокембрийской консолидации овальной формы (1200 × 700 км) как жесткую глыбу. При этом установлено, что Танганьикский рифт и рифт Руква заложились вдоль древней системы разломов земной коры (см. рис. 3).

В погребенной под платформенным чехлом палеорифтовой системе Белого моря выделяется Архангельский выступ овальной формы размером 300 × 150 км, сопоставимым с Баргузинским сводовым поднятием, который с юго-запада обтекает Онежско-Кандалакшский палеорифт, а с северовостока – Керецко-Пинежский. Обе эти ветви рифтовой системы практически сливаются к северозападу от Архангельского выступа в районе Кандалакшского залива (см. рис. 1). Амплитуда сбросовых склонов, ограничивающих выступ, в северозападной части колеблется в интервале 2-3 км до пенепленизированной поверхности, которая расположена на глубине 0.5-1.0 км, и достигает 4-5 км в юго-восточной части. Архангельский выступ платформенного фундамента сложен глубокометаморфизованными породами беломорской серии и представляет собой, по-видимому, относительно жесткую глыбу.

Таким образом, очевидно, что конфигурация рифтовых зон (систем) и их морфология, независимо от времени их формирования, подчиняются в большой степени реологическим особенностям фундамента, на котором закладывались рифты, т.е. раскол земной коры при растяжении литосферы происходил, огибая жесткие глыбы консолидированного фундамента с мощной, слабонарушенной в прошлом корой.

Говоря об унаследованности, следует отметить еще один факт, касающийся эволюции палеорифтовой системы Белого моря: она пережила активизацию в конце девона, когда широкое развитие получил щелочной магматизм в пределах области ее динамического влияния, и в конце кайнозоя, когда образовался Кандалакшский залив Белого моря в пределах Балтийского щита. Формирование современного бассейна Белого моря имело структурнотектоническую предопределенность. Тектоническая впадина современного Кандалакшского залива Белого моря наследует и возрождает рифейский грабен, о чем свидетельствуют активные опускания в Онежско-Кандалакшском палеорифте в новейшее время, сопровождаемые возрождением большинства разломов и проявлением вдоль них многочисленных очагов землетрясений. Два молодых (современных) грабена – Кандалакшский, наследующий древнюю рифейскую впадину, и Колвицкий – разделены островной грядой архипелага Средние Луды, являющейся межвпадинной перемычкой, которая представляет собой зону аккомодации современных тектонических напряжений. Значительную роль в современном структурообразовании играют здесь и сдвиговые деформации, проявляясь вдоль рифтогенных структур, что характерно практически для всех рифтовых зон. Однако в данном случае процессы формирования современных грабенов в Белом море не стоит относить к зрелому континентальному рифтингу, так как они образуются в верхних горизонтах фундамента, не нарушая всю толщу земной коры (Балуев и др., 2009б, 2012).

Структурные особенности рифтовых парагенезов БРЗ, ВАРС и РСБМ

Как уже отмечалось выше, в тектоническом плане, по данным многоканального сейсмического профилирования оз. Байкал, выявлены: четкая структурная асимметрия – Байкальский рифт состоит из серии полуграбенов с крутыми СЗ и пологими ЮВ крыльями; существование сбросовой лестницы, погружающейся с СЗ на ЮВ с вращением и наклоном блоков в противоположном направлении; две фазы сбросообразования, в первую из которых возникла серия полуграбенов, а во вторую – развились антитетические сбросы с падением на СЗ и возник глубокий бассейн на месте Центральной впадины. Северную и Центральную впадины Байкальского рифта разделяет косая перемычка Академического хребта и о-ва Ольхон, которая трактуется как зона аккомодации или зона приспособления и переноса растяжения с одного отрезка рифтовой зоны на другой (рис. 4, 5). Подобно другим рифтам, например Восточно-Африканскому, в БРЗ наблюдается эшелонированное расположение впадин, разделенных косыми зонами аккомодации (Rosendahl, 1987). В то же время все три впадины Байкала связаны Приморским разломом (см. рис. 2), который можно считать "главным граничным сбросом", выполаживающимся по границе верхней хрупкой и нижней податливой коры, являющимся полого падающей поверхностью срыва.

Асимметрия БРЗ выражена не только в поверхностных структурах, но и в глубинном строении литосферы: строение верхней границы области аномальной мантии асимметрично в поперечных сечениях (рис. 6). Она довольно круто обрывается вблизи границы Сибирской платформы, а к ЮВ от рифтовой зоны верхняя граница неоднородности сравнительно полого погружается, достигая глубины 300 км (от поверхности мантии).

По своим структурным особенностям Байкальская рифтовая зона сопоставима более всего с западной ветвью Восточно-Африканской рифтовой системы, которая также состоит из серии глубоких трогов, представляющих собой типичные рифтовые долины, выполненные мощными плиоценчетвертичными отложениями и частично заполненные глубокими озерами.

Рифты Таганьика и Малави подразделяются на несколько полуграбеновых структур, разделенных зонами аккомодации и промежуточными ступенями (Rosendahl, 1987) (рис. 7). Незначительные проявления третичного щелочного вулканизма приурочены к зонам аккомодации, разделяющим основные рифтогенные впадины.

Как показывает сравнительный анализ, геологическое строение палеорифтовой системы Белого моря характеризуется особенностями, которые типичны для Байкальской рифтовой зоны: наличие протяженных глубоких трогов, вдоль простирания которых они сегментированы и образуют цепочки, построенные из отдельных полуграбенов переменной полярности. Сейсмогеологические разрезы демонстрируют строение рифтогенных грабенов и смену полярности по простиранию рифтовой зоны с северо-запада на юго-восток (рис. 8). При этом грабены расположены кулисообразно и разделены аккомодационными перемычками в виде небольших поднятий и зон нарушений. Эти признаки проявления сдвиговой тектоники могут быть дополнены тем, что некоторые грабены в плане имеют морфологию структур типа пулл-апарт.

Тектоника палеорифтовой системы Белого моря и других систем континентального рифтинга Tectonics of the White Sea paleorift system and other continental rifting systems



Рис. 4. Схема рельефа дна оз. Байкал с линиями профилей, показанных на рис. 5 и 6.

Fig. 4. The bottom relief scheme of the lake Baikal with the profile lines shown in Fig. 5 and 6.

Таким образом, асимметричное строение рифтогенных грабенов и характер их пространственного распределения свидетельствуют о проявлении комбинированной тектоники: сочетание структур растяжения коры при участии листрических сбросов и детачментов, а также и сдвиговых (транстенсивных) структур. Комбинированные сдвиговые и сбросовые перемещения, проявлявшиеся неоднократно на протяжении рифейского этапа развития РСБМ, также были установлены в бортах Онежско-Кандалакшского грабена в результате тектонофизических исследований (Колодяжный и др., 2019).

По данным сейсмического профилирования, глубина погружения кристаллического фундамен-



Рис. 5. Сейсмический профиль 8 через оз. Байкал и его интерпретация, по (Logachev, 1993).

1 – разломы; 2 – отражатели; 3 – основание верхней толщи (плейстоцен–голоцен); 4 – основание средней толщи (среднийверхний плиоцен); 5 – фундамент; 6 – положение профиля см. на рис. 4.

Fig. 5. Seismic profile 8 through the lake Baikal and its interpretation, according to (Logachev, 1993).

1 - faults; 2 - reflectors; 3 - the base of the upper strata (Pleistocene-Holocene); 4 - the base of the middle strata (middle-upper Pliocene); 5 - basement; 6 - position of the profile see Fig. 4.



Рис. 6. Предполагаемый разрез земной коры Байкальского рифта вдоль профиля 9 (см. рис. 4) (Зоненшайн и др., 1992).

Точками обозначена осадочная толща. Цифры – скорость продольных сейсмических волн. Цифры в скобках – номера разломов.

Fig. 6. Estimated section of the Baikal rift earth's crust along profile 9 (see Fig. 5) (Zonenshain et al., 1992).

Dots indicate the sedimentary layer. Numbers are the speed of longitudinal seismic waves. The numbers in brackets are the fault numbers.

Тектоника палеорифтовой системы Белого моря и других систем континентального рифтинга Tectonics of the White Sea paleorift system and other continental rifting systems



Рис. 7. Рифтовые зоны Западной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы, по (Дельво, 1992).

а – Танганьика, б – Малави (Ньяса).

1 – главные разломы; 2 – второстепенные разломы; 3 – полуграбены; 4 – низкий рельеф в зонах сочленения (перемычки); 5 – "платформы" (ступени); 6 – бассейны Карру (б: 1 – Луангва, 2 – Рухуху, 3 – Рувима, 4 – Метангула); 7 – центры мак-

симального осадконакопления.

Fig. 7. Rift zones of the Western branch of the East African rift system, according to (Del'vo, 1992).

a - Tanganyika, δ - Malawi (Nyasa).

1 - main faults; 2 - secondary faults; 3 - semi-grabens; 4 - low relief in the joint areas (bridges); 5 - "platforms" (steps); 6 - Karru basins (6: 1 - Luangwa, 2 - Ruhuhu, 3 - Reuvima, 4 - Metangula); 7 - centers of maximum sedimentation.

та в некоторых грабенах РСБМ достигает 8–10 км, что вполне сопоставимо с современным Байкальским рифтом. В работе (Шаров и др., 2020) приводятся данные об определенной корреляции рельефа поверхности Мохо со структурами поверхностного слоя земной коры. Так, под Кандалакшским грабеном наблюдается вытянутая вдоль простирания грабена поднятие в рельефе поверхности Мохо с отметками –38 км на северо-западе структуры до –35 км в центральной части грабена. Параллельно вдоль Керецкого рифта в рельефе поверхности Мохо отмечается линейная впадина с отметками от –39 км на северо-западе до -42 км на юго-востоке в районе Зимнего берега. Параллельно к северо-востоку в центральной части Кольского полуострова под Имандра-Варзуга-Усть-Понойским палеопротерозойским рифтогенным поясом в рельефе поверхности Мохо протягивается выступ мантии с глубинными отметками от –38 до –35 км. Под Усть-Мезенским грабеном также наблюдается выступ мантии до отметки –34 км. Таким образом, можно отметить некоторую структурированность поверхности Мохо и адекватность ее поверхностным структурам земной коры Беломорья, что свидетельствует, видимо, об их генетической связи.



Рис. 8. Сейсмогеологические профили через грабены палеорифтовой системы Белого моря, по (Геодинамика..., 2006; Журавлев, 2007), демонстрирующие смену полярности грабенов по простиранию с северо-запада на юго-восток Керецко-Пинежского палеорифта (положение профилей – см. рис. 1).

Fig. 8. Seismogeological profiles through grabens of the White Sea paleorift system, according to (Geodinamika..., 2006; Zhuravlev, 2007), demonstrating the change of the graben polarity along strike Keretsko-Pinezhsky paleorift from the Northwest to the Southeast (the position of the profiles – see Fig. 1).

480
Однако при сопоставлении рифейских рифтовых зон с современными фиксируется отсутствие под первыми выступа аномальной мантии, выраженного обычно на глубинных сейсмических разрезах и в физических полях современных рифтов. Возможно, это объясняется сглаживанием мантийных неоднородностей с течением времени. Тем не менее в глубинном строении РСБМ также угадываются черты, присущие современным рифтовым системам: это существование под палеорифтом подъема поверхности Мохо (без аномальной мантии), т.е. значительное сокращение мощности консолидированной коры (до 28 км под Мезенским грабеном), существование внутрикорового раздела между верхней хрупкой и нижней пластичной корой. В Байкальской рифтовой зоне такой раздел совпадает со сейсмоактивным слоем на глубине 15-20 км, в котором сконцентрирована подавляющая часть очагов землетрясений и по которому, по всей вероятности, происходит срыв и проскальзывание верхнего слоя земной коры по нижнему при ее растяжении (см. рис. 6). В земной коре РСБМ такой слой зафиксирован как детачмент на глубине 12–15 км (Костюченко, Романюк, 1997). Этот раздел выходит на поверхность в виде листрического сброса, ограничивающего Онежско-Кандалакшский рифт с юго-запада в качестве главного магистрального разлома.

Структурные парагенезы концентрических комплексов

Несмотря на различные причины образования БРЗ и РСБМ, обе структуры формировались в условиях растяжения литосферы как крупнейшие сдвиго-раздвиги, что привело к созданию аналогичных структурных парагенезов. Последние формируются как зоны динамического влияния при развитии разрывных структур и включают в себя линейные деструктивные поля на крыльях разрыва, образованные уже на начальной стадии его роста. Вокруг же вершин линейных разрывов возникают области концентрации напряжений и деформаций, имеющие форму, близкую к кольцевой. При возрастании длины разрыва области концентрации напряжений смещаются вместе с его вершиной, увеличиваясь при этом в диаметре.

Так, в краевых частях впадин БРЗ дистанционными методами фиксируются новейшие концентрические комплексы. Вокруг СВ и ЮЗ оконечностей Байкальского рифта располагаются выраженные в рельефе цепочки сменяющих друг друга концентрических образований радиусом от 25 до 100 км (рис. 9). В центральной части Байкальского рифта выделяются еще две концентрические системы. Они тяготеют к окончаниям трех котловин протяженностью 200–275 км каждая, из которых слагается байкальская впадина. Четкая выражен-



Рис. 9. Положение новейших концентрических комплексов в краевых частях рифтогенной впадины оз. Байкал, по (Косыгин, Маслов, 1989).

1 – береговая линия; 2 – отдельные изобаты, м (заштрихованы наиболее глубокие котловины); 3 – контуры кайнозойских впадин байкальского типа; 4, 5 – разломы: 4 – линейные, 5 – кольцевые и дуговые.

Fig. 9. The Position of the newest concentric complexes in the marginal parts of the lake Baikal rift basin, according to (Kosygin, Maslov, 1989).

1 - coastline; 2 - individual isobates, m (the deepest basins are shaded); 3 - contours of Cenozoic depressions of the Baikal type; 4, 5 - faults: 4 - linear, 5 - circular and arc.

ность в рельефе, геометрически правильная структура этих образований позволяют связать их происхождение с развитием Байкальского грабена в соответствии с описанным выше механизмом (Косыгин, Маслов, 1989).

На юго-западном фланге БРЗ с концентрической системой связан ареал развития рифтогенных щелочных базальтов, а к центральной части Придархатской кольцевой структуры приурочена интенсивная аномалия плотности землетрясений, свидетельствующая о продолжающемся в наши дни разрастании рифта.

В строении Кандалакшского рифта, на его крыльях, так же, как и на крыльях Байкальского рифта, весьма заметно участие сдвигов, которые предопределили закономерную ориентировку многочисленных даек щелочных базитов, маркирующих трещины отрыва и скалывания. На СЗ окончании Кандалакшского рифта также выделяются дугообразные и кольцевые разломы, отчетливо видные на КС и АФС (рис. 10). Именно к этим разломам приурочено большинство щелочных интрузий и трубок взрыва. Унаследованность



Рис. 10. Структурная схема северо-западного окончания Кандалакшского грабена (Балуев и др., 2012).

1 – рифейские отложения, на суше (а), в акватории Белого моря (б); 2, 3 – раннедокембрийские образования: 2 – гранитогнейсы беломорского и кристаллосланцы лапландского комплексов, 3 – наиболее глубинные образования – анортозиты (а) и эклогитоподобные породы (б); 4 – девонские ультраосновные-щелочные массивы (а), дайки (б), трубки взрыва (в); 5–7 – элементы сдвиго-сбросовой тектоники: 5а – сдвиги и 5б – сбросо-сдвиги, ба – кольцевые и дуговые структуры на окончании рифта, 6б – тектонические уступы в рельефе, 7а – современные поднятия (плечи рифта), 7б – зоны аккомодации; 8 – градиенты гравитационного поля. На врезке – образование кольцевых структур на конце растущей трещины (эксперимент, по (Косыгин, Маслов, 1989)).

Fig. 10. Structural scheme of the North-Western end of the Kandalaksh Graben (Baluev et al., 2012).

1 – Riphean deposits, on land (a), in the White Sea area (6); 2-3 – early Precambrian formations: 2 – granite- gneisses of the Belomorsky and schists of the Lapland complexes, 3 – the deepest formations – anorthosites (a) and eclogite – like rocks (6); 4 – Devonian ultramafic-alkaline massifs (a), dikes (6), explosion tubes (B); 5–7 – elements of and normal fault tectonics: 5a – strike-sleep faults and 56 – oblique normal faults, 6a – ring and arc structures at the end of the rift, 66 – tectonic ledges in the relief, 7a – modern elevations (rift shoulders), 76 – zones of accommodation; 8 – gravitational field gradients. The inset shows the formation of ring structures at the end of a growing crack (experiment by (Kosygin, Maslov, 1989)).

древнего тектонического рисунка в виде Кандалакшской кольцевой структуры на окончании рифейского грабена привела к тому, что по обновленным в девоне тектоническим ограничениям этой структуры происходила разгрузка напряжений, связанных с активизацией рифта, и как следствие этого по периферии структуры в узлах растяжения локализовались щелочные массивы центрального типа – Умбинский, Африканда, Лесная Варака, Ковдор, Вуориярви, Ковдозерский, а к узлам пересечений дуговых разрывов с линейными рифтогенными разломами приурочены "кусты" щелочных даек позднедевонского возраста (Балуев и др., 2012). Таким образом, рифтовые системы или зоны, образованные под воздействием сдвиго-раздвиговых деформаций в литосфере, независимо от причин их возникновения характеризуются сходными структурными парагенезами, выраженными сочетаниями линейных и кольцевых форм и близким по составу магматизмом.

Рифтовый магматизм

В пределах РСБМ проявления рифтового магматизма известны лишь в Онежском грабене Онежско-Кандалакшского палеорифта, где в центральной его части бурением вскрыта толща вулканогеннообломочных пород, вмещающая в себя силлы и дайки диабазов и долеритов (рис. 11). Вещественный состав изверженных пород сравнительно однообразен. По своим структурным особенностям в большинстве случаев это типичные базальты, в центральных частях крупных тел встречаются полнокристаллические породы с долеритовой и офитовой структурой. Присутствие смешанных вулканокластических образований, содержащих вулканические бомбы шарообразной, эллиптической и веретенообразной формы, свидетельствует о близости вулканического центра с активной эксплозивной деятельностью.

По своим петрохимическим характеристикам базальты и долериты близки платобазальтам, а также среднему долериту траппов и, таким образом, являются типичным представителем толеитовой серии основных изверженных пород. Характерные аномалии волнового и потенциальных полей предполагают наличие внутри рифейской толщи Кандалакшского грабена таких же вулканогенных образований. Вулканогенные породы, по-видимому, довольно широко распространены в северо-западной и центральной частях Кандалакшского и на юговостоке Керецкого грабенов. В других рифтовых зонах палеорифтовой системы Белого моря проявления синрифтового магматизма неизвестны.

Подобная ситуация наблюдается и в Байкальской рифтовой зоне, где рифтовый магматизм обнаружен лишь в Тункинской впадине (рис. 12). Скважина, пробуренная в центральной части Тункинской впадины, вскрывает толщу осадков мощностью 2100 м и 40 тел базальтов общей мощностью около 400 м. Интересно, что внутриформационные базальтовые потоки (или силлы) сконцентрированы только в наиболее углубленной восточной части впадины и не отмечены во всей остальной ее части. Это объясняется максимальным растяжением и растрескиванием коры на дне впадины в зоне наибольшего прогиба, что способствовало проникновению базальтовой магмы. Базальтовые потоки меньшего объема и шлаковые конусы более свежих извержений (плейстоцен-ранний голоцен) также расположен над той же зоной (Logachev, 1993).

Начинались извержения 15–16 млн лет назад с оливиновых толеитов и завершались меланократовыми авайитами – щелочными оливиновыми базальтами-базанитами, т.е. ассоциацией пород, более недосыщенных кремнеземом.

От Восточно-Африканской рифтовой системы РСБМ по характеру и объему магматизма принципиально отличается, особенно от ее восточной ветви, с развитием которой связаны вулканические комплексы, формировавшиеся последние 55 млн лет (рис. 13). Комплексы вулканических пород, пространственно связанных с Эфиопским рифтом и Афаром, но сформировавшиеся (или начавшие формироваться) задолго до образования этих структур, представляют собой мощные накопления платобазальтов и ассоциирующих с ними пород, слагающие Эфиопское и западную часть Сомалийского плато. Ранние вулканические комплексы образуют обширную область овального очертания. Поздние вулканические комплексы накапливались непосредственно в грабенах Эфиопского, Кенийского рифтов и в Афарской депрессии и связаны уже непосредственно с образованием и развитием системы линейных грабенов (рифтов) (Казьмин, 1987). Вулканические породы здесь занимают доминирующее положение в заполнении грабенов, в отличие от грабенов Западной ветви Восточно-Африканской системы, большинства грабенов Байкальской рифтовой зоны и палеорифтовой системы Белого моря. В этом смысле рифтовые зоны Танганьика и Малави Западной ветви ВАРС считаются мировыми аналогами Байкальской рифтовой зоны.

Таким образом, рассматривая палеорифтовую систему Белого моря как рифтовую систему пассивной окраины древнего континента Балтики с крайне незначительным проявлением синрифтового магматизма, ее можно отнести к амагматичным рифтам. В условиях отсутствия или малого количества магматического материала пассивная окраина формируется только за счет растяжения континентальной литосферы и ее утонения в несколько раз.

Сопоставление области горизонтального растяжения литосферы РСБМ с зонами растяжения современных континентальных рифтов

Палеорифтовая система Белого моря представляет собой единую систему субпараллельных рифтогенных желобов, вытянутых вдоль края древней континентальной плиты Восточно-Европейского кратона более чем на 1000 км при ширине 300-500 км. Фактически эти параметры фиксируют минимальную область растяжения литосферы края континентальной плиты в начальный период континентального рифтинга. Примерно такими же характеристиками обладают зоны растяжения континентальной литосферы современных (кайнозойских) рифтовых систем. Как установлено (Казьмин, 1987), начальное растяжение в условиях континентальной литосферы проявляется часто в широкой полосе, а уже потом обособляются главные рифтовые зоны. Так, в Эфиопии структуры растяжения, параллельные Эфиопскому рифту, развиты по всей ширине Эфиопского плато – около 700 км.

Если сравнивать структурное положение палеорифтовой системы Белого моря с современной Восточно-Африканской рифтовой системой, то очевидно их сходство: обе рифтовые системы, со-



Рис. 11. Схематический геологический разрез Онежского грабена Онежско-Кандалакшского палеорифта, по (Константиновский, 1977).

1 – эпикарельский кристаллический фундамент; 2 – нижняя подсвита солозерской свиты: а – существенно вулканогенные породы и прорывающие их силы и дайки среднерифейских долеритов и диабазов, б – существенно вулканомиктовые породы, реже прорывы базальтов; 3 – верхняя подсвита солозерской свиты (песчаники, базальные конгломераты); 4 – нёнокская свита (песчаники, базальные конгломераты); 5 – валдайская серия венда (аргиллиты, глины, алевролиты, песчаники); 6 – позднедевонские трубки взрыва щелочных базальтоидов; 7 – дайки долеритов раннего венда.

Fig. 11. Schematic geological section of the Onega Graben of the Onega-Kandalaksha paleorift, according to (Konstantinovsky, 1977).

1 - epi-Karelian crystalline basement; 2 - the Lower Solozerskyi Suite: a - significantly volcanogenic rocks and breaking them dolerite sills and dykes of the Mid-Rifean age, <math>6 - significantly volcanomictic rocks, rarely basalts; 3 - upper part of the Solozersky Suite (sandstones, basal conglomerates); 4 - Nenoksa Suite (sandstones, basal conglomerates); 5 - the Vendian Valdai series (argillites, clays, siltstones, sandstones,); 6 - Late Devonian explosion tubes of alkaline basaltoids; 7 - Early Vendian dolerite dikes.



Рис. 12. Геологический разрез Тункинской впадины, по (Logachev, 1993).

1 – плиоцен-четвертичные осадки; 2 – олигоцен-миоцен-нижнеплиоценовые осадки; 3 – докембрийский кристаллический фундамент; 4 – базальты; 5 – разломы; 6 – скважины.

Fig. 12. Geological section of the Tunka depression, according to (Logachev, 1993).

1-Pliocene-Quaternary sediments; 2-Oligocene-Miocene-Lower Pliocene sediments; 3-Precambrian crystalline basement; 4-basalts; 5-faults; 6-wells.

стоящие из субпараллельных рифтовых зон, простираются вдоль края континентальной плиты, свидетельствуя о том, что как восточный край Африканского континента в настоящее время испытывает растяжение в режиме транстенсии, так и северовосточная (в современных румбах) окраина древнего континента Балтики практически всю вторую половину рифея испытывала транстенсионный режим. При этом ширина области, охваченной растяжением, в том и другом случае одного порядка:

ЛИТОСФЕРА том 21 № 4 2021

Тектоника палеорифтовой системы Белого моря и других систем континентального рифтинга Tectonics of the White Sea paleorift system and other continental rifting systems



Рис. 13. Распространение кайнозойских вулканических пород в Восточно-Африканской рифтовой системе (Казьмин, 1987).

1 – главные сбросы; 2 – прочие разломы; 3 – осевые зоны: а – Аденского залива и Красного моря (толеитовый вулканизм), б – Афара (базальты промежуточного типа). Дорифтовые вулканиты: 4 – толеиты, промежуточные и щелочные базальты, риолиты (Эфиопский ареал); 5 – платофонолиты (Кенийский ареал). Рифтовые вулканиты: 6 – повышенной щелочности, 7 – умеренной щелочности, 8 – щелочные риолиты, 9 – базальты промежуточного типа, 10 – возраст, млн лет.

Fig. 13. Distribution of Cenozoic volcanic rocks in the East African rift system (Kaz'min, 1987).

1 – main normal faults; 2 – other faults; 3 – axial zones of: a – Gulf of Aden and Red Sea (tholeiitic volcanism), 6 – Afar (basalts of intermediate type). *Pre-rift volcanites:* 4 – tholeites, intermediate and alkaline basalts, rhyolites (Ethiopian range); 5 – platophonolites (Kenyan range). *Rift volcanites:* 6 – high alkalinity, 7 – moderate alkalinity, 8 – alkaline rhyolites, 9 – basalts of intermediate type, 10 – age, Ma. для Восточно-Африканской рифтовой системы она составляет от 1200 км в самом широком месте до 500 км в южной части, а для палеорифтовой системы Белого моря – примерно от 600 до 1000 км.

Такие же параметры свойственны области растяжения литосферы западной части Североамериканского континента – рифтовой системе Провинции бассейнов и хребтов. Она представляет собой площадь, по форме близкую к овальной, размером примерно 1000×500 км, вытянутую в меридиональном направлении. Рифтовая система состоит из отдельных поясов грабеновых структур, которые в одних местах характеризуются параллельным, а в других кулисообразным расположением (Томпсон, 1970).

В данном случае палеорифтовая система Белого моря по своему строению, размерам и по положению в пределах кратона очень напоминает рифтовую систему Провинции бассейнов и хребтов, хотя причины континентального рифтинга, сформировавшие эти системы, разные. Поэтому РСБМ может быть отнесена к тафрогенам так же, как рифтовая система Провинции бассейнов и хребтов, т.е. к структурам литосферного масштаба, сформированным из связанной системы рифтов и грабенов, которые обусловливают растяжение литосферы (Шенгёр, Натальин, 2009).

Сравнительный анализ с рифтовой системой Карру

Наиболее близкой по строению и своему тектоническому положению к палеорифтовой системе Белого моря представляется восточно-африканская рифтовая система Карру позднепалеозойского заложения, образование которой отражает начало фрагментации Гондванского суперконтинента. Как РСБМ протягивается вдоль края Восточно-Европейского кратона, так и асимметричные и односторонние грабены системы Карру простираются параллельно Кенийско-Сомалийскому отрезку побережья Индийского океана (рис. 14). Эти структуры отличаются значительной шириной (100 км и более) и ограничены крупными сбросами с амплитудами смещения до 5-6 км. И грабены, и моноклинальные блоки относятся к категории рифтовых структур и связаны с растяжением земной коры, ориентированным в СЗ-ЮВ направлении (Казьмин, 1987).

Эволюция этих бассейнов характеризуется тектоническим контролем осадконакопления в условиях непрерывного погружения от позднего карбона до среднего-позднего триаса или ранней юры. Так же, как и в РСБМ, грабены системы Карру выполнены терригенными образованиями с крайне незначительными проявлениями вулканизма. В северной части системы известны лишь небольшие покровы раннеюрских базальтов щелочного состава. С поперечными разломами Малави (Ньяса)– Южная Танганьика связаны интрузии нижнемеловых карбонатитов. Бассейны Калу–Лувегу, Рухуху и Луангва расположены точно на юго-югозападном продолжении бассейна Карру прибрежной Кении (и Мадагаскара в его начальном положении) (Казьмин, 1987).

Сходная ситуация наблюдается и в Мезенской ветви РСБМ, которая располагается на продолжении береговой линии Баренцева моря и края платформы. И в том, и в другом случае особенностиразвития крайних ветвей рифтовых систем отражают раскол суперконтинентов: Мезенская (Баренцевоморская) рифтовая зона – распад Палеопангеи в конце рифея (Рірег, 2000), а рифтовая зона Карру прибрежной Кении – распад Гондваны в поздней юре. Внутрикратонная обстановка преобразовалась в перикратонную для РСБМ в позднем рифее, а для рифтовой системы Карру – в ранней юре (рис. 15).

Структурный рисунок Африканского Рога, так же как и РСБМ, обнаруживает сходство с рифтовыми континентальными окраинами атлантического типа, для которых характерно развитие моноклинальных блоков и асимметричных грабенов, пересеченных системами поперечных, как правило, древних трещин, сопровождающихся узкими впадинами.

На основании сопоставления рифтовых систем можно сделать вывод о том, что палеорифтовая система Белого моря относится, скорее всего, так же, как и система Карру, к рифтам, образующимся при "свободном" расхождении фрагментов крупных континентов. Их развитие сводится к растягиванию и изостатическому погружению утоненной литосферы, а завершается разрывом литосферы и началом спрединга. Континентальный рифтогенез в этом случае не сопровождался сводовым поднятием территории (Казьмин, 1987).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог сопоставлению погребенной палеорифтовой системы Белого моря с современными (кайнозойскими) и позднепалеозойскими рифтовыми системами (а такой сравнительный анализ проведен впервые), можно констатировать, что авлакогены северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы несут в себе все признаки рифтогенных структур, сформировавшихся в условиях транстенсионного режима, который возник при расколе суперконтинента Палеопангеи (Колумбии) и господствовал во второй половине рифея на протяжении длительного периода на пассивной континентальной окраине палеоконтинента Балтика. Несмотря на то что процессы континентального рифтогенеза протекали в разное время и в разных геодинамических обстановках, в конечном счете все сводилось к возникновению на различ-

486

Тектоника палеорифтовой системы Белого моря и других систем континентального рифтинга Tectonics of the White Sea paleorift system and other continental rifting systems



Рис. 14. Распространение позднепалеозойских– триасовых (карруских) отложений в Северо-Восточной Африке, по (Казьмин, 1987).

зоны поперечных разломов, 2 – главные сбросы, 3 – карруские осадки, 4 – узкие грабены вдоль поперечных разломов.

I – грабены в бассейне р. Уайю, II – впадины в долине Голубого Нила, III – прогиб Северной Эфиопии, IV – его продолжение на Аравийском п-ове, V – карруские граниты, VI – грабены в провинции Бале, VII – грабены Юго-Западной Эфиопии, VIII – Огаденский прогиб, IX – грабены в зоне разломов Марда, X – прогиб Кисимайо, XI – односторонние грабены в бассейнах рек Руаха и Руфиджи, XII – грабен Луангва, XIII – зона береговых разломов. СК – глубокая скважина. Поперечные разломы: М – Марда, А – Асва, TH – Танганьика-Ньяса.

Fig. 14. Distribution of late Paleozoic–Triassic (Jurassic) deposits in North-East Africa, according by (Kaz'min, 1987).

1- transverse fault zones, 2- main normal faults, 3- Karrou sediments, 4- narrow grabens along transverse faults.

I – grabens in the Uayu River basin, II – depressions in the Blue Nile Valley, III – trough of Northern Ethiopia, IV – its continuation on the Arabian Peninsula, V – Karru granites, VI – grabens in Bale province, VII – grabens of Southwestern Ethiopia, VIII – Ogaden trough, IX – grabens in the Marda fault zone, X – Kisimayo trough, XI – one-sided grabens in the Ruaha and Rufiji river basins, XII – Luangwa graben, XIII – zone of coastal faults. CK – deep well. Transverse faults: M – Marda, A – Asva, TN – Tanganyika-Nyasa.



Рис. 15. Реконструкция рифтовой системы Центральной Гондваны на конец триаса–начало юры (210–180 млн лет), по (Казьмин, 1987).

 граница океана; 2 – граница эпиконтинентального бассейна; 3 – граница континентальных блоков (по подножию континентальных склонов); 4 – океанский рифт; 5 – нормальные разломы и прогибы: а – достоверные, б – предполагаемые; 6 – океанские поперечные разломы: а – достоверные, б – предполагаемые; 7 – континентальные осадки; 8 – базальты и риолиты.

Поперечные разломы: 1 – Нарбада, 2 – Марда, 3 – Асва, 4 – Танганьика-Ньяса, 5 – зарождающийся океанический рифт между Африкой и Мадагоскаром. Континентальные рифты: 6 – Юго-Восточной Африки, 7 – к востоку от Мозамбика (?). СМ – Сейшельско-Маскаренский микроконтинент.

Fig. 15. Reconstruction of the rift system of Central Gondwana at the end of the Triassic–beginning of the Jurassic time (210–180 Ma), according to (Kaz'min, 1987).

1 – ocean boundary; 2 – border of the epicontinental basin; 3 – border of continental blocks (at the foot of the continental slopes); 4 – ocean rift; 5 – normal faults and flexures: a – reliable, 6 – inferred; 6 – transverse faults: a – reliable, 6 – inferred; 7 – continental sediments; 8 – basalts and rhyolites.

Transverse faults: 1 – Narbada, 2 – Marda, 3 – Aswa, 4 – Tanganyika-Nyasa, 5 – nascent oceanic rift between Africa and Madagoscar. Continental rifts: 6 – Southeast Africa, 7 – east of Mozambique (?). CM – Seychelles-Mascarene microcontinent.

ных участках континентальных плит геодинамических режимов транстенсии и/или транспрессии, которые формировали сходные структурные парагенезы континентального рифтинга.

Таким образом, на основании сравнительного анализа строения и тектонических режимов формирования палеорифтовой системы Белого моря и современных (кайнозойских) континентальных рифтовых систем Земли можно сформулировать следующий выводы.

1. Палеорифтовые системы, так же как и современные рифтовые системы, используют ослабленные зоны коры, в пределах которых сплошность литосферы уже была нарушена в прошлом. Они приурочены к древним тектоническим швам и ослабленным зонам деструкции континентальной коры, часто маркируют древние и современные окраины континентов, подверженные растяжению и деструкции.

2. Сравнительный анализ тектоники палеорифтовой системы Белого моря с современными континентальными рифтовыми системами показал принципиальное сходство их строения: наличие протяженных глубоких трогов; сегментацию грабенов и полуграбенов, разделенных перемычками, являвшихся зонами аккомодации со сменой полярности по простиранию рифтовой зоны; смещение рифта относительно мантийного выступа; существование полого падающего сброса (детачмента) и др., что подтверждает рифтогенную природу авлакогенов северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы.

3. Рифтовые системы или зоны, образованные под воздействием сдвиго-раздвиговых деформаций в литосфере, независимо от причин их возникновения характеризуются сходными структурными парагенезами, выраженными сочетаниями линейных и кольцевых форм и близким по составу магматизмом.

4. Палеорифтовую систему Белого моря как рифтовую систему пассивной окраины древнего континента Балтики с крайне незначительным проявлением синрифтового магматизма можно отнести к амагматичным рифтам. В условиях отсутствия или малого количества магматического материала пассивная окраина формируется только за счет растяжения континентальной литосферы и ее утонения в несколько раз.

5. Область растяжения литосферы РСБМ вполне соизмерима с областями растяжения литосферы современных рифтовых систем. Поэтому РСБМ может быть отнесена к тафрогенам, т.е. к структурам литосферного масштаба, сформированным из связанной системы рифтов и грабенов, которые обусловливают растяжение литосферы.

6. Однако существует и отличие в строении земной коры рифейских рифтовых зон от современных, выраженное в отсутствии под древними рифтами выступа аномальной (разуплотненной) мантии – "рифтовой подушки", существующей под современными рифтами, что объясняется сглаживанием мантийных неоднородностей с течением времени.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балуев А.С. (2006) Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона. *Геотектоника*, (3), 23-38.
- Балуев А.С. (2013) Континентальный рифтогенез Севера Восточно-Европейской платформы в Неогее: геология, история развития, сравнительный анализ. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН. 326 с.
- Балуев А.С., Асташенков О.Г., Чернов А.А. (2002) Тектоническая модель Байкальского рифта по данным гравитационной съемки акватории оз. Байкал. Изе. вузов. Геология и разведка, (4), 95-105.
- Балуев А.С., Журавлев В.А., Пржиялговский Е.С. (2009а) Новые данные о строении центральной части палеорифтовой системы Белого моря. Докл. АН, **427**(3), 348-353.
- Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. (2012) Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к "Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий" масштаба 1 : 1 500 000). М.: ГЕОС, 104 с.
- Балуев А.С., Минеева Д.Н., Фомин В.И. (1999) Тектонические движения в Байкальской рифтовой зоне и вызывающие их причины. *Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизм*. Мат-лы XXXII Тектон. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 63-67.
- Балуев А.С., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. (2009б) Новые данные по тектонике Онежско-Кандалакшского палеорифта (Белое море). Докл. АН, **425**(2), 199-203.
- Балуев А.С., Терехов Е.Н. (2007) К вопросу о причинах приуроченности (унаследованности) авлакогенов к палеопротерозойским подвижным поясам. *Геодинамика формирования подвижных поясов Земли*. Матлы Междунар. науч. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 23-27.
- Божко Н.А. (2006) Гранулито-гнейсовые пояса зоны периодически постоянной мобильности. Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Мат-лы XXXIX Тектон. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 29-32.
- Валеев Р.Н. (1978) Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 152 с.
- Геодинамика и возможная нефтегазоносность Мезенского осадочного бассейна (2006) (Ред. С.В. Аплонов, Д.Л. Федоров). СПб.: Наука, 319 с.
- Дельво Д. (1992) Рифтообразование в западной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы (обзор). *Геотектоника*, (3), 79-89.
- Добрынина М.И. (1992) Рифтогенез в геологической истории докембрия северной части Русской плиты. *Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов европейской части СССР*. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 71-78.
- Долгинов Е.А., Д'Альмейда Ж.А. (2002) Соотношение рифтов позднего фанерозоя со структурами докембрия в Африкано-Аравийском регионе. *Геотектони*-

Тектоника палеорифтовой системы Белого моря и других систем континентального рифтинга Tectonics of the White Sea paleorift system and other continental rifting systems

ка, (5), 89-96.

- Журавлев В.А. (2007) Структура земной коры Беломорского региона. *Разведка и охрана недр*, (9), 22-26.
- Журавлев В.А., Шипилов Э.В. (2007) Новые данные о тектонике и структуре осадочного чехла Беломорской рифтовой системы. Докл. АН, **417**(6), 786-791.
- Зоненшайн Л.П., Гольмшток А.Я., Хатчинсон Д. (1992) Структура Байкальского рифта. Геотектоника, (5), 63-77.
- Казанин Г.С., Журавлев В.А., Павлов С.П. (2006) Структура осадочного чехла и перспективы нефтегазоносности Белого моря. *Бурение и нефть*, (2), 26-28.
- Казьмин В.Г. (1987) Рифтовые структуры Восточной Африки – раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 206 с.
- Колодяжный С.Ю., Балуев А.С., Зыков Д.С. (2019) Структура и эволюция северо-запада Беломорско-Северодвинской зоны сдвига в позднем протерозое и фанерозое (Восточно-Европейская платформа). *Геотектоника*, (1), 62-86. DOI: https://doi.org/10.31857/ S0016-853X2019162-86
- Константиновский А.А. (1977) Рифейский Онежско-Кандалакшский грабен Восточно-Европейской платформы. *Геотектоника*, (3), 38-45.
- Костюченко С.Л., Романюк Т.В. (1997) О природе Мезенского гравитационного максимума. Физика Земли, (12), 3-22.
- Косыгин Ю.А., Маслов Л.А. (1989) Основные типы хрупких и нехрупких геологических дислокаций и их взаимодействие. *Тектонические процессы*. Докл. сов. геологов на XXVIII сес. МГК (Вашингтон, 1989). М.: Наука, 193-201.
- Леонов Ю.Г. (2001) Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения. *Геотектоника*, (2), 3-16.
- Минц М.В. (2007) Палеопротерозойский суперконтинент: возникновение и эволюция аккреционных и коллизионных орогенов (на примере северных кратонов). *Геотектоника*, (4), 3-29.
- Николаев В.Г. (2004) К проблеме унаследованности внутриконтинентальных рифтов (авлакогенов). *Современные проблемы геологии*. (Отв. ред. Ю.О. Гаврилов, М.Д. Хуторской). М.: Наука, 271-290.
- Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий м-ба 1 : 1 500 000. (2010) (Гл. редакторы М.Г. Леонов, Г.С. Казанин. Отв. редактор А.С. Балуев). М.: ИПП "Куна".
- Томпсон Дж. А. (1970) Рифтовая система Запада США. Система рифтов Земли. М.: Мир, 173-180.
- Цеховский Ю.Г., Балуев А.С., Стукалова И.Е., Корнева Р.Г. (2018) Седиментогенез в мезозойских и кайнозойских рифтовых впадинах Центральной Азии. (Отв. ред. А.В. Маслов). *Тр. ГИН РАН*. Вып. 617. М.: ГЕОС, 168 с.
- Шаров Н.В., Бакунович Л.И., Белашев Б.З., Журавлев В.А., Нилов М.Ю. (2020) Геолого-геофизические модели земной коры Беломорья. *Геодинамика и тектонофизика*, **11**(3), 566-582. DOI: 10.5800/GT-2020-11-3-0491
- Шенгёр А.М.С., Натальин Б.А. (2009) Рифты мира. М.: Геокарт-ГЕОС, 188 с.
- Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatschev R., Orlyuk M.I. (1996) Riphean rifting and major Palaeopro-

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021

terozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics. *Tectonophysics*, **268**, 1-21.

- Logachev N.A. (1993) History and geodynamics of the lake Baikal rift in the context of the Easterh Siberia rift system. *BCREDP*, (17), 353-370.
- Piper J.D.A. (2000) The Neoproterozoic supercontinent. Rodinia or Palaeopangaea? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 176, 131-146.
- Rosendahl B.R. (1987) Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. Ann. Rev. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **15**, 29-43.

REFERENCES

- Baluev A.S. (2006) Geodynamics of the Riphean Stage in the Evolution of the Northern Passive Margin of the East European Craton. *Geotectonics*, **40**(3), 183-196.
- Baluev A.S. (2013) Continental rifting of the North of the East European Platform in Neogea: geology, history of development, comparative analysis. Dr. geol. and min. sci. diss. Moscow, GIN RAS, 326 p. (In Russ.)
- Baluev A.S., Astashenkov O.G., Chernov A.A. (2002) Tectonic model of The Baikal rift based on gravitational survey of Baikal water space. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geologiya i Razvedka*, (4), 95-105. (In Russ.)
- Baluev A.S., Mineeva D.N., FominV.I. (1999) Tectonic movements in the Baikal rift zone and their causes. *Tectonics, geodynamics and magmatism processes and metamorphism.* Materials of the XXXII Tectonic Meeting. V. 1. Moscow, GEOS Publ., 63-67. (In Russ.)
- Baluev A.S., Przhiyalgovskii E.S., Terekhov E.N. (2009b) New Data on Tectonics of Onega-Kandalaksha Paleorift (The White Sea). *Dokl. Earth Sci.*, **425**(2), 249-252. https://doi.org/10.1134/S1028334X09020160
- Baluev A.S., Terekhov E.N. (2007) To the question of the reasons for the confinement (inheritance) of aulacogens to the Paleoproterozoic mobile belts. *Geodynamics of the formation of the Earth's mobile belts*. Materials of Intern. sci. conf. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 23-27. (In Russ.)
- Baluev A.S., Zhuravlev V.A., Przhiyalgovskii E.S. (2009a) New Data on the Central Part of the White Sea Paleorift System. *Dokl. Earth Sci.*, **427**(6), 891-896. https://doi. org/10.1134/S1028334X09060014
- Baluev A.S., Zhuravlev V.A., Terekhov E.N., Przhiyalgovsky E.S. (2012) Tectonics of the White Sea and adjacent areas. (The explanatory notes to "The Tectonic Map of the White Sea and Adjacent Areas" at a Scale of 1 : 1 500 000). Moscow, GEOS Publ., 104 p. (In Russ.)
- Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbachev R., Orlyuk M.I. (1996) Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics. *Tectonophysics*, **268**, 1-21.
- Bozhko N.A. (2006) Granulite-gneiss belts are zones of periodically constant mobility. Areas of active tectogenesis in the modern and ancient history of the Earth). Materials of the XXXIX Tectonic Meeting. V. 1. Moscow, GEOS Publ., 29-32. (In Russ.)
- Geodynamics and possible oil and gas potential of the Mezen sedimentary basin. (2006) (Eds S.V. Aplonov, D.L. Fedorov). St.Petersburg, Science Publ., 319 p. (In Russ.)
- Del'vaux D. (1992) Rift formation in the western branch of

the East African rift system (review). *Geotektonika*, (3), 79-89. (In Russ.)

- Dobrynina M.I. (1992) Riftogenesis in the geological history of the Precambrian of the northern part of the Russian plate. *Deep structure and geodynamics of crystalline shields of the European part of the USSR*. Apatity, KSC RAS, 71-78. (In Russ.)
- Dolginov E.A., D'Almeida Zh.A. (2002) Correlation of Late Phanerozoic rifts with Precambrian structures in the African-Arabian region. *Geotektonika*, (5), 89-96. (In Russ.)
- Kazanin G.S., Zhuravlev V.A., Pavlov S.P. (2006) The structure of the sedimentary cover and the prospects for oil and gas content of the White Sea. *Burenie i neft*', (2), 26-28. (In Russ.)
- Kaz'min V.G. (1987) Rift structures of the East Africa the split of the continent and the birth of the ocean. Moscow, Nauka Publ., 206 p. (In Russ.)
- Kolodyazhny S.Y., Baluev A.S., Zykov D.S. (2019) Structure and evolution of Belomorian-Severodvinsk shear zone in the Late Proterozoic and Phanerozoic, East-European Platform. *Geotectonics*, 53(1), 60-83. DOI: https:// doi.org/10.31857/S0016-853X2019162-86
- Konstantinovsky A.A. (1977) Riphean Onega-Kandalaksha graben of the East European platform. *Geotektonika*, (3), 38-45. (In Russ.)
- Kostyuchenko S.L., Romanyuk T.V. (1997) On the nature of the Mezen gravitational maximum. *Fizika Zemli*, (12), 3-22. (In Russ.)
- Kosygin Yu.A., Maslov L.A. (1989) Major types of fragile and ductile geological dislocations and their interrelation. *Tectonic Processes*. Reports of Soviet geologists at the XXVIII session of the International geological Congress (Washington, 1989). Moscow, Nauka Publ., 193-201. (In Russ.)
- Leonov Yu.G. (2001) Continental Rifting: Modern Views, Problems, and Decisions. *Geotektonika*, **35**(2), 3-16. (In Russ.)
- Logatchev N.A. (1993) History and geodynamics of the lake Baikal rift in the context of the Easterh Siberia rift system. *BCREDP*, (17), 353-370.
- Mints M.V. (2007) Paleoproterozoic Supercontinent: Origin and Evolution of Accretionary and Collisional Orogens

Exemplified in Northern Cratons. *Geotectonics*, **41**(4), 257-280.

- Nikolaev V.G. (2004) On the problem of inheritance of intracontinental rifts (aulacogens). *Modern problems of geology*. (Resp. ed. Yu.O. Gavrilov, M.D. Khutorskoi). Moscow, Nauka Publ., 271-290. (In Russ.)
- Piper J.D.A. (2000) The Neoproterozoic supercontinent. Rodinia or Palaeopangaea? *Earth Planet. Sci. Lett.*, (176), 131-146.
- Rosendahl B.R. (1987) Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. Ann. Rev. *Earth Planet*. *Sci. Lett.*, (15), 29-43.
- Sharov N.V., Bakunovich L.I., Belashev B.Z., Zhuravlev V.A., Nilov M.Yu. (2020) Geological-Geophysical Models of the Crust for the White Sea Region. *Geodynamics* & *Tectonophysics*, 11(3), 566-582. (In Russ.) https://doi. org/10.5800/GT-2020-11-3-0491
- Shenger A.M.S., Natal'in B.A. (2009) The rifts of the world. Moscow, Geokart-GEOS Publ., 188 p. (In Russ.)
- The Tectonic Map of the White Sea and Adjacent Areas at a Scale of 1 : 1 500 000. (2010) (Editors in Chief M.G. Leonov, G.S. Kazanin; Managing Editor A.S. Baluev). Moscow, IPP "Kuna" Publ. (In Russ.)
- Tompson J.A. (1970) Rift system of the Western United States. *The Rift System of the Earth*. Moscow, Mir Publ., 173-180. (In Russ.)
- Tsekhovsky Yu.G., Baluev A.S., Stukalova I.E., Korneva R.G. (2018) Sedimentogenesis in the Mesozoic and Cenozoic Rift Depressions of Central Asia. Moscow, GEOS Publ., 168 p. (In Russ.)
- Valeev R.N. (1978) The Aulacogens of the East European Platform. Moscow, Nedra Publ., 152 p. (In Russ.)
- Zhuravlev V.A. (2007) The structure of the earth's crust in the White Sea region. *Razvedka i Okhrana Nedr*, (9), 22-26. (In Russ.)
- Zhuravlev V.A., Shipilov E.V. (2007) New data on the tectonics and structure of the sedimentary cover of the White Sea rift system. *Dokl. Akad. Nauk*, **417**(6), 786-791. (In Russ.)
- Zonenshain L.P., Gol'mshtock A.Ya., Hatchinson D. (1992) The structure of the Baikal rift. *Geotektonika*, (5), 63-77. (In Russ.)

УДК 551.1:550.83(516)

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-4-491-516

Плотностная контрастность, глубинное строение, реология и металлогения земной коры и верхней мантии Верхояно-Колымского региона

А. М. Петрищевский, Ю. П. Юшманов

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, 697016, г. Биробиджан, ул. Шолом-Алейхема, 4, e-mail: petris2010@mail.ru Поступила в редакцию 05.11.2020 г., принята к печати 27.01.2021 г.

Объект исследования. Верхояно-Колымский ареал рудной минерализации в Дальневосточном регионе России. Материалы и методы. Использованы Минерагеническая карта Российской Федерации и сопредельных территорий масштаба 1 : 2 500 000 (2000) и Государственная гравиметрическая карта России в редукции Буге масштаба 1 : 2 500 000 (2001). Основой модельных построений является метод изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии по аномалиям плотностной контрастности геологических сред на отрезках между центрами плотностных неоднородностей и поверхностями эквивалентных сфер. Результаты. Проведен анализ 3D-распределения плотностной контрастности (µ,-параметра) в земной коре и верхней мантии Верхояно-Колымского региона, связанной с реологическими состояниями геологических сред. В гравитационных моделях, конструируемых без привлечения внешней информации, проявлены структуры надвигания, расщепления, растяжения и структуры центрального типа плюмовой природы. В региональной зоне растяжения на границе литосферных сегментов выявлены и описаны в 3D-пространстве Индигиро-Колымская и Верхоянская структуры центрального типа (СЦТ), характеризующиеся выступами астеносферы грибообразной формы и сопровождающиеся аномалиями теплового потока. Структуры различаются по глубине залегания астеносферы, возрасту и рудной специализации. Размещение рудных узлов и районов в зонах влияния СЦТ подчиняется концентрической рудномагматической зональности, типичной для этого типа структур. Установлено, что в центральной (стволовой) зоне Индигиро-Колымской СЦТ располагаются районы с преимущественно высокотемпературным золотокварцевым типом минерализации, а на периферии, кроме золоторудных, присутствуют олововольфрамовые, оловянные рудопроявления и районы с комплексной рудной минерализацией. Большинство золоторудных месторождений с низкотемпературной золотосульфидной минерализацией, примесью олова и полиметаллов тяготеют к флангам Индигиро-Колымской СЦТ. В Верхоянской СЦТ большая часть рудных районов характеризуется полиформационным оруденением. В центральной части структуры расположены районы с преимущественно низкотемпературной оловянной, ртутно-сурьмяной и золотосеребряной рудной минерализацией, а на флангах золоторудная минерализация отсутствует либо является второстепенной. Выводы. В результате внутренне однозначной процедуры, представляющей собой обобщение множественных элементарных решений обратной задачи гравитационного потенциала с единственным решением, определены главные черты глубинного строения Верхояно-Колымского региона. В региональной зоне растяжения на границе литосферных сегментов выявлены и описаны в 3D-пространстве Индигиро-Колымская и Верхоянская структуры центрального типа плюмовой природы, контролирующие размещение рудных месторождений.

Ключевые слова: гравитационные модели, земная кора, верхняя мантия, реология, зоны растяжения, плюмы, металлогения, Северо-Восточная Азия

Density contrast, deep structure, rheology and metallogeny of the crust and upper mantle of the Verkhoyano-Kolymsky region

Alex M. Petrishchevsky, Yurii P. Yushmanov

Institute of a complex analysis of regional problems FEB RAS, 4 Sholom-Aleikhem st., Birobidzhan 697016, Russia, e-mail: petris2010@mail.ru

Received 05.11.2020, accepted 27.01.2021

Для цитирования: Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П. (2021) Плотностная контрастность, глубинное строение, реология и металлогения земной коры и верхней мантии Верхояно-Колымского региона. *Литосфера*, **21**(4), 491-516. https://doi. org/10.24930/1681-9004-2021-21-4-491-516

For citation: Petrishchevsky A.M., Yushmanov Yu.P. (2021) Density contrast, deep structure, rheology and metallogeny of the crust and upper mantle of the Verkhoyano-Kolymsky region. *Lithosphere (Russia)*, **21**(4), 491-516. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-4-491-516

© А.М. Петрищевский, Ю.П. Юшманов, 2021

Research subject. The Verkhoyano-Kolymsky areal of ore mineralization in the Far East of Russia. Data and methods. We used the state metallogenic map of Russia, Sc. 1: 2 500 000 (2000) and the gravity map of Russia Sc. 1: 2 500 000 (2001). Modeling was conducted by studying the deep structure of the earth's crust and upper mantle from the anomalies of the density contrast of geological media in the intervals between the centers of density inhomogeneities and the surfaces of equivalent spheres. *Results*. 3D-distributions of density contrast (μ_z -parameter) in the crust and upper mantle of the Verkhoyano-Kolymsky region related to the rheological properties of geological media were analyzed. In the gravity models designed without attraction of external information, the structures of thrust, splitting, stretching, as well as the structures of central type (CTS) of the plume nature, were identified. In the regional stretching zone, at the border of lithospheric segments, the revealed Indigiro-Kolymsky and Verkhoyansk CTSs were described in 3D space. These structures are characterized by a mushroom-like upwelling of the asthenosphere, associated with heat flow anomalies. The identified structures differ in terms of asthenosphere depth, age and ore mineralization. The location of ore clusters and regions in the zones of CTS obeys concentric ore-magmatic zoning, typical for this type of structures. The central (trunk-like) zone of Indigiro-Kolymsky CTS features mainly high-temperature gold-quarts mineralization. On the periphery, along with gold areas, there are tin-tungsten, tin and complex ore mineralization areas. The majority of gold fields with low-temperature gold-sulfide, tin and polymetallic mineralization are attributed to the flanks of Indigiro-Kolymsky CTS. In the Verkhoyanska CTS, the majority of ore regions are characterized by multi-formation ore mineralization. In the central part of this structure, areas with mainly low-temperature tin, mercury-antimony and gold-silver ore mineralization are located. On the flanks, gold mineralization is either absent or subsidiary. Conclusions. As a result of a simple procedure, implying generalization of multiple decisions of the elementary inverse problem of gravity potential, main features of the deep structure of the Verkhyano-Kolima region were defined. In the regional stretch zone, at the boundary of lithospheric segments, the Indigiro-Kolimskaya and Verkhoyanskaya CTSs of the plume nature that control the location of ore deposits were identified and described in 3D space.

Keywords: gravity models, crust, upper mantle, rheology, stretching zones, plumes, metallogeny, North-East Asia

Acknowledgements

The authors are deeply grateful to Academician N.L. Dobretsov for a positive assessment of the article, editing and valuable comments that contributed to a clearer presentation of the results of the work, as well as to the referee for a careful reading of the manuscript.

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Бассейны рек Яна, Индигирка и Колыма на Северо-Востоке России привлекают внимание исследователей высокой концентрацией рудных месторождений (рис. 1). Этот регион является одной из главных минерально-сырьевых баз Российской Федерации и одной из крупнейших золотоносных провинций мира (Горячев, 1998). За период его промышленного освоения здесь добыто около 6 тыс. т золота, в том числе 4 тыс. т – из россыпей. Однако из-за удаленности и труднодоступности изучение глубинного строения этого региона и связи рудных месторождения с глубинными структурами земной коры и верхней мантии развивается медленными темпами.

На рассматриваемой территории (см. рис. 1) существуют только три профиля ГСЗ (Кашубин и др., 2018), глубинность которых ограничена земной корой, а сеть магнитотеллурических зондирований неравномерна и содержит "белые пятна" размером от 350 до 500 км (Ващилов и др., 2003). В этих условиях основное внимание при изучении глубинного строения региона уделяется гравиметрическим данным.

Наибольший вклад в изучение глубинного строения Северо-Востока России по гравиметрическим данным внесли работы Ю.Я. Ващилова (1993, 1995; Ващилов и др., 2003), модели которого основаны на представлениях о блоково-слоистом строении земной коры и верхней мантии. В результате этих исследований для территории СевероВосточной Азии составлены схемы рельефа подошвы гранитно-метаморфического слоя, земной коры и литосферы, а также схемы-срезы латеральной плотностной неоднородности литосферы на глубинах 10, 20, 30, 40 и 60 км (Ващилов, 1993, 1995). Однако связи рудных месторождений с моделями Ю.Я. Ващилова детально не изучены.

Другой, традиционный, подход к интерпретации гравитационных аномалий реализовали Г.А. Стогний и В.В. Стогний (2000, 2009, 2011), исследования которых основывались на связи трансформант аномального гравитационного поля с глубинными плотностными неоднородностями и тектоническими структурами. Изучалась также связь проекций плотностных неоднородностей на поверхность геоида с размещением приповерхностных рудных месторождений (Стогний, 2011).

По совокупности имеющихся данных (Горячев, 1998; Г.А. Стогний, В.В. Стогний, 2011; Хасанов, Шарафутдинов, 2011; Аристов, 2019), размещение рудных месторождений в Верхояно-Колымском регионе контролируется приуроченностью рудных месторождений к очаговым структурам разного ранга, гранитоидным поясам и зонам глубинных разломов. По данным магнитотеллурического зондирования разломы сопровождаются зонами повышенных градиентов аномалий Буге и высокой проводимости. Размещение месторождений связывается также с существованием метаморфических поясов с черносланцевыми толщами и гранитогнейсовых куполов (Горячев, 1998; Г.А. Стогний, В.В. Стогний, 2004), распространенных пре

 Глубинное строение и металлогения земной коры и верхней мантии Верхояно-Колымского региона
 493

 Deep structure and metallogeny of the crust and upper mantle of the Verkhoyano-Kolymsky region
 493



Рис. 1. Минерагеническая карта (а) (Минерагеническая карта..., 2000) и рудные пояса (б) (Горячев, 1998) Северо-Восточного региона России.

1–11 – месторождения и рудопроявления с преимущественной специализацией: 1 – золотокварцевой (а – уникальные, б – крупные, в – средние, г – рудопроявления и их номера); 2 – золотосульфидной; 3 – золотосеребряной эпитермальной; 4 – оловянной; 5 – оловосеребряной; 6 – молибденовой; 7 – медной; 8 – вольфрамовой; 9 – сурьмяной; 10 – ртутной; 11 – полиметаллической; 12 – контуры Верхоянской астенолинзы (Г.А. Стогний, В.В. Стогний, 2009). Месторождения: 1 – Наталка, 2 – Нежданинское, 3 – Кючус, 4 – Дукат, 5 – Дегдекан, 6 – Игуменовское, 7 – Школьное, 8 – Ветренское, 9 – Штурмовское, 10 – Утиное, 11 – Светлое, 12 – Чебанья, 13 – Малтан, 14 – Сарылах, 15 – Бадран, 16 – Сентачан, 17 – Золотая Горка, 18 – Хаканджинское, 19 – Карамкен, 20 – Кондычак, 21 – Богатырь, 22 – Депутатское, 23 – Эге-Хайя, 24 – Мангазейское, 25 – Верхне-Менкеченское, 26 – Дыбинское, 27 – Экмыр-Ганский, 28 – Юр, 29 – Дуэт, 30 – Дьянди, 31 – Бургаган. Сопутствующие рудные элементы в месторождениях и проявлениях прописаны буквами.

Наименование рудных узлов и районов: Бе – Береляхский, ВГ – Верхнеортуканско-Гербенский, ВИ – Верхне-Индигирский, ВВ – Восточно-Верхоянский, Д – Депутатский, Дж – Джуптанганский, Ды – Дыбинский, ДО – Дьянди-Олонойский, ЗВ – Западно-Верхоянский, Ка – Карамкенский, Ку – Куларский, Ом – Омчакский, Ос – Омсукчанский, С – Сергеевский, СЯ – Северо-Янский (Полоусный), Т – Теньковский, Тк – Таскыстабытский, Хк – Хаканджинский, Хл – Холдинский, ЦЯ – Центрально-Янский, ШС – Шамано-Столбовской, Э – Эвенский, ЭА – Эльги-Адычанский, ЮВ – Южно-Верхоянский (Аллах-Юньский), ЮЯ – Южно-Янский.

Fig. 1. Metallogenic map (a) (Mineragenic map..., 2000) and ore belts (6) (Goryachev, 1998) of the North East region of Russia.

1-11 - deposits and ore displays with predominant mineralization: 1 - gold-quartz (a - unicum, 6 - large, B - middle, r - ore displays and its numbers), 2 - gold-sulfide, 3 - gold-silver epithermal, 4 - tin, 5 - tin-silver, 6 - molybdate, 7 - cuprum, 8 - tungsten, 9 - tungsten, 9

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021

stibium, 10 – mercury, 11 – polymetallic, 12 – counter of the Verkhoyansk astenospheric lens (G.A. Stognii, V.V. Stognii, 2009). Deposits: 1 – Natalka, 2 – Nezhdaninskoe, 3 – Kyuchus, 4 – Dukat, 5 – Degdekan, 6 – Igumenovskoe, 7 – Shkol'noe, 8 – Vetrenskoe, 9 – Shturmovskoe, 10 – Utinoe, 11 – Svetloe, 12 – Cheban'ya, 13 – Maltan, 14 – Sarilakh, 15 – Badran, 16 – Sentachan, 17 – Zolotaya Gorka, 18 – Khakandzhinskoe, 19 – Karamken, 20 – Kodixhak, 21 – Bogatir, 22 – Deputatskoe, 23 – Ege-Khaya, 24 – Mangazeiskoe, 25 – Verkhne-Menkechenskoe, 26 – Dibinskoe, 27 – Ekmir-Ganskii, 28 – Yur, 29 – Duet, 30 – D'yandi, 31 – Burgagan. Accompanying elements into deposits are written by letters.

Signations of ore regions and knots: Be – Berelyakhskii, B Γ – Verkhneortukansko-Gerbinskii, BH – Verkhne-Indigirskii, BB – Vostochno-Verkhoyanskii, Λ – Deputatskii, Λ – Dzhuptanganskii, Λ – Dybinskii, Λ – D'yandi-Olonoiskii, 3B – Zapadno-Verkhoyanskii, Ka – Karamkenskii, Ky – Kularskii, OM – Omchakskii, OC – Omsukchanskii, C – Sergeevskii, C π – Severo-Yanskii (Polousnii), T – Ten'kovskii, T κ – Taskistabytskii, X κ – Khakandzhinskii, X π – Kholdinskii, μ – Tsentral'no-Yanskii, IIIC – Shamano-Stolbovskii, E – Evenskii, \Im – El'gi-Adychanskii, H – Yuzhno-Verkhoyanskii (Allakh-Yun'skii), H – Yuzhno-Yanskii.

имущественно в западной части рассматриваемой территории. Главной рудоконтролирующей структурой является Верхоянская астенолинза – "палеоплюм" (Г.А. Стогний, В.В. Стогний, 2009; Стогний, 2011), выраженная широким гравитационным минимумом, в область которого проектируется 90% месторождений Верхояно-Колымского региона (см. рис. 1).

Модель синаккреционной и постаккреционной металлогении и магматизма предложена В.И. Шпикерманом и Н.А. Горячевым (1996). В.И. Алексеевым (2016) выделены четыре этапа эволюции тектоносферы Дальнего Востока России: юрскораннемеловой коллизионный, раннемеловой надсубдукционный, позднемеловой надсубдукционно-трансформный и позднемеловой – палеогеновый рифтогенный. По Н.П. Митрофанову (2005), месторождения олова здесь связаны с раннемеловой коллизией и мел-палеогеновой окраинно-континентальной субдукцией. Участие мантийных флюидов в рудоносных системах, формирующих месторождения золота Северо-Востока России, отмечают А.Э. Изох с соавторами (2011) и Н.А. Горячев (2014).

Н.П. Митрофановым (2005, 2018) на основе анализа геодинамики и металлогении в Северо-Восточном секторе Тихоокеанского рудного пояса выявлены общие закономерности размещения месторождений Sn, W, Мо в разных геодинамических обстановках. Он предлагает сосредоточить внимание на изучении предрудного, рудного и пострудного этапов формирования месторождений. Каждому этапу соответствуют свои геодинамические обстановки: экзо-эндогенные базовые для источников рудного вещества, рудогенерирующие эндогенные и эндо-экзогенные формирующие россыпные месторождения. Золоторудный потенциал Верхояно-Колымского региона связывается с коллизионным этапом эволюции тектоносферы, в течение которого происходило проявление высокотемпературной золотокварцевой минерализации (Горячев, 1998). В настоящее время большинство исследователей (Сидоров, Волков, 2015; Прокопьев и др., 2018) продолжает связывать образование и размещение рудных месторождений с этапами тектонической эволюции региона: коллизионным, аккреционно-коллизионным и аккреционным, при этом возраст оруденения укладывается в интервал 95–145 млн лет.

Рассмотренные данные характеризуют сложность происхождения и эволюции рудно-магматических систем Верхояно-Колымского региона и связи их пространственного размещения с глубинными геологическими структурами и процессами, на что неоднократно обращали внимание многие исследователи (Хомич и др., 2008; Некрасов, 2017; Аристов, 2019).

Проблемы, осложняющие металлогенические исследования в рассматриваемом регионе, обусловлены: 1) мультистадийностью рудообразования; 2) совмещенностью в пространстве рудных ассоциаций разного генезиса и специализации; 3) конвергентностью (сходством) вещественного состава руд разного происхождения (связи с разломами, гранитами, региональным метаморфизмом, тектономагматическими структурами центрального типа); 4) трудностями отделения рудных фаз от до- и пострудных тектономагматических процессов; 5) горизонтальными перемещениями приповерхностных комплексов и руд от мест их первичного образования.

Сложность геологического строения, происхождения и эволюции тектонических комплексов, полиформационность и полистадийность рудообразования, неопределенность глубинных границ тектонических структур в сочетании с труднодоступностью Северо-Восточного региона для целенаправленных и широкомасштабных полевых исследований вынуждают искать новые источники информации о геологическом строении этого региона. Такой источник мы находим в гравиметрических наблюдениях, сеть которых несоизмеримо более представительна (кондиционна) по сравнению с редкими сейсмическими (ГСЗ) и магнитотеллурическими (MT3) данными. Однако реализуемый нами подход к интерпретации гравитационных аномалий отличается от традиционного тем, что гравитационные модели не используют априорно предшествующие данные о других геофизических аномалиях, строении тектонических структур и плотности горных пород, а представляют собой независимые от внешней информации распределения глубинных плотностных неоднородностей, получаемые на основе обратных задач с единственным (в математическом смысле) решением и их последующей статистической обработкой. Эти распределения сопоставляются с известными геолого-геофизическими данными уже после составления моделей. Идеологической основой моделирования являются представления не о блоково-слоистой (более привычной), а о микститовой среде.

Целью статьи является исследование связи пространственного размещения месторождений разной рудной специализации с реологическими неоднородностями в земной коре и верхней мантии, параметризуемыми послойными распределениями плотностной контрастности геологических сред (Петрищевский, 2013а, 2020а). Эти распределения характеризуются большей детальностью по сравнению с моделями предшественников (Ващилов, 1993, 1995; Г.А. Стогний, В.В. Стогний, 2009, 2011), что позволяет выявить связи приповерхностных месторождений с глубинными плотностными неоднородностями в разных диапазонах геологического пространства.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Район исследований охватывает широкую область концентрированной рудной минерализации – минерагеническую провинцию (см. рис. 1) на конвергентной границе Евразиатской и Северо-Американской плит (рис. 2в). Структурами второго порядка (после литосферных плит) здесь являются Северо-Азиатский кратон, Верхояно-Колымская складчато-надвиговая система, Колымо-Омолонский супертеррейн (КОТ) и Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП) (рис. 2б). Колымо-Омолонский супертеррейн иногда называют микроконтинентом (Оксман, 1998; Прокопьев и др., 2018), и он удовлетворяет признакам литосферной плиты второго порядка (Ханчук, Петрищевский, 2007). Восточная окраина Северо-Азиатского кратона перекрыта мезозойскими плитными комплексами, а юго-восточная – палеозойскими. Верхояно-Колымская складчато-надвиговая система ограничивается региональными надвигами и на юго-востоке разветвляется на Верхоянскую и Южно-Верхоянскую ветви.

Надвиги сконцентрировались преимущественно на восточной границе Северо-Азиатского кратона и западной границе Колымо-Омолонского супертеррейна, а сдвиги, как показано далее, – в широкой Верхоянской зоне растяжении СВ–ЮЗ простирания (см. рис. 2а). К зоне растяжения приурочен Главный гранитный пояс Верхояно-Колымского региона. Между надвигами и сдвигами наблюдается структурное несогласие, обусловленное расхождением Верхояно-Колымской складчато-надвиговой системы на две ветви (Западно-Верхоянскую и Южно-Верхоянскую) (Тектоника..., 2001) и иногда разворотом (вращением) фрагментов Колымо-Омолонского супертеррейна (Бондаренко, Диденко, 1997) по внутрикоровым структурным несогласиям.

К юго-западной границе КОТ приурочен Главный гранитоидный пояс, с которым связываются многие крупные (Школьное, Наталка, Павлик, Мальдяк, Бутугычаг и др.) месторождения этого региона. Предполагается (Сидоров, Волков, 2015), что зона гранитообразования в верхоянском терригенном комплексе увеличивалась по мощности со временем, достигая 15 км в позднем мезозое, и это связывается с рифтогенезом.

В.С. Оксман (1998) предполагает развитие трех этапов позднемезозойских дислокаций на югозападной границе КОТ, связанных с его перемещениями: на раннем этапе на этой границе образовывались покровно-складчатые дислокации, на втором этапе развивались надвиги, а на третьем – формировались разломы с преимущественно левосдвиговой кинематикой.

Сложное строение земной коры Верхояно-Колымского региона сопровождается не менее сложными его металлогеническими характеристиками. В терминах террейнового анализа месторождения и рудопроявления рассматриваемого региона подразделяются на три группы (Шпикерман, Горячев, 1996): 1) доаккреционные месторождения стратиформных полиметаллических и медных руд, относящихся к трем формационным типам: медистых базальтов, медистых песчаников и сланцев и свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах; 2) аккреционные месторождения Au, W, Mo, сформированные в период аккреции к Верхоянской пассивной окраине Охотского микроконтинента; 3) постаккреционные сереброполиметаллические, оловянные и редкометалльные месторождения, связанные с формированием ОЧВП. По другим представлениям (Прокопьев и др., 2018), оруденение связывается с коллизионными и аккреционно-коллизионными процессами на конвергентных границах литосферных сегментов разного порядка.

Мезозоиды Верхояно-Колымской складчатой области являются обширной металлогенической провинцией с профилирующим золотым оруденением, преимущественно относящимся к золотокварцевому жильному типу (Горячев, 1998). Здесь выделяются три металлогенических пояса: Яно-Колымский, Верхоянский, Южно-Верхоянский (Сетте-Дабанский, Аллах-Юньский) и Куларский ареал золотокварцевых жил (см. рис. 16). С юговостока к мезозоидам примыкает золотосереброносный Охотско-Чукотский вулканический пояс (Сидоров и др., 2009).

Яно-Колымский металлогенический пояс (см. рис. 1б) золотокварцевого, оловянно-вольфрамового жильного и грейзенового, золотосеребро-

Петрищевский, Юшманов Petrishchevsky, Yushmanov



Рис. 2. Схема разломов Верхояно-Колымской складчато-надвиговой системы (а), по Г.С. Гусеву (1979) с корректировкой по (Шахтыров, 1997; Тектоника..., 2001; Geological map..., 2012), структуры (б) и плиты (в) Северо-Восточной Азии.

1–3 – разломы, в том числе надвиги (2) и сдвиги (3); 4 – Верхояно-Колымская зона растяжения-сдвига (ВК); 5 – гранитоиды Главного пояса; 6, 7 – границы тектонических структур (6) и литосферных плит (7); 8 – район исследований. а – разломы (цифры в кружках): 1 – Западно-Верхоянский, 3 – Восточно-Орульганский, 5 – Омолойский, 10 – Адыча-Тенькинский, 12 – Чай-Юреинский, 13 – Иньяли-Дебинский, 15 – Иньяли-Тасский, 16 – Дапир, 18 – Улахан, 19 – Омсук-

чанский, 20 – Нелькано-Кыллахский краевой шов, 21 – Билякчанский, 23 – Восточно-Сеттедабанский, 25 – Кетандинский, 26 – Казачинский, 29 – Нют-Ульбейский, 30 – Челомджа-Ямский.

б – обозначения структур: САК – Северо-Азиатский кратон, КОТ – Колымо-Омолонский супертеррейн; складчатонадвиговые системы: ВКС – Верхояно-Колымская, ОЧ – Олойско-Чукотская, КК – Корякско-Камчатчкая, ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканический пояс.

в - плиты на схеме: ЕАП - Евразиатская, САП - Северо-Американская, ТП - Тихоокеанская, ОП - Охотоморская.

Fig. 2. The fracture scheme of the Verkhoyano-Kolima fold-thrust system (a) by G.S. Gusev (1979) with the correction by (Shakhtyrov, 1997; Tectonics..., 2001; Geological map..., 2012), structures (б) and plates (в) of the North East Asia.

1-3 – fractures, including thrusts (2) and strike-sleep faults (3); 4 – Verkhoyano-Kolyma shear-stretch zone (BK); 5 – granitoid of the Main Belt; 6, 7 – boundaries of tectonic structures (6) and lithospheric plates (7); 8 – area of the study.

a – Faults (figures in circles): 1 – Zapadno-Verkhoyanskii, 3 – Vostochno-Orul'ganskii, 5 – Omoloiskii, 10 – Adycha-Ten'kinskii, 12 – Chai-Yureinskii, 13 – In'yali-Debinskii, 15 – In'yali-Tasskii, 16 – Dapir, 18 – Ulakhan, 19 – Omsukchanskii, 20 – Nel'kano-Kyllakhskii, 21 – Bilyakchanskii, 23 – Vostochno-Settedabanskii, 25 – Ketandinskii, 26 – Kazachinskii, 29 – Nyut-Ul'beiskii, 30 – Chelomdzha-Yamskii.

 δ – signations of structures: CAK – North Asian Craton; KOT – Kolyma-Omolon super terraine; fold-thrust systems: BKC – Verkhoyano-Kolyma, OU – Oloisko-Chukotskaya, KK – Koryaksko-Kamchatskaya, OUBII – Okhotsko-Chukotskii volcanic belt. B – the plates on the scheme: EAII – Eurassian, CAII – North-American, TII – Pacific, OII – Sea of Okhotsk. BK – Verkhoyano-

B – the plates on the scheme: EAII – Eurassian, CAII – North-American, TII – Pacific, OII – Sea of Okhotsk. BK – Verkhoyano-Kolyma shear-stretch zone.

кварцевого оруденения, связанного с гранитоидами, и ртутно-сурьмяного оруденения в осадочных породах (Горячев, 1998) размещается в верхнепалеозойских-среднемезозойских породах Куларо-Нерского террейна и деформированной Верхоянской пассивной окраины. Вмещающие пояс толщи характеризуются широким развитием рудно-магматических сдвиговых дуплексов, контролирующих пояса гранитных интрузий (Шахтыров, 1997, 2009; Юшманов, 2019). Эти структуры формировались во время коллизии континентальных блоков в поздней юре-раннем мелу. Профилирующие рудные районы в Яно-Колымском поясе – Эльги-Адычанский, Верхне-Индигирский, Берелехский и Тас-Кыстабытский (см. рис. 1). Общей для них является связь с гранитоидными интрузивами, контролируемыми зонами растяжения и надвигами (Архипов и др., 1981; Бахаров и др., 1997). Золотокварцевому жильному оруденению сопутствуют редкометалльная (Берелехский район), сурьмяная (Верхне-Индигирский), вольфрамоловянная (Эльги-Адычанский) и оловосеребряная (Тас-Кыстабытский) минерализации.

Типичными рудными районами Верхоянского пояса являются Восточно-Верхоянский, Западно-Верхоянский и Дыбинский (см. рис. 1а). Эти районы располагаются в терригенных толщах континентальной окраины Северо-Азиатского кратона. В Восточно-Верхоянском районе размещение постаккреционного оруденения контролируется линейным ртутно-сурьмяно-золоторудным поясом, расположенным в восточном крыле меридионального разлома (см. рис. 1б). Представителями этих типов оруденения являются месторождения Звездочка, Загадочное и многочисленные рудопроявления. Западно-Верхоянский олово-серебро-полиметаллический район располагается в контурах Эчигейского гранитогнейсового купола (Г.А. Стогний, В.В. Стогний, 2004), пересеченного меридиональными и северо-восточными разломами.

Южно-Верхоянский (Аллах-Юньский) металлогенический пояс располагается на южном фланге Верхоянского складчато-надвигового пояса. Он сложен терригенно-карбонатными и карбонатными (рифей – нижний карбон) и терригенным (средний карбон – средняя юра) отложениями. Спецификой данного пояса являются ассоциация золотокварцевых жил с полиметаллическими и наложение на них постаккреционного олово-сереброполиметаллического оруденения.

Куларский ареал золотокварцевых жил является фрагментом Верхояно-Колымской покровноскладчатой системы. Ведущую роль в металлогении Куларского золоторедкометалльного района играют граниты и адамеллиты Куларского батолита, которые генерируют группы рудных формаций, накладывающиеся друг на друга в пределах близких площадей (Ивенсен и др., 1975).

Для Охотско-Чукотского рудного пояса характерны Карамкенский и Хаканджинский районы, пространственное размещение месторождений в которых контролируется вулканическими структурами центрального типа (Моисеенко, Эйриш, 1996; Юшманов, Петрищевский, 2016) и зоной растяжения земной коры под вулканическим поясом, сопряженной с трансформным сдвигом (Ханчук, Иванов, 1999). Глубоко проникающие зоны растяжения служили каналами для поступления магм и рудогенных флюидов в верхние горизонты коры.

Сведения о профилирующей специализации рудных узлов и районов обобщены в табл. 1, 2. Из

Таблица 1. Профилирующая металлогеническая специализация рудных узлов и районов*

Table 1. Predominant metallogenic specialization of ore knots and districts*

Au-Q	Au-Sulfid	Sn	W, Sn	Sb, Hg	Au, Cu	Au-Ag	Au, Sn
ВИ	Ку	Д	Дж	BB	ШС	C	Ка
Be	T	ЦЯ		Хл			T
ЭА		ЮЯ					Э
ЮВ							

*Здесь и в табл. 2 обозначения узлов и районов – см. рис. 1.

*Here and in Table 2 designations of ore see on Fig. 1.

Гаолица 2 . Раионы с комплекснои руднои	минерализациеи

Table 2. Regions with complex ore mineralization

Au, Ag, Pb- Zn	Au, Pb-Zn, Sn	Au, Sb, Hg	Sn, W, Mo, Ag, Pb, Zn	Au- Ag, Sn	Sn, W, Pb- Zn, Ag
Ом	ВΓ	Ку	Дж	Ка	Тк
3B		BB	СЯ	Хк	
		ДО	Ды		
		Хл			

рис. 1а и табл. 1, 2 следует, что золото является "сквозным" элементом в рудно-магматических системах (РМС) Верхояно-Колымского региона.

Рассмотренные данные свидетельствуют о том, что основными факторами локализации рудной минерализации в Верхояно-Колымском регионе выступают гранитоиды, разломы, сдвиго-надвиговые дислокации и структуры центрального типа, формирующие концентрическую рудную зональность.

МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ ГРАВИТАЦИОННОЙ МОДЕЛИ

Теоретической основой построения рассматриваемой далее гравитационной модели являются два доказательства в теоремах единственности и эквивалентности обратных задач гравитационного потенциала.

1. Для всякого тела с переменной плотностью существует эквивалентное тело с постоянной плотностью, а потенциалы системы (множества) источников и эквивалентного односвязного звездного источника равны, если их массы и расположение центров масс совпадают (Иванов, 1956; Прилепко, 1970; Цирульский, Никонова, 1975).

2. Потенциалы объемного и сферического источников с общим центром тяжести равны, следствием чего является прием выметания объемных масс на поверхность эквивалентных сфер, впервые предложенный А. Пуанкаре (Evans, 1933).

Метод, результаты реализации которого рассматриваются далее, оперирует не конечно-метрическими геологическими телами, а эквивалентными областями, число и пространственное расположение элементарных плотностных неоднородностей внутри которых неизвестно (микститовая среда). Расчетные пересечения эквивалентных областей являются случайными, поэтому результаты расчетов трактуются как вероятностнодетерминированные.

Носителем информации о плотностной контрастности геологических сред между центрами эквивалентных квазиизометричных плотностных неоднородностей (Z_0) и поверхностями (Hc), на которые выметаются, по А. Пуанкаре, их аномальные массы, является μ_z -параметр (Петрищевский, 2013а, 2020а):

$$\mu_{z} = \frac{VzmZ_{0}}{4\pi G(Z_{0} - Hc)^{2}},$$
(1)

где Vzm – амплитуда соответствующей гравитационной аномалии, G – гравитационная постоянная. Поверхности Hc всегда располагаются выше кровли соответствующих слоев, чтобы μ_z -параметр не обращался в ноль, а полученные значения сглаживаются.

Параметр μ_z характеризует плотностную контрастность сред на отрезках между центрами плот-

ностных неоднородностей и поверхностями эквивалентных сфер, другими словами, нормированную по глубине центра масс поверхностную плотность сферы. Вычисления ведутся на параллельных профилях, оптимально (вкрест преобладающего простирания гравитационных аномалий) пересекающих район исследования, и на каждом профиле определяются кажущиеся глубины залегания центров масс плотностных неоднородностей с предположительно изометричным (компактным) поперечным сечением. Критерии компактности рассмотрены в работах (Петрищевский, 2013а, 2020а). Точность определения центров масс составляет ±10% для элементарных неоднородностей, удовлетворяющих условиям: Z > 0.5D и 2 > $\Delta h/D$ > 0.5, где Z глубина залегания поверхности источника, D – его горизонтальные размеры, Δh – его вертикальные размеры. При понижении точности до ±30% пределы эквивалентности расширяются до диапазона $5 > \Delta h/D > 0.1$.

На исследуемой территории использованы две системы расчетных профилей: ЮЗ-СВ и СЗ-ЮВ, результаты вычислений по которым суммированы. Общее число единичных определений µ_z-параметра составило 2150 расчетных точек. Графики аномального поля на расчетных профилях последовательно сглаживались, чтобы охватить вычислениями аномалии всех видимых пространственных классов. Такая процедура близка к процедурам локализации сингулярных (особых) точек плотностных неоднородностей методами отношения производных (Трошков, 1994; Блох, 1998) и деконволюции Эйлера (Zhang et al., 2000), однако преимуществом нашего метода (Петрищевский, 2013а, 2020а) является интерпретация элементарных гравитационных возмущений в явном виде (рис. 3), что позволяет измерить их амплитуды и в результате исследовать вещественные свойства плотностных неоднородностей в широком пространственном диапазоне.

На первом этапе расчетной процедуры формируется цифровой массив Z₀, Vzm (x, y). На втором этапе исследуемое геологическое пространство разбивается на слои и источники каждого слоя выметаются на ближайшие поверхности Нс, касательные к поверхностям слоев. Далее по алгоритму (1) вычисляются значения μ_z -параметра для источников, заключенных в данном слое. Выполняется условие $Z_0 >$ Hc. Конечным результатом вычислений является цифровой массив μ_z (x, y, Hc), который служит основой для построения распределений плотностной контрастности в горизонтальных срезах и разрезах µ_z (x, y, Hc)-модели. Земная кора и верхняя мантия были подразделены на 15 слоев (табл. 3). С более подробным описанием методики и результатами ее тестирования можно познакомиться в работах (Петрищевский, Юшманов, 2011, 2014; Петрищевский, 2013а, б, 2016, 2020а).

Глубинное строение и металлогения земной коры и верхней мантии Верхояно-Колымского региона 499 Deep structure and metallogeny of the crust and upper mantle of the Verkhoyano-Kolymsky region



Рис. 3. Пример интерпретации локальных гравитационных возмущений.

Fig. 3. The interpreting example of local gravity disturbances.

Таблица 3. Параметры разбиения разреза тектоносферы на слои

Слой, км	11-20	16-25	21-30	27-40	32-45	37-50	42-60	52-70
Нс, км	10	15	20	25	30	35	40	50
Слой, км	62-80	72-100	82-110	95-120	105-150	125-200	155-250	
Нс, км	60	70	80	90	100	120	150	

Table 3. Division of the tectonosphere on layers

Методика моделирования плотностной контрастности протестирована в 12 районах Дальневосточного региона России (Петрищевский, 2008, 2013а, б; Юшманов, Петрищевский, 2016; Петрищевский, Юшманов, 2011, 2014), в Западной Сибири (Петрищевский, Исаев, 2017), Восточном Китае (Петрищевский, 2019, 2020б), Австралии (Петрищевский, 2016, 2019) и на Северо-Западе США (Петрищевский и др., 2020). Результаты тестирования показали, что плотностная контрастность геологических сред, описываемая μ₂-параметром, является индикатором их реологического состояния. Высоким и повышенным значениям µ_z-параметра соответствуют древние жесткие метаморфические блоки кратонов и террейны кратонного типа, низким и пониженным значени-

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021

ям - зоны дробления и трещиноватости, аккреционные призмы и турбидитовые террейны, а также зоны флюидно-гидротермальной проработки в разломах и надкупольных зонах структур центрального типа разного ранга. В разрезах тектоносферы максимальным значениями плотностной контрастности повсеместно соответствуют гранитнометаморфический и нижнекоровый мафический слои земной коры, разделяемые тонким слоем пониженной вязкости. В верхней мантии высоким значениям µ_z-параметра отвечает нижний жесткий слой литосферы. Низкие значения µ₂-параметра повсеместно совпадают с зонами пониженных скоростей сейсмических волн и удельных электрических сопротивлений (Петрищевский, 2008, 20136, 2016). Совпадения минимумов плотностной контрастности с максимумами теплового потока и температуры во многих случаях свидетельствуют о существовании расплавленных магм в переходном слое кора-мантия и астеносфере (Петрищевский, 2008, 2019; Петрищевский, Юшманов, 2014; Петрищевский, Исаев, 2017).

РЕОЛОГИЧЕСКАЯ ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОГО РЕГИОНА

В распределениях плотностной контрастности (μ_z -параметра) проявлены два типа аномалий: протяженные линейные зоны минимумов ($\mu_z < 15$ ед.) и квазиизометричные минимумы, часто обрамляемые концентрически расположенными максимумами. Первые связываются с зонами растяжения, а вторые – с тектономагматическими структурами центрального типа.

В верхнем слое земной коры на глубине среза 10 км (рис. 4а) четко проявлен глубинный разлом – зона растяжения на глубинной границе Северо-Азиатского кратона с Колымо-Омолонским супертеррейном, северный отрезок которой проходит параллельно Адыча-Тенькинскому разлому (см. рис. 2а), а южный – Нют-Ульбейскому разлому (см. рис. 2а). Субширотная зона растяжения (около 64° с. ш.) тоже совпадает с границей кратона (см. рис. 2б). Еще две зоны растяжения (глубинные разломы) на юго- и северо-востоке региона находят подтверждение на тектонических схемах, где они служат восточными границами соответственно Охотского и Приколымского террейнов кратонного типа.

Центральным объектом на рассматриваемой территории является Индигиро-Колымская концентрически-зональная аномалия плотностной контрастности, в центре которой располагается минимум, а на периферии – цепочка максимумов, ориентированных по круговому контуру (см. рис. 4а). Такое расположение μ_z -аномалии и ее горизонтальные размеры (750–800 км) типичны для структур центрального типа плюмовой природы (Добрецов и др., 2006; Saunders et al., 2007; Петрищевский, Юшманов, 2011, 2014). Индигиро-Колымская СЦТ хорошо видна на космическом снимке (Космогеологическая карта..., 2017) и вписывается в региональный максимум теплового потока (см. рис. 4г).

Еще одна структура центрального типа меньших размеров располагается в низовье р. Яна, где она контролирует расположение Куларского, Депутатского и Северо-Янского рудных узлов (рис. 5а) с преимущественно золото-олово-серебряной и редкометалльной минерализацией. Сопутствующие элементы – полиметаллы, сурьма и ртуть. Эта структура располагается в той же зоне растяжения, что и Индигиро-Колымская (см. рис. 4в, г), и обе эти структуры находятся в области высокого теплового потока (см. рис. 4б).

В срезе на глубине 20 км (см. рис. 4б) Индигиро-Колымская СЦТ увеличивается в диаметре до 1200 км и в зоне ее влияния оказывается Южно-Верхоянский (Аллах-Юньский) золоторудный район с крупнейшим Нежданинским месторождением (см. рис. 1а). Зоны растяжения СЗ-простирания в этом срезе смещаются на северо-восток, что соответствует их наклонному положению, читаемому в разрезе 4-4 (см. рис. 5в). В этом разрезе проявлены: надвигание КОТ на нижний слой литосферы Северо-Азиатского кратона, расщепление Северо-Американской плиты и пододвигание ее нижней литосферы под Колымо-Омолонский супертеррейн. При этом нижний слой литосферы САК прослеживается под Верхояно-Колымской складчатонадвиговой системой и выклинивается под югозападным флангом КОТ. Те же особенности реологического расслоения тектоносферы читаются и в разрезе 1-1 (см. рис. 5в).

В коровом диапазоне глубин (0–50 км) Индигиро-Колымская СЦТ выражена куполообразным поднятием жесткого нижнекорового слоя, подстилаемого вязким подкоровым слоем (см. рис. 4д). Астеносферная линза в зоне Индигиро-Колымской СЦТ имеет размеры (см. рис. 4д, 5в), типичные для плюмов (Добрецов и др., 2006; Saunders et al., 2007). В разрезе 3–3 (см. рис. 5в) астеносфера сливается с подкоровым вязким слоем и приближается до глубины 50 км от поверхности Земли. В геоэлектрической модели (Ващилов и др., 2003) кровля астеносферы в центре Индигиро-Колымской СЦТ залегает на глубине менее 65 км.

В подлитосферном срезе на глубине 120 км (см. рис. 5а) проявлена еще одна – Верхоянская – СЦТ, которая тоже характеризуется концентрической зональностью: максимумами плотностной контрастности на периферии и минимумом в центре. Горизонтальные размеры структуры составляют 1000 км. Таким образом, вместо одной ранее предполагаемой (Г.А. Стогний, В.В. Стогний, 2009) астенолинзы в Верхояно-Колымо-Индигирском регионе, вероятно, существуют две плюмоподобные структуры, которые вписываются в региональный максимум теплового потока (см. рис. 4б). Эти структуры различаются по гипсометрическому положению кровли астеносферы и возрасту. Абсолютный возраст магматических пород и руд в Верхоянской СЦТ составляет 67-115 млн лет, а в Колымо-Индигирской – 134–151 млн лет (Геология ..., 1986; Сухов и др., 2000; Прокопьев и др., 2018). Поскольку оруденение в исследуемом регионе, очевидно, связано с влиянием мантии (см. рис. 1а) и это подтверждают петрологические исследования (Изох и др., 2011; Горячев, 2014), то следует вывод, что Верхоянская СЦТ моложе Индигиро

 Глубинное строение и металлогения земной коры и верхней мантии Верхояно-Колымского региона
 501

 Deep structure and metallogeny of the crust and upper mantle of the Verkhoyano-Kolymsky region
 501



Рис. 4. Распределения плотностной контрастности на глубинах 10 км (а), 20 км (б), 70 км (в) и карта теплового потока (г) с разрезами μ_z (х, у, Hc)-модели (д).

1 – изолинии плотностной контрастности (1 ед. = 10⁻² кг/м²/км); 2 – изолинии теплового потока осредненного в радиусе 50 км, построены по (Горнов, 2015); 3 – оси зон растяжения; 4, 5 – контуры внутренней (4) и внешней (5) зон в структурах центрального типа; 6 – структуры центрального типа на космогеологических снимках (Космогеологическая карта..., 2017); 7 – жесткие (высокая вязкость) слои; 8 – астеносфера.

а-г – структуры центрального типа на схемах: В – Верхоянская, ИК – Индигиро-Колымская, НЯ – Нижне-Янская. Обозначения рудных узлов и районов над разрезами соответствуют таковым на рис. 1.

д – структуры: САК – Северо-Азиатский кратон, ВКС – Верхояно-Колымская складчато-надвиговая система, КОТ – Колымо-Омолнский супертеррейн, ОП – Охотоморская плита, Ох – Охотский массив.

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021

Fig. 4. Map-slices of the density contrast at the depth of 10 km (a), 20 km (6), 70 km (B) and the heat flow map (Γ) with sections of μ_z (x, y, Hc)-model (π).

1 – isolines of the density contrast $(10^{-2} \text{ kg/m}^2/\text{km})$; 2 – isolines of the heat flow smoothing by radius 50 km, remake from (Gornov, 2015); 3 – axis of stretching zones; 4, 5 – counters of inner (4) and outward (5) zones in the central type structures; 6 – central type structures on cosmic photos (Cosmic-geological map..., 2017); 7 – hard (high viscosity) layers; 8 – asthenosphere.

a-г – strucrures of the central type on schemes: B – Verkhoyanskaya, ИК – Indigiro-kolimskaya, НЯ – Nizhne-Yanskaya. Names of ore regions and knots are shown in Fig. 1.

g – structures: CAK – North Asian Craton, KOT – Kolima-Omolon super terrane, BKC – Verkhoyano-Kolimskaya fold-thrust system, OII – Sea of Okhotsk Plate, Ox – Okhotskii Massif.

Колымской на 30-40 млн лет и кровля астеносферы в первой располагается на большей глубине (см. рис. 4а-в; рис. 5а, б). Верхоянская СЦТ, повидимому, еще не достигла полного развития, и воздымание литосферы под давлением астеносферы в структуре продолжается в настоящее время. Это может оказать влияние на размещение малоизученных кайнозойских рудных проявлений.

В разрезах μ_z -модели (см. рис. 5в) Верхоянская, как и Индигиро-Колымская СЦТ, характеризуется куполообразным воздыманием нижнекорового слоя над астеносферной линзой, имеющей грибообразную форму. Кровля линзы располагается на глубине 80–90 км. С увеличением глубины среза контуры астеносферных центров обеих СЦТ сужаются до диаметра 500 км. В Индигиро-Колымской СЦТ это происходит на глубине 70 км (см. рис. 4в), а в Верхоянской – 150 км (см. рис. 5б). Различие в глубине залегания кровли астеносферы в этих структурах проявлено и в аномалиях теплового потока (см. рис. 4г). В Верхоянской СЦТ он понижен на 15 мВт/м².

В Охотско-Чукотском вулканическом поясе тоже существуют структуры центрального типа, одна из которых – Хаканджинская (Юшманов, Петрищевский, 2016) – располагается на юговосточном продолжении СЗ-ЮВ глубинных разломов Верхояно-Колымского региона. Эта структура находится в области разветвления Верхояно-Колымской складчато-надвиговой системы на Западно-Верхоянскую и Южно-Вероянскую ветви (см. рис. 26), в месте сочленения ЕАП, САК и ОП. Поле вулканических пород в зоне влияния Хаканджинской СЦТ увеличивается в горизонтальных размерах (Тектоническая карта..., 2005). В разрезе этого поля установлены высокие содержания позднемеловых базальтов, андезито-базальтов и андезитов (Тектоническая карта..., 2005). В коровых срезах Хаканджинская СЦТ имеет размеры около 300 км в диаметре (Юшманов, Петрищевский, 2016), в подлитосферном слое астеносфера растекается в окружности диаметром 800 км (см. рис. 5а), а в подастеносферном слое подводящий канал (мантийная струя) структуры сужается до 500 км в диаметре (см. рис. 5б).

СВЯЗИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С РЕОЛОГИЧЕСКИМИ НЕОДНОРОДНОСТЯМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Пространственное размещение рудных узлов и районов в Верхояно-Колымском регионе контролируется двумя структурными факторами: линейными зонами растяжения (табл. 4) и структурами центрального типа (табл. 5). Связи между глубинными плотностными неоднородностями и рудными месторождениями дискретны. Наилучшая корреляция рудных узлов и районов с линейными зонами растяжения наблюдается на трех глубинных уровнях: 10–20, 40–50 и 70–80 км (см. табл. 4, 5; рис. 6а). Первый соответствует структурному несогласию на границе гранитно-метаморфического и нижнекорового мафического (базальтового) слоев, второй – подкоровому вязкому слою, третий – кровле астеносферы.

В линейных зонах растяжения большинство (21) рудных районов характеризуется связью рудной минерализации с подкоровым вязким слоем (см. табл. 4, рис. 4). Второй уровень реологических разуплотнений на глубине 70–80 км имеет меньшее отношение к размещению рудных районов, однако с ним тоже связаны 17 рудных районов (см. табл. 4).

Рудные районы в коровых зонах растяжения (интервал глубин 10–40 км) характеризуются развитием высоко- и среднетемпературного оруденения (Sn, Sn–W, Sn–Ag, Sn–W–Mo, Pb–Zn–Ag), связанного с кислой и умеренно-кислой гранитной магмой. В мантийных зонах растяжения (интервал глубин 70–80 км) располагаются низкотемпературные месторождения Au–Sb, Au–Sb–Hg, Au–Hg, Sb, Hg, связанные с зонами глубинных разломов, имеющих отдаленную парагенетическую связь с производными глубинных подкоровых очагов базальтовой магмы. На это указывает присутствие на месторождениях даек основного состава.

На основе изотопно-хронологических исследований установлено, что возраст гранитоидов Главного батолитового пояса, совмещенного с региональной зоной растяжения-сдвига (см. рис. 2а), составляет 156–140 млн лет, поперечных гранитных поясов – 139–98, гранитов Южного Верхоянья – 125–120 и 107–95 млн лет (Борисенко и др., 2012). Глубинное строение и металлогения земной коры и верхней мантии Верхояно-Колымского региона 503 Deep structure and metallogeny of the crust and upper mantle of the Verkhoyano-Kolymsky region 503



Рис. 5. Распределения плотностной контрастности на глубинах 120 км (а) и 150 км (б) с разрезами μ_z (x, y, Hc)-модели (в).

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021

1 – изолинии плотностной контрастности (1 ед. = 10⁻²кг/м²/км); 2 – оси зон растяжения; 3, 4 – контуры внутренней (3) и внешней (4) зон в структурах центрального типа; 5 – жесткие слои в надкупольных зонах плюмов; 6 – астеносфера. Другие обозначения – см. рис. 4.

Fig. 5. Distributions of the density contrast at the depth of 120 (a) and 150 (6) km with sections of μ_z (x, y, Hc)-model (B).

1 - isolines of the density contrast (10^{-2} kg/m²/km); 2 - axis of stretching zones; 3, 4 - counters of inner (3) and outward (4) zones in the central type structures; 5 - hard (high viscosity) layers over the plume domes; 6 - astenosphere. Others captures see in Fig. 4.

Аи-месторождения ассоциируют с окисленными известково-щелочными диорит-монцонитами І-типа, а Sn-месторождения – с восстановленными и более кислыми гранитоидами S-типа. Несмотря на парагенетическую связь с гранитоидным магматизмом, практически все крупные месторождения и проявления золотокварцевой формации удалены от гранитоидных массивов как по латерали, так и по вертикали.

Теснота связи рудных узлов и районов со структурами центрального типа увеличена на трех глубинных уровнях: 40-50, 70-80 и 100-150 км (см. табл. 5, рис. 6б). Первый соответствует подкоровому вязкому слою, второй - кровле астеносферы в головах плюмов, а третий – утолщениям астеносферы в центральных (стволовых) зонах СЦТ. С первым уровнем связаны 9 рудных районов, со вторым – 11, с третьим – 13. Увеличение количества рудных районов, коррелирующих с астеносферой, обусловлено растеканием астеносферы под подошвой литосферы в головах плюмов. По полученным данным (см. рис. 4, 5), СЦТ подразделяются по глубине залегания и вертикальному диапазону на литосферные (Нижне-Янская, Индигиро-Колымская) и подлитосферные (Верхоянская, Хаканджинская). Астеносферные рудномагматические системы (ВВ, Хл, 3В, ЭА, Хк, СЯ, СА и Т) характеризуются присутствием в россыпях и рудах металлов платиновой группы (Буряк, 2003; Плюснина и др., 2003) и дайковыми комплексами основного состава. Здесь и далее сокращенные обозначения районов приводятся в соответствии с рис. 1. Пространственное расположение СЦТ коррелирует с широкой зоной растяжения-сдвига, проявленной в распределениях плотностной контрастности в срезах на глубинах 20 км (см. рис. 4б) и 70 км (см. рис. 4в), и аномалиях теплового потока (см. рис. 4г). Эта зона контролирует большинство золоторудных районов (До, Хл, Ку, ЦЯ, Д, ЭА, ЮЯ, Дж, Ды, ВИ, ТК, Т) и на большинстве тектонических схем показывается как граница Евразиатской и Северо-Американской плит (см. рис. 2в). В разрезах µ_z (x, y, Hc)-модели зона растяжениясдвига пересекает литосферу на всю ее мощность (см. рис. 5в).

Реологические гравитационные модели позволяют оценить вертикальные связи рудных узлов и районов с плотностными неоднородностями земной коры и верхней мантии в разных глубинных срезах. По полученным данным (см. табл. 4) можно выделить районы с преимущественно коровым вертикальным диапазоном приразломных РМС (10– 40 км), подкоровым (40–50) и астеносферным (70– 80 км). К первым относятся районы ЦЯ, Ом, Дя, До, ко вторым – ЯА, ВВ, Ды, Хл, Хк, ЗВ, к третьим – ВИ, ТК, СЯ, Т (см. табл. 4). Для некоторых районов (Дж, Хл, Ку, ЭХ, ЭА, ЮВ) характерны сквозные связи приповерхностной рудной минерализации с плотностными неоднородностями земной коры и верхней мантии (см. табл. 4). В этих районах часто проявлена полиформационная и мультистадийная рудная минерализация (Гамянин и др., 1998, 2015; Гамянин, 2001, 2014; Тектоника..., 2001; Геодинамика..., 2006).

В структурах центрального типа наибольшую вертикальную протяженность рудно-магматических систем можно предполагать для рудных районов Дж, ВВ, ЗВ, ЭА, Хк, ЦЯ и ЮЯ (см. табл. 5).

Примером коровых РМС является Омулевский полиметаллический район. Здесь развиты доаккреционные стратиформные колчеданно-полиметаллические рудопроявления в вулканогенноосадочных породах ордовика и позднеюрских-раннемеловых субвулканических и интрузивных телах разного состава с проявлением Pb-Zn-Bi минерализации (Шпикерман, 1987). В другом – Дьядинско-Олонойском – районе коровые золоторудные РМС связаны с пластовыми надвигами, региональными метаморфическими процессами и "криптоинтрузиями" гранитоидов (Фридовский, 1999). Рудные тела представлены пластовыми кварц-карбонатными жилами и секущими прожилками в складчатых структурах, не имеющих проникновение на глубину, что соответствует небольшому вертикальному диапазону РМС (см. табл. 4).

Подкоровые РМС (Sn, W, Au, Ag, Pb, Zn, Sb, Hg) связаны с зонами глубинных разломов (сдвигами) большой протяженности, контролирующими приразломные массивы гранитов. Для этих месторождений характерны смешанные корово-мантийные изотопные метки (Горячев, 1998, 2014; Изох и др., 2011; Некрасов, 2017).

Рудная минерализация в контурах СЦТ своим происхождением обязана флюидно-магматическим потокам, внедрившимся в зоны растяжения. Структуры центрального типа обычно характеризуются выгнутым или приподнятым к поверхности нижним слоем земной коры и соответствующей кон-

юлица 4. Корреляция рудных узлов и районов с зонами растяжения в земной коре и верхней мантии	whe 4. Correlation of knots and regions with stretch zoners into the crust and upper mantle

Рудные узлы и районы и Дж Тк ВВГ Ка Ве Дя Хл Ку ЗВ ЯА Ом ЭХ ЭА Хк Т ЮВ ПС Ц НС Ц ЮА 41 + <th></th>	
Pythlic value Pythlic	
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	
Рудны ули районы Удины Так ВВ ВГ Ка Ве Да Хл Ку ЗВ ЯА Ом ЭХ ЭА Хк Т ЮВ СЯ Д ОС Э С ШС 41 Дж Тк ВВ ВГ Ка Ве Да Хл Ку ЗВ ЯА Ом ЭХ ЭА Хк Т ЮВ СЯ Д ОС Э С ШС + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + <	
Pyither yatist in pational Statist Tk BB BIT Ka Be Дя XII Ky 3B AA OM 3X AA XK T 10B CA A i BH Дж Tk BB BIT Ka Be Дя M 3X 3A XK T 10B CA A M 2X 3A XK T 10B CA A M 2X 3A XK T 10B CA A M 4 + + + + + + + + + + + + + + + + + +	
Рудны районы ii BH Дж Tk BB BF Ka Bc Дя XII Ky 3B AA OM 3X 3A XK T ЮB C9 Д X A +	
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	
Image: Name of the state of the s	
Image: Signature of the state of the stateof the state of the state of the state of the state of t	
Image: style	
Image: style structure Pyдные узлы и районы Star Ix BB BГ Ka Be Дя Xл Ky 3B AA OM 3X 3A Yk T +	
Image: style in the strength of the style in t	
Image: Signed bar is a	
Image: signal diagrammatic statement of the statem	
Image: signal si si signal signal signal signal signal signal signal	
Image: single	
Image: signal	
st BII Дж Тк BB BF Ka Be Дя Xr Ky 1	
st BII Дж Тк BB BF Ka Be Дя Xn 4 +	
st BII Дж Тк BB BI Ka Bc Дя + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + + +	
si BII Дж Tk BB BI Ka Be + + + + + + + He + + + + + + + + + + + + + + + + + + +	
Image: Non-State Image: Non-State Imag	
17 H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H H </td <td></td>	
Image: state	
Image: Non-State Image: Non-State<	
н н н н н н н н н н н н н н н н н н н	
+ +	
10	
Глубина cpeза, км 10 20 20 40 50 60 60 80 80 90 100	150

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021

Примечание. Обозначения рудных узлов и районов соответствуют таковым на рис. 1.

Note. Designations of ore knots and districts follow Fig. 1.

хней мантии	
эмной коре и вер	•
го типа в зе	•
ентральноі	
ктурами ц	
ов со стру	
в и районе	•
ных узлоі	•
дүд вилвп	
5. Koppe	
ща	1
блк	
La	ļ

		До										+		
		КО					+			+		+		+
		ЦЯ							+	+		+	+	+
		ШC												
		С												
		Э									+			
		Oc												
		Д							+			+		
		СЯ							+			+		
		fOB												
		T					+							
e		Xĸ					+				+	+		+
mantl	йоны	θA					+			+			+	+
es into the crust and upper	і и ра	XE												
	Рудные узлы	OM				+	+		+					
		A A												
		3B											+	+
		Ky .			-				+			+		
uctur		Хл										+	+	
'pe sti		Дя			-									
tral type st		Be 🤇				+	+							
e cen		Ka]			-								+	
ith th		3L												
ons w		3B I											+	+
l regi		Γĸ Ε					+		+					
ts and		Тж	+				+			+				+
f kno		ИД	+				+		+	-				
tion c		bi B								+				
orrela										•				
e 5. Cc	убина	33a, KN	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	120	150
Tabl	ГЛ	cbč			-	-	-						-	

Глубинное строение и металлогения земной коры и верхней мантии Верхояно-Колымского региона Deep structure and metallogeny of the crust and upper mantle of the Verkhoyano-Kolymsky region



Рис. 6. Гистограммы связи рудных районов Верхояно-Колымского региона с зонами реологического разуплотнения в земной коре и верхней мантии.



центрической металлогенической зональностью (Петрищевский, Юшманов, 2011; 2014; Петрищевский и др., 2020). В Верхояно-Колымском регионе (см. рис. 4д; 5а, в) горизонтальные размеры литосферных СЦТ расширяются до 900–950 км в средней части коры, а у подошвы литосферы – резко сужаются до диаметра 300–450 км, что отвечает типичным параметрам плюмов (Добрецов и др., 2006; Вигоv et al., 2007). Аналогичным образом размеры астеносферных СЦТ увеличены в кровле астеносферы и уменьшены в подастеносферной мантии (см. рис. 5а, б).

В центральной (стволовой) зоне Индигиро-Колымской СЦТ расположены золоторудные районы с преимущественно высокотемпературным золотокварцевым типом минерализации (ВИ, Ве), а на периферии, кроме золоторудных, – олововольфрамовые (Дж), оловянные (ЮЯ) и районы с комплексной рудной минерализацией (Ом, СЯ). Большинство золоторудных месторождений с низкотемпературной золотосульфидной минерализацией (Т), примесью олова (ЮЯ, Дж, Т) и полиметаллов (Ом, Тк) тяготеют к флангам Индигиро-Колымской СЦТ.

Нижне-Янскую СЦТ по размерам, вертикальному диапазону и рудной специализации, по существующей классификации, можно отнести к горячим точкам, мигрирующим от центров плюмов по зонам глубинных разломов. Примеры такой миграции описаны многократно, в частности в районах влияния Хангайского (Ярмолюк и др., 2007) и Йеллоустонского (Saunders et al., 2007; DeNosaquo et al., 2009) плюмов. Нижне-Янская СЦТ не имеет астеносферных корней, и ее образование связано с флюидно-магматической активностью ВерхояноКолымской зоны растяжения-сдвига (см. рис. 4в, г). Рудные районы в зоне влияния этой структуры (Ку, Д, СЯ) расположены на ее периферии и коррелируют с концентрическими аномалиями плотностной контрастности на глубинах 10 и 70 км (рис. 4а, в). В этих районах преимущественно распространены золотосульфидная (Ку), оловянная (Д) и комплексная минерализации с золотом, молибденом, сурьмой и ртутью (СЯ). Возраст оловорудной минерализации во всех районах Куларского ареала близок к интервалу 70-115 млн лет, а золоторудные проявления имеют возраст 106-113 млн лет (Константинов и др., 2013; Прокопьев и др., 2018). Судя по определениям абсолютного возраста, Нижне-Янская СЦТ сформировалась позже Индигиро-Колымской на 40-50 млн лет, что типично для горячих точек на флангах плюмов (DeNosaquo et al., 2009).

Для рудных районов Нижне-Янской СЦТ характерна комплексная минерализация с участием Pb-Zn-Ag, W, Sb, Hg, Au. На ранних фазах оруденение представлено золото-редкометалльно-кварцевой и кассетерит-кварцевой формациями, а на поздних – золото-сурьмяно-ртутной (Куларский район). Структурные (см. рис. 4а, в) и металлогенические характеристики Нижне-Янской СЦТ свидетельствуют о том, что эта структура является сателлитом Индигиро-Колымского плюма. Ее образование обусловлено миграцией рудогенных магм и флюидов по региональному разлому на границе Евразиатской плиты с Колымо-Омолонским супертеррейном.

В Верхоянской СЦТ бо́льшая часть рудных районов характеризуются оловянным и полифор-

ЛИТОСФЕРА том 21 № 4 2021

мационным оруденением (см. рис. 1а, 4а). В центральной части структуры расположены районы с преимущественно низкотемпературной оловянной (ЦЯ), ртутно-сурьмяной (ВВ) и золотосеребряной (ЮЯ, ЗВ) рудной минерализацией. Возможно, это объясняется глубоко располагающимся астеносферным "корнем" этой структуры. Исключением в этой зоне является Эльги-Адычанский район с золотокварцевой минерализацией, для которого установлена отчетливая связь с Чаркынским надвигом (Парфенов и др., 1989), экранирующим глубинные флюидные потоки в зоне коллизии Колымо-Омолонского супертеррейна с Северо-Азиатским кратоном (Горячев, 2000). Как это обычно бывает в структурах центрального типа (Петрищевский, Юшманов, 2011, 2014), возраст рудной минерализации омолаживается в направлении от флангов к центру структуры (млн лет): $122-150 (Ды) \rightarrow 110-$ 122 (Ку) \rightarrow 70–115 (Д) \rightarrow 85–105 (ЗВ) \rightarrow 67 (ЮЯ, ЦЯ).

Юго-западный фланг Верхоянской СЦТ пересекается с Индигиро-Колымской (см. рис. 4а, б; 5а), поэтому, вероятно, в зоне их пересечения наблюдается полиформационное Sn-W-Mo-Ag-Pb-Zn оруденение (Дж, Ды).

Хаканджинская СЦТ расположена на пересечении Верхояно-Колымской зоны растяжениясдвига и Охотско-Чукотского рифтогенного вулканического пояса (см. рис. 2а, б; 4а, б). Как и в большинстве других рифтогенных структур на Востоке Азии (Байкальской, Южно-Якутской, Танлу, Шанси, Япономорской), в Охотско-Чукотском поясе тоже присутствует сдвиговая составляющая (Ханчук, Иванов, 1999). В зоне влияния Хаканджинской СЦТ совмещены месторождения и рудопроявления Au, Ag, Pb, Zn, Sn, W, Mo, Cu, Sb, Hg, относящиеся к различным рудным формациям. Как и в других районах Охотско-Чукотского вулканического пояса (Ка, ВГ, ОС, Э, С), преимущественным распространением в Хаканджинской СЦТ пользуются золотосеребряные и полиметаллические месторождения (см. рис. 1а).

Хаканджинская СЦТ более детально рассмотрена нами ранее (Юшманов, Петрищевский, 2016). По полученным данным, глубоко проникающие в кору и подкоровую мантию магмоконтролирующие разломы (сбросы, сбросо-сдвиги, раздвиги) северо-западного направления являются продолжением Верхояно-Колымской зоны растяжениясдвига, а синвулканические дизъюнктивы северовосточного простирания наложены на них. В относительном расположении рудных узлов и химическом составе рудных парагенезов проявлена отчетливая концентрическая зональность. Просматривается два концентрических пояса рудной минерализации. Первый окаймляет центр структуры, а второй проявлен на удалении 240-280 км от центра структуры. В первом поясе концентрируются преимущественно золотосеребряные месторождения (Хаканджинское, Чачика, Юрьевское), а во втором вместе с золотосеребряной минерализацией присутствуют месторождения и проявления W, Mo, Cu, Pb, Zn и Sn.

Приводимые материалы показывают, что во всех СЦТ, связанных с палеоочагами подкоровых или астеносферных магм, размещение рудных месторождений характеризуется концентрической зональностью, а возраст рудной минерализации омолаживается в направлении от флангов к центрам СЦТ. В зависимости от глубины залегания рудогенных магм в центрах структур располагаются высокотемпературные золотокварцевые месторождения (Колымо-Индигирская СЦТ) либо низкотемпературные золотосульфидные с оловом, серебром и сурьмой (Верхоянская СЦТ). Как и в других районах Дальнего Востока России (Петрищевский, Юшманов, 2011, 2014), золото, благодаря высокой подвижности в расплавах и способности к многократной регенерации (Буряк, 2003), является "сквозным" элементом в рудно-магматических системах структур центрального типа (см. рис. 1а; табл. 2, 3).

Кроме реологических факторов, влияющих на размещение рудных месторождений в Верхояно-Колымском регионе, важное значение имеют кинематические характеристики рудоконтролирующих разломов, которым подчиняются структуры рудных полей в приповерхностном слое земной коры. Структурный контроль эндогенного оруденения в верхних горизонтах земной коры определяется его приуроченностью к сдвиговым и надвиговым транспрессионным зонам, а в их пределах – к дуплексам растяжения, благоприятным для проникновения магмы и рудных флюидов. Эти зоны имеют значительную горизонтальную протяженность (сотни километров) и проникают до глубины 70-80 км (см. рис. 4в; табл. 4). Горизонтальные смещения по Верхояно-Колымской системе сдвигов происходили в интервале от верхней юры до середины конца палеогена (Гусев, 1979; Шахтыров, 1997, 2009).

Металлогеническое значение глубинных сдвигов отчетливо отражено в Верхояно-Колымской зоне растяжения-сдвига (см. рис. 2а), проявленной в распределениях плотностной контрастности в срезах на глубинах 20 км (см. рис. 4б) и 70 км (см. рис. 4в) и контролирующей золоторудные районы (До, Хл, Ку, ЦЯ, Д, ЭА, ЮЯ, Дж, Ды, ВИ, ТК, Т). На большинстве тектонических схем эта зона считается границей Евразиатской и Северо-Американской плит (см. рис. 2в).

В Верхояно-Колымской зоне растяжения-сдвига располагаются очаговые СЦТ (см. рис. 46, в) и аномалия теплового потока (см. рис. 4г). Горизонтальная протяженность зоны в приповерхностном слое оставляет около 900 км, а на глубине – более 1600 км (см. рис. 4в, г). Судя по распределениям

плотностной контрастности в разрезах 1-1 и 4-4 (см. рис. 5в), сдвиги сопряжены с чешуйчатым надвигом со стороны Колымо-Омолонского супертеррейна, вследствие чего в верхнекоровом срезе (см. рис. 4а) этот разлом смещен к юго-западу относительно среднекорового (см. рис. 4б) и нижнего литосферного (см. рис. 4в) его положений. Верхояно-Колымская зона растяжения-сдвига характеризуется развитием крупных золотокварцевых месторождений (Наталка, Павлик) и рядом средних и мелких месторождений: золото-редкометалльнокварцевых, олововольфрамовых, оловосеребряных и полиметалльно-серебряных (Школьное, Бутугычаг, Валунистое и др.) в местах повышенной концентрации гранитных магм. Северо-западный фланг зоны отличается присутствием наложенной палеогеновой Au-Sb (Сарылах, Малтан, Сенточан) минерализации. С зоной растяжения-сдвига парагенетически связан Чаркынский надвиг (Архипов и др., 1981; Парфенов и др., 1989) - тектонический срыв между триасовыми и юрскими отложениями, к которому приурочено большинство месторождений и рудопроявлений в его фронтальной части и непосредственно в самой зоне надвига (Имтачан, Туманное, Учуйское и др.).

Совмещение СЦТ с зоной растяжения и верхнекоровыми сдвигами рассматривается далее на примере Верхне-Индигирского золоторудного района (рис. 7), который расположен в контурах Адыча-Тарынского транстенсивного сдвигового дуплекса и ротационной структуры центрального типа (см. рис. 7). Горизонтальные перемещения приповерхностных тектонических масс в голове Индигиро-Колымского плюма были возможны благодаря существованию зон пониженной вязкости в среднем слое земной коры (см. рис. 4б) и подошве литосферы (см. рис. 4в).

Структурная позиция Верхояно-Индигирского рудного района определяется сдвиговым дуплексом, который выделен авторами в результате анализа материалов разномасштабных геологических карт и литературных данных. В основу метода положена концепция структурных рисунков, сформированных сдвиговыми дислокациями земной коры.

В терминологии А.В. Прокопьева с соавторами (2004) сдвиговый дуплекс – это сочетание двух кулисообразных левых или правых сдвигов, сомкнутых между собой системой субпараллельных дочерных оперяющих разрывов. Выделяются присдвиговые транспрессивные и транстенсивные структурные ассоциации, которые называются сдвиговым дуплексом сжатия и растяжения соответственно.

Дуплексы структур растяжения характеризуется широким развитием сбросов, сдвиго-сбросов и раздвигов, дуплексы сжатия – развитием надвигов, взбросов, сдвиго-надвигов, сдвиго-взбросов. Модели формирования сдвиговых рудно-магматических дуплексов на примере Казахстана, Якутии и Приморья изложены в работах (Твелев, Твелев, 1999; Прокопьев и др., 2004; Уткин и др., 2020).

Адыча-Тарынский сдвиговый дуплекс представляет собой разрывную структуру ромбовиднолинзовидной формы в плане, ограниченную с флангов двумя субпараллельными разно направленными сдвигами и диагональными разрывами. Адыча-Тарынский (Адыча-Тенькинский) взбрососдвиг и дуплексные разломы Брюнгандинский и Чай-Юреинский (см. рис. 6) являются фрагментами широкой зоны растяжения-сдвига (см. рис. 2, 4в). Центральную часть дуплекса занимает Z-образный раздвиг, вмещающий Нельканский адамелитгранитный плутон, Тарынский дацитовый субвулкан и сателлитные мелкие штоки. По данным (Тектоника..., 2001), U-Pb датировки свидетельствуют о возрасте кристаллизации дацитов 149.0 ± 1.2 млн лет. Дациты прорываются риолитовым комплексом с возрастом 134-138 млн лет (Шкодзинский и др., 1992). Здесь установлены три типа золоторудных месторождений: золотокварцевые, золоторедкометалльные и золотосурьмяные при их последовательном формировании (Гамянин, 2001). В золотосурьмяных месторождениях, расположенных в зоне Адыча-Тарынского глубинного разлома (взбросо-сдвига), было установлено наложение сурьмяного оруденения на золотокварцевое.

О приуроченности Верхне-Индигирского рудного района к центральной (стволовой) зоне Индигиро-Колымского плюма свидетельствует палеогеновый возраст (57-37 млн лет) Сарылахского золотосурьмяного месторождения по гидромусковиту (Гамянин, 2001). Предполагается связь Sb с глубинными источниками рудного вещества (мантийными или нижнекоровыми). По отношению к центральной батолит-субвулканической Z-образной раздвиговой структуре хорошо выражена латеральная рудно-магматическая зональность золотого и редкометалльного оруденения. В центре Тарынского субвулкана известны проявления Мо-W, в эндоконтакте - Sn-Ag, в экзоконтакте – Аи-редкометалльные и на флангах Аикварцевые и Au-Sb в узкой полосе вдоль зоны Адыча-Тарынского разлома. Месторождения Сарылах и Малтан окаймляют пиритизированные и арсенопиритизированные березиты по песчаникам и алевролитам с высокой (от 3-4 до 20-30 г/т) золотоносностью, т. е. вмещающие породы сами являются рудными телами.

Анализ геолого-структурной обстановки в зоне правосдвигового дуплекса (см. рис. 7) показал, что его формирование происходило при региональном тангенциальном сжатии (режим косой транспрессии), ориентированном в направлении СЗ 330–340°, субпараллельно простиранию длиной оси Z-образного раздвига, в который в режиме растяжения внедрялась гранитная магма. В резульГлубинное строение и металлогения земной коры и верхней мантии Верхояно-Колымского региона Deep structure and metallogeny of the crust and upper mantle of the Verkhoyano-Kolymsky region



Рис. 7. Верхне-Индигирский рудно-магматический сдвиговый дуплекс, по А.Г. Бахарову с соавторами (1997) с дополнениями.

1 – верхоянский комплекс, представленный терригенными отложениями юры-триаса и верхней перми; 2 – гранодиориты; 3 – граниты; 4 – дациты Тарынского субвулкана; 5 – риолиты; 6 – разломы: І – Адыча-Тарынский (Адыча-Тенькинский), II – Брюнгандинский, III – Бадран-Эгеляхский, IV – Чай-Юреинский (стрелкой указан вектор горизонтального смещения крыльев); 7 – вектор вращения; 8 – месторождения (а) и рудопроявления (б) с преимущественной металлогенической специализацией; 9 – контуры присдвиговой зоны транстенсии с направлением векторов растяжения; 10 – направления векторов сжатия.

Fig. 7. The Upper-Indigirka ore-magmatic duplex by A.G. Bakharov et al. (1997) with additions.

1 - Verkhoyanskii complex, represented by terrigenous rocks of the Jurassic-Triassic and Late Permian; 2 - granite-diorites; 3 - granites; 4 - dacites of the Taryn volcanoes; 5 - ryolites; 6 - faults: I - Adycha-Tarynskii (Adycha-Ten'kinskii), II - Bryungan-dinskii, III - Badran-Egelyakhskii, IV - Chay-Yureinskii (arrow shows a direction of horizontal displacement of wings); 7 - vector of rolling; 8 - deposits (a) and ore displays (6) with predominant metallogenic specialization; 9 - counter of sin-shear zone of a transtension with directions of spreading; 10 - directions of the compression vectors.

тате куполообразного воздымания магматического очага образовались кольцевая и радиальная система трещин и разломов, вмещающая мелкие штоки и дайки. Отчетливо выделяется несколько стадий деформационного процесса. Ранние сдвиговые деформации были связаны с развитием складчатонадвиговых структур в условиях "чистого сдвига" без вращения. При правом сдвиге на крыльях Адыча-Тарынского разлома была сформирована северо-западная складчатость, осложненная послойными надвигами и взбросами. Поздние сдвиговые деформации происходили в условиях "простого сдвига" с вращением. Свидетельством ротационных процессов являются структуры закручивания в виде спиралевидных (кольцевых или дуговых) и вихревых структурно-кинематических рисунков вокруг Нельканского батолита (Константиновский, 2007). Амплитуда правого сдвига, определяемого по мощности раздвигов без учета складчатости, составляет 20–40 км.

В постмагматический этап произошла смена ориентировки тангенциального сжатия на северовосточное (CB 60°) и направления сдвига с правого на левый по Адыча-Тарынскому разлому, способствовавшая миграции рудоносных флюидов в унаследованные трещины и разломы высоких порядков. На месторождении Бадран амплитуда левого сдвига Бадран-Эгеляхского северо-западного разлома составляет 600-1300 м (Фридовский, 1999). При северо-восточном сжатии дуплексный блок испытал ротацию против часовой стрелки. Во вмещающих осадочных породах возникли наложенные линейно-петельчатые структуры с крутыми шарнирами (Константиновский, 2007). Знакопеременные сдвиги происходили не вдоль одной поверхности, а в широкой зоне вязкого сдвига по многочисленным межпластовым срывам. Формирование кольцевого линеамента, читаемого на космическом снимке (см. рис. 4г), происходило в режиме сжатия, вероятно, при проседании кровли магматического очага и его ротации. Таким образом, образование рудоносной СЦТ является закономерным следствием не только вертикальной активности нижне- и подкоровых магм (см. разрез 3-3 рис. 4д, 5в), но и сдвиговой ротационной тектоники.

выводы

В результате статистической обработки гравитационных аномалий и тектонической интерпретации распределений плотностной контрастности в земной коре и верхней мантии Верхояно-Колымского региона были выявлены новые особенности реологического расслоения тектоносферы до глубины 150 км, связи рудных месторождений с линейными зонами растяжения и структурами центрального типа плюмовой природы. Гравитационные модели, конструируемые без привлечения внешней (по отношению к гравиметрической) геолого-геофизической информации, подтвердили надвигание земной коры Колымо-Омолонского супертеррейна на окраину Северо-Азиатского кратона и существование последующих зон растяжения в земной коре и нижнем слое литосферы, сопряженных со сдвигами. Нижний слой литосферы САК, наоборот, пододвинут под КОТ и восточный фланг Верхояно-Колымской складчато-надвиговой системы. Таким образом, в этом регионе проявлены типичные черты двухъярусной коллизии литосферных сегментов (Петрищевский, 2013б).

В региональной зоне растяжения на границе КОТ и САК (см. рис. 4, 5) выявлены и описаны в 3D-пространстве Индигиро-Колымская и Верхоянская структуры центрального типа плюмовой природы. Они характеризуются выступами (upwellings) астеносферы грибообразной формы до глубины 40 км (Колымо-Индигирская) и 80 км (Верхоянская). Различие этих структур по глубине проникновения астеносферы в верхние оболочки тектоносферы соответствует разному возрасту рудной минерализации, более молодому в Верхоянской СЦТ, где вероятно обнаружение новых кайнозойских рудных месторождений. Глубина залегания кровли астеносферы, по-видимому, определяет также рудную специализацию СЦТ: в Индигиро-Колымской СЦТ преимущественным распространением пользуется высокотемпературная золотокварцевая минерализация, а в Верхоянской – низкотемпературная оловянная, ртутно-сурьмяная и золотосеребряная.

Размещение рудных узлов и районов в зонах влияния СЦТ характеризуется рудно-магматической зональностью, типичной для этого типа структур. В центральной (стволовой) зоне Индигиро-Колымской СЦТ располагаются районы с преимущественно высокотемпературным золотокварцевым типом минерализации, а на периферии, кроме золоторудных, – олововольфрамовые (Дж), оловянные (ЮЯ) и районы с комплексной рудной минерализацией (Ом, СЯ). Большинство золоторудных месторождений с низкотемпературной золотосульфидной минерализацией (Т), примесью олова (ЮЯ, Дж, Т) и полиметаллов (Ом, Тк) тяготеют к флангам Индигиро-Колымской СЦТ.

В Верхоянской СЦТ бо́льшая часть рудных районов характеризуются полиформационным оруденением. В центральной части структуры расположены районы с преимущественно низкотемпературной оловянной (ЦЯ, ЮЯ), ртутно-сурьмяной (ВВ) и золотосеребряной (ЗВ) рудной минерализацией, что объясняется глубоко располагающимся астеносферным "корнем" этой структуры. На флангах структуры преобладают районы, в которых золото отсутствует (Д, СЯ, Дж, Хл) либо является второстепенным (ЗВ). Заметна тенденция омоложения возраста рудной минерализации в направлении от флангов к центру Верхоянской СЦТ (млн лет): 122–150 (Ды) \rightarrow 110–122 (Ку) \rightarrow 70–115 (Д) \rightarrow \rightarrow 85–105 (ЗВ) \rightarrow 67 (ЮЯ, ЦЯ).

Совмещение структур центрального типа с региональной аномалией теплового потока (более 70 мВт/м²) дает основание предположить, что вязкие среды в основании этих структур находятся в расплавленном состоянии.

Связи рудных узлов и районов с вязкими средами дискретны, и наилучшая корреляция рудных узлов и районов с линейными зонами растяжения наблюдается на трех глубинных уровнях: 10–20, 40–50 и 70–80 км (см. табл. 4, 5, рис. 6а). Первый соответствует структурному несогласию на границе гранитно-метаморфического и нижнекорового мафического (базальтового) слоев, второй – подкоровому вязкому слою, третий – кровле астеносферы. Теснота связи рудной минерализации со структурами центрального типа увеличена на трех глубинных уровнях: 40–50, 70–80 и 100–150 км. Третий уровень соответствует утолщениям астеносферы в центральных (стволовых) зонах СЦТ.

Благодаря высокой подвижности и способности к многократной регенерации золото является сквозным и наиболее широко распространенным элементом в рудно-магматических системах Верхояно-Колымского региона (см. рис. 1), при этом самые богатые по запасам Верхне-Индигирский и Берелехский золотоносные районы располагаются в стволовой зоне Индигиро-Колымского плюма (см. рис. 4а–в). В Верхоянской, преимущественно оловорудной, СЦТ Эльги-Адычанский золоторудный район тоже располагается в ее центральной зоне (см. рис. 5а, в).

Исследование связей рудных месторождений с 3D-распределениями плотностной контрастности позволили оценить вертикальную протяженность РМС. Наибольшим вертикальным диапазоном, предположительно, характеризуются золоторудные (ЭА, ЮВ, ЭА, Ку) и олововольфрамовые (Д, Дж, ЦЯ, ЮЯ) рудно-магматические системы.

Главные черты глубинного строения Верхояно-Колымского региона выявлены в результате внутренне однозначной вероятностно-детерминированной процедуры, представляющей собой обобщение множественных элементарных решений обратной задачи гравитационного потенциала с единственным решением. В отличие от общепринятого и широко распространенного физикогеологического подхода к интерпретации гравитационных аномалий реализованный метод использует априорную геолого-геофизическую информацию не в начале расчетной процедуры, а в ее конце путем сопоставления формальных распределений плотностной контрастности с тектоническими структурами, геофизическими аномалиями (геоэлектрическими, тепловыми) и размещением рудных месторождений. Удовлетворительная совместимость µ_z(x, y, Hc)-моделей с внешними геолого-геофизическими данными позволила подвести глубинную основу для предшествующих приповерхностных тектонических построений, выявить новые черты строения тектоносферы до глубины 150 км и реологических состояний глубинных геологических сред, определить новые закономерности размещения рудных месторождений.

Вместе с тем по причине наложения рудномагматических процессов, обусловленных влиянием пересекающихся в пространстве глубинных структур разного ранга и генезиса (гранитоиды, зоны растяжения, коровые и подкоровые магматические очаги, астеносфера), и статистического характера расчетов плотностной контрастности, выявленные связи рудных месторождений с глубинными реологическими неоднородностями в земной коре и верхней мантии не могут рассматриваться в качестве однозначных поисковых критериев. Они обозначают лишь вероятностные металлогенические тренды пространственного размещения рудной минерализации, которые могут быть учтены при выборе направления поисков рудных месторождений той или иной специализации. Тем не менее рассмотренные вероятностнодетерминированные модели дают начальное трехмерное представление о глубинном строении, реологии и секториально-концентрической зональности плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии Верхояно-Колымского региона.

Благодарности

Авторы глубоко признательны академику Н.Л. Добрецову за положительную оценку статьи и ценные замечания, способствовавшие более ясному изложению результатов работы и Н.П. Кострову за внимательное редактирование рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев Г.И. (2016) Тектоническое развитее и гранитодный магматизм Северо-Восточной Азии в позднем мезозое. Записки Горного института, 217, 5-12.
- Аристов В.В. (2019) Закономерности размещения Золоторудных объектов Яно-Колымской провинции. *Геология и геофизика*, **60**(8), 1108-1125.
- Архипов Ю.В., Волкодав Г.Е., Камалетдинов В.А. Ян-Жиншин В.А. (1981) Надвиги западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. *Геотектоника*, (2), 81-98.
- Бахаров А.Г., Гамянин Г.Н., Зайцев А.И. (1997) Новые данные по магматизму и металлогении серебра Верхне-Индигирской кольцевой структуры. Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Севера Восточной Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 54-57.
- Блох Ю.И. (1998) Количественная интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. М.: Моск. геол.развед. ун-т, 87 с.
- Бондаренко Г.Е., Диденко А.Н. (1997) Новые геологические и палеомагнитные данные о юрско-меловой истории Омолонского массива. *Геотектоника*, (2), 13-27.
- Борисенко А.С., Спиридонов А.М., Изох А.Э., Прокопьев А.В., Лебедев В.И., Гаськов И.В., Зорина Л.Д., Костин А.В., Наумов Е.А., Третьякова И.Г. (2012) Высокопродуктивные этапы базитового и гранитоидного магматизма Северной Азии, оценка их ресурсного потенциала, научное обоснование критериев прогноза и поисков крупных месторождений (Си-Ni-Pt, Co, Au, Ag и редкометалльные). Проблемы минерагении России. Спецвып. Вестн. ОНЗ РАН. М.: ГЦ РАН, 237-252. DOI: 10.2205/2012minerageny
- Буряк В.А. (2003) Основы минерагении золота. Владивосток: Дальнаука, 262 с.
- Ващилов Ю.Я. (1993) Глубинная структура, геодинамика и геокинематика Северо-Востока России. Структура и геокинематика литосферы Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 5-19.
- Ващилов Ю.Я. (1995) Гравиметрическая томография новое направление изучения твердой оболочки Зем-

ли. Докл. АН, **343**(4), 532-536.

- Ващилов Ю.Я., Гайдай Н.К., Максимов А.Е., Любомудров В.В., Лучинина А.В., Постникова В.В. (2003) Полиастеносфера Северо-Востока России – методы изучения, структура, кинематика, динамика. *Астеносфера и литосфера Северо-Востока России* (структура, геокинематика, эволюция). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 135-142.
- Гамянин Г.Н. (2001) Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. М.: ГЕОС, 222 с.
- Гамянин Г.Н., Гончаров Н.А., Горячев Н.А. (1998) Золоторедкометалльное оруденение Северо-Востока России. *Тихоокеан. геология*, (3), 94-103.
- Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С. (2015) Аркачан – новый золото-висмутсидерит-сульфидный тип месторождений в оловоносном Западно-Верхоянском районе Якутии. Геол. рудн. месторождений, **57**(6), 513-545.
- Гамянин Г.Н., Прокопьев А.В. (2014) Мезозойская металлогения Южно-Верхоянского синклинория. *Геологические процессы в обстановке субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит.* Мат-лы II Всерос. конф. с междунар. участием. Владивосток: Дальнаука, 304-306.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. (2006) (Ред. А.И. Ханчук). Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006, 572 с.
- Геология оловорудных месторождений СССР (1986). М.: Недра. Т. 1., 332 с. Т. 2, 429 с.
- Горнов П.Ю. (2015) Сейсмичность, границы и тепловое поле литосферных плит Северо-Востока Евразии. *Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска.* Сб. мат-лов Всерос. науч. конф. Т. 2. Южно-Сахалинск: Дальнаука, 55-59.
- Горячев Н.А. (1998) Геология мезозойских золотокварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 210 с.
- Горячев Н.А. (2000) Структурно-тектоническая позиция и эволюция гранитоидных и золотокварцевых поясов мезозоид Северо-Востока Азии. Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Т. 1. Геология, геохронология и геохимия. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 46-67.
- Горячев Н.А. (2014) Благороднометалльный рудогенез и мантийно-коровое взаимодействие. *Геология и геофизика*, **55**(2), 313-332.
- Государственная гравиметрическая карта России в редукции Буге масштаба 1 : 2 500 000 (2001).
- Гусев Г.С. (1979) Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозоид. М.: Наука, 208 с.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. (2006) Диаметр и время формирования головы плюма на подошве "тугоплавкого" слоя в литосфере. Докл. АН, **406**(1), 99-103.
- Иванов В.К. (1956) О разрешимости обратной задачи потенциала в конечном виде. Докл. АН СССР, **106**(4), 598-600.
- Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А., Невойса Г.Г. и др. (1975) Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. Новосибирск: Наука, 322 с.
- Изох А.Э., Горячев Н.А., Альшевский А.В., Акинин В.В. (2011) Сохатиный дифференцированный габбро-

монцодиоритовый интрузив как пример синбатолитовых габброидов Яно-Колымской системы. Докл. *АН*, **444**(2), 180-183.

- Кашубин С.Н., Петров О.В., Мильштейн Е.Д., Кудрявцев И.В., Андросов Е.А., Винокуров И.Ю., Тарасова О.А., Эринчек Ю.М. (2018) Глубинное строение земной коры и верхней мантии Северо-Восточной Евразии. *Регион. геология и металлогения*, **70**, 9-24.
- Константинов М.М., Константиновский А.А., Наталенко М.В. (2013) Типизация золоторудных районов в терригенно-сланцевых поясах России. *Регион. геология и металлогения*, **54**, 75-88.
- Константиновский А.А. (2007) Структура и геодинамика Верхоянского складчато-надвигового пояса. *Геотектоника*, (5), 3-32.
- Космогеологическая карта России (2017). ВСЕГЕИ. Электронный геолого-картографический ресурс. www.vsegei.ru/info/atlas/cosmo
- Минерагеническая карта Российской Федерации и сопредельных территорий. (2000) М-б 1 : 2 500 000. (Ред. Д.С. Рундквист). М.: Аэрогеология.
- Митрофанов Н.П. (2005) Геодинамические режимы в северо-западном секторе Тихоокеанского рудного пояса на рудном этапе формирования месторождений олова. *Тихоокеан. геология*, **24**(1), 59-72.
- Митрофанов Н.П. (2018) Геодинамические проблемы металлогении олова, вольфрама, молибдена. Отеч. геология, (6), 3-13.
- Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. (1996) Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 352 с.
- Некрасов А.И. (2017) Типы геолого-структурных обстановок проявления золото- и сереброрудной минерализации в Яно-Колымской и Западно-Верхоянской провинциях, Северо-Восток Якутии. Руды и металлы, (1), 5-18.
- Оксман В.С. (1998) Геодинамическая эволюция коллизионного пояса горной системы Черского (северовосток Азии). *Геотектоника*, (1), 56-69.
- Парфенов Л.М., Оксман В.С., Прокопьев А.В., Рожин С.С., В.Ф. Тимофеев, Третьяков Ф.Ф. (1989) Детальные структурные исследования в Верхоянье, их значение для крупномасштабного геологического картирования. *Тектонические исследования в свя*зи со средне- и крупномасштабным картированием. М.: Наука, 1989, 109-127.
- Петрищевский А.М. (2008) Вязкий слой на границе кора-мантия на Дальнем Востоке. *Геотектоника*, (5), 37-48.
- Петрищевский А.М. (2013а) Гравитационный метод оценки реологических свойств земной коры и верхней мантии (в конвергентных и плюмовых структурах Северо-Восточной Азии). М.: Наука, 192 с.
- Петрищевский А.М (2013б) Гравитационные модели двухъярусной коллизии литосферных плит на Северо-Востоке Азии. *Геотектоника*, (6), 60-83.
- Петрищевский А.М. (2016) Общие черты глубинного строения тектоносферы западно-тихоокеанских окраин (Северо-Восточная Азия и Австралия). *Геотектоника*, (6), 87-104.
- Петрищевский А.М. (2019) Рифтогенные структуры и нефтегазоносность в реологических гравитационных моделях земной коры. *Геофизика*, (4), 42-51.
- Петрищевский А.М. (2020а) Одно практическое след-

 Глубинное строение и металлогения земной коры и верхней мантии Верхояно-Колымского региона
 513

 Deep structure and metallogeny of the crust and upper mantle of the Verkhoyano-Kolymsky region
 513

ствие теорем единственности и эквивалентности обратных задач гравитационного потенциала. *Геофизика*, (4), 98-111.

- Петрищевский А.М. (2020б) Новые данные о строении земной коры и верхней мантии Юго-Восточного Китая, полученные в результате статистической обработки гравитационных аномалий. *Тихоокеан. геология*, **3**(2), 29-45.
- Петрищевский А.М., Изосов Л.А., Емельянова Т.А. (2020) Реология и геометрия плюмов в литосферноастеносферном диапазоне: результаты новых экспериментов. Фундаментальные проблемы тектоники. Мат-лы LII Тектон. совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 144-148.
- Петрищевский А.М., Исаев В.И. (2017) Глубинные источники теплогенерации и региональный прогноз нефтегазоносности Томской области. Изв. Томского политехн. ун-та. Инжиниринг георесурсов, **328**(5), 97-113.
- Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П. (2011) Реология и металлогения Мая-Селемджинского плюма. Докл. АН, **440**(2), 207-212.
- Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П. (2014) Геофизические, магматические и металлогенические признаки мантийного плюма в верховьях рек Алдан и Амур. *Геология и геофизика*, **55**(4), 568-593.
- Плюснина Л.П., Ханчук А.И., Гончаров В.И., Сидоров В.А., Горячев Н.А., Кузьмина Т.В., Лихойдов Г.Г. (2003) Золото, платина и палладий в рудах Наталкинского месторождения (Верхне-Колымский регион). Докл. АН, **391**(3), 383-387.
- Прилепко А.И. (1970) О единственности определения плотности и формы тела в обратных задачах теории потенциала. Докл. АН СССР, **193**(2), 288-291.
- Прокопьев А.В., Борисенко А.С., Гамянин Г.Н., Фридовский В.Ю., Кондратьева Л.А., Трунилина В.А., Васюкова Е.А., Иванов А.И., Травин А.В., Королев О.В., Васильев Д.А., Пономарчук А.В. (2018) Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования месторождений и магматических образований Верхояно-Колымской складчатой области. *Геология* и геофизика, **59**(10), 1542-1563.
- Прокопьев А.В., Фридовский В.Ю., Гайдук В.В. (2004) Разломы (Морфология, геометрия и кинематика). Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 148 с.
- Сидоров А.А., Белый В.Ф., Волков А.В., Алексеев В.Ю., Колова Е.Е. (2009) Золотосеребряноносный Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Геология рудн. месторождений, **51**(6), 512-527.
- Сидоров А.А., Волков А.В. (2015) Металлогения окраинноморской литосферы (Северо-Восток России). *Литосфера*, (1), 24-34.
- Стогний Г.А. (2011) Глубинное строение и рудоконтролирующие структуры Алдано-Становой и Верхояно-Черской золотоносных провинций. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., 40 с.
- Стогний Г.А., Стогний В.В. (2000) Строение литосферы Верхояно-Колымской орогенной области. Отеч. геология, (5), 41-44.
- Стогний Г.А., Стогний В.В. (2004) Гранитогнейсовые купола – рудоконтролирующие структуры Верхояно-Колымской орогенной области. Изв. вузов. Геология и разведка, (4), 8-12.
- Стогний Г.А., Стогний В.В. (2009) Региональные неоднородности литосферы Северо-Азиатского кратона. *Геофизика*, (6), 59-65.

- Стогний Г.А., Стогний В.В. (2011) Региональные рудоконтролирующие геодинамические системы золотого оруденения Северо-Востока России: геологогеофизический аспект. Современное состояние наук о Земле. М.: МГУ, 1788-1991.
- Сухов В.И., Бакуин Ю.И., Лошак Н.П., Хитрунов А.Т., Родионова Л.Н. (2000) Металлогения Дальнего Востока России. Хабаровск: Дальневост. НИИ минерального сырья, 217 с.
- Твелев Ал. В., Твелев Арк. В. (1999) Сдвиговые магматические дуплексы. Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: Геос, 89-193.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). (2001) (Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин). М.: Наука Интерпериодика, 571 с.
- Тектоническая карта области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. М-б 1 : 1 500 000. (2005) (Ред. Л.П. Карсаков, Чжао Чуньцзинь, Ю.Ф. Малышев, М.В. Горошко). Владивосток; Хабаровск: ИТИГ ДВО РАН, 262 с.
- Трошков Г.А. (1994) Метод локализации сингулярных источников геопотенциальных полей в пространстве трех вещественных переменных. Изв. АН СССР. Физика Земли, (9), 73-77.
- Уткин В.П., Митрохин А.Н., Неволин П.Л., Юшманов Ю.П. (2020) Сдвиговый тектогенез в формировании Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса: структурно-динамический анализ. *Литосфера*, (4), 528-541.
- Фридовский В.Ю. (1999) Сдвиговые дуплексы месторождения Бодран. Изв. вузов. Геология и разведка, (1), 60-65.
- Ханчук А.И., Иванов В.В. (1999) Мезозойская геодинамическая обстановка и золотое оруденение Дальнего Востока России. *Геология и геофизика*, (11), 1635-1645.
- Ханчук А.И., Петрищевский А.М. (2007) Астеносфера и плиты Северо-Восточной Азии. Докл. АН, **412**(5), 689-693.
- Хасанов И.М., Шарафутдинов В.М. (2011) Глубинная структура Юго-Востока Яно-Колымской складчатой системы по геофизическим данным и характерные особенности строения золоторудных узлов. Уч. зап. Казанского ун-та, **153**(3), 230-246.
- Хомич В.Г., Фатьянов И.И., Борискина Н.Г. (2008) Металлогения золота в трудах Е.А. Радкевич и проблема образования обособленных и совмещенных концентраций Au и Sn. *Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований*. Владивосток: Дальнаука, 228-245.
- Цирульский А.В., Никонова Ф.И. (1975) О разрешимости обратной задачи логарифмического потенциала в конечном виде. Изв. АН СССР. Физика Земли, (5), 37-46.
- Шахтыров В.Г. (1997) Тенькинский глубинный разлом: тектоническая позиция, инфраструктура, рудоносность. *Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Азии.* Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 62-64.
- Шахтыров В.Г. (2009) Верхне-Колымский золотоносный район в свете сдвиговой тектоники. Изв. Сиб. отд. Секции наук о Земле РАЕН, (35), 89-98.
- Шкодзинский В.С., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. (1992) Петрология позднемезозойских магматических по-

род Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 328 с.

- Шпикерман В.И. (1987) Полиметаллическое оруденение Омулевского поднятия (Северо-Восток СССР). Владивосток: ДВО АН СССР, 164 с.
- Шпикерман В.И., Горячев Н.А. (1996) Плиттектоническая металлогения складчатых систем аккреционного типа. *Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит.* Екатеринбург: УрО РАН, 64-78.
- Юшманов Ю.П. (2019) Золотоносные вихревые структуры в сдвиговых дуплексах Дальнего Востока: Центральная Колыма и Нижнее Приамурье. Отеч. геология, (3), 55-62.
- Юшманов Ю.П., Петрищевский А.М. (2016) Тектоника и металлогения Хаканджинского рудного района в Охотско-Чукотском вулканическом поясе. *Тихоокеан. геология*, **35**(5), 24-38.
- Ярмолюк В.В., Кудряшова В.А., Козловский А.М. (2007) Позднемеловой-раннекайнозойский вулканизм Южной Монголии – след Южно-Хангайской горячей точки мантии. Вулканология и сейсмология, (1), 3-31.
- Burov E., Guillou-Frottier L., D'Acremont E., Le Pourhiet L., Cloeting S. (2007) Plume head-lithosphere interaction near intra-continental plate boundaries. *Tectonophysics*, 434, 15-38.
- DeNosaquo K.R., Robert B., Smith R.B., Anthony R., Lowry A.R. (2009) Density and lithospheric strength models of the Yellowstone–Snake River Plain volcanic system from gravity and heatflow data. *Volcanol. Geotherm. Res.*, 188, 108-127.
- Evans G.C. (1933) Application of Poincare's sweeping-out process. *Mathematic*, **19**, 457-461.
- Geological map of Northern-Central-Eastern Asia and adjacent areas. M 1 : 2 500 000 (2012). Beijing, Geological Publishing House.
- Saunders A.D., Jones S.M., Morgan L.A., Pierce K.L., Widdowson M., Xu Y.G. (2007) Regional uplift associated with continental large igneous provinces: the role of mantle plumes and the lithosphere. *Chem. Geol.*, 241, 282-318.
- Zhang C., Mushayandebvu F.M., Reid A.B., Fairhead J.D., Odegard M.E. (2000) Euler deconvolution of gravity tensor data. *Geophysics*, 65(2), 512-520.

REFERENCES

- Alekseev G.I. (2016) Tectonic evolution and the granitoid magmatism of the North East Asia in Late Mesozoic. *Zapiski Gornogo Instituta*, **217**, 5-12. (In Russ.)
- Aristov V.V. (2019) Regularity of ore-gold objects disposal in the Yano-Kolima province. *Geol. Geofiz.*, **60**(8), 1108-1125. (In Russ.)
- Arkhipov Yu.V., Volkodav G.V., Kamaletdinov V.A., Yan-Zhinshin V.A. (1981) Thrusts of the West part of Verkhoyano-Chukotsk fold area. *Geotektonika*, (2), 81-98. (In Russ.)
- Bakharov A.G., Gamyanin G.N., Zaitsev A.I. (1997) New data on the magmatism and metallogeny of the Upper Indigira ring silver structure. *Geological structure, magmatism and deposits of the North East Asia*. Magadan, SVKNII DVO RAN, 54-57. (In Russ.)
- Blokh Yu.I. (1998) Quantity interpreting of gravity and magnetic anomalies. Moscow, Moscow Geol.-Prosp. Univ. Publ., 87 p. (In Russ.)

- Bondarenko G.E., Didenko AS.N. (1997) New geological and paleomagnetic data about Jurassic-Cretacious history of the Omolon massif. *Geotektonika*, (2), 13-27. (In Russ.)
- Borisenko A.S., Spiridonov A.M. Izokh A.E., Prokop'ev A.V., Lebedev V.N., Gas'kov I.V., Zorina K.D., Naumov E.A., Tret'yakova I.G. (2012) High productive periods of the basalts and granites magmatism of the North Asia and evaluation resources potential of its, scientific basing of the forecast criteria and searching of grand deposits (Cu-Ni-Pt, Co, Au, Ag and rare-metals). Problems of the Russian metallogeny (special issue of electronic journal Vestnik ONZ RAN), 237-252. (In Russ.) doi: 10.2205/2012minerageny
- Burov E., Guillou-Frottier L., D'Acremont., Le Pourhiet L., Cloeting S. (2007) Plume head-lithosphere interaction near intra-continental plate boundaries. *Tectonophysics*, 434, 15-38.
- Buryak V.A. (2003) The basis of the gold metallogeny. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 262 p. (In Russ.)
- Cosmic-geological map of the Russia. (2017) VSEGEI electronic geological-cartographic resource. St.Petersburg, http:// www vsegei.ru/info/atlas/cosmo (In Russ.)
- DeNosaquo K.R., Robert B., Smith R.B., Anthony R., Lowry A.R. (2009) Density and lithospheric strength models of the Yellowstone–Snake River Plain volcanic system from gravity and heat flow data. J. Volcanol. Geotherm. Res., 188, 108-127.
- Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G. (2006) Diameter and time of forming of the head plume on a bottom of the poor-melting layer of lithosphere. *Dokl. Akad. Nauk*, **406**(1), 99-103. (In Russ.)
- Evans G.C. (1933) Application of Poincare's sweeping-out process. *Mathematic*, **19**, 457-461.
- Fridovsky V.Yu. (1999) Shear duplexes on the Bodran deposits. Isv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geol. i Razvedka, (1), 60-65. (In Russ.)
- Gamyanin G.N. (2001) Mineralogical-genetics aspects of the gold bearing of the Verkhoyano-Kolymsk Mesozoic strata. Moscow, GEOS Publ., 222 p. (In Russ.)
- Gamyanin G.N., Goncharov N.A., Goryachev N.A. (1998) Gold-rare metals ore bearing of the Far East Russia. *Tikhookean. Geol.*, (3), 94-103. (In Russ.)
- Gamyanin G.N., Prokop'ev A.V. (2014) Mesozoic metallogeny of the South Verkhoyansk sinclinorium. *Geologi*cal processes in the states of subduction, collision and sliding of lithospheric plates. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 204-306. (In Russ.)
- Gamyanin G.N., Vikent'eva O.V., Prokof'ev V.Yu., Bortnikov N.S. (2015) Arkachan – new gold-bismuth-siderite-sulfide type of deposits in the tin-bearing district of the West-Verkhoyansk region of Yakutiya. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, 57(6), 513-545. (In Russ.)
- Geological map of Northern-Central-Eastern Asia and adjacent areas. Sc. 1 : 2 500 000. (2012) Beijing, Geological Publishing House.
- Goncharov V.I., Voroshin S.V., Sidorov A.A. (2002) Natalka ore-gold deposit. Magadan, SVKNII DVO RAN, 250 p. (In Russ.)
- Geodynamics, magmatism and metalligeny of the Rassian East. (2006) (Ed. A.I. Khanchuk). Vladivostok, Dal'nauka Publ., B. 1, 572 p. (In Russ.)
- Geology of ore-tin deposits of USSR. (1986) Moscow, Nedra Publ., V. 1, 332 p., V. 2, 429 p. (In Russ.)

Глубинное строение и металлогения земной коры и верхней мантии Верхояно-Колымского региона 515 Deep structure and metallogeny of the crust and upper mantle of the Verkhoyano-Kolymsky region 515

- Gornov P.Yu. (2015) Seismicity, borders and heat field of lithospheric plates of the North East Eurassia. *Geodynamics processes and nature disaters. Experience of Neftegorsk.* Magadan, SVKNII DVO RAN, 55-59. (In Russ.)
- Goryachev N.A. (1998) Geology of the Mesozoic gold-quartz vein belts of the North East Asia. Magadan, SVKNII DVO RAN, 210 p. (In Russ.)
- Goryachev N.A. (2000) Structural-tectonic position and evolution of granitoid and the gold-quartz Mesozoic belts of the. Nothern Pacific. Gold bearing and granitoid magmatism of the Nothern Pacific. Magadan, SVKNII DVO RAN, 46-67. (In Russ.)
- Goryachev N.A. (2014) Precious metal ore bearing and the crust-mantle interaction. *Geol. Geofiz.*, **55**(2), 313-332. (In Russ.)
- Gusev G.S. (1979) Fold structures and fractures of the Verkhoyano-Kolyma Mesozoic system. Moscow, Nauka Publ., 208 p. (In Russ.)
- Ivanov V.K. (1956) About decision of the inverse problem of gravity potential in a finite look. *Dokl. SSSR*, **106**(4), 598-600. (In Russ.)
- Ivensen Yu.P., Amuzinskii V.A., Nevoisa G.G. et al. (1975) Structure, development history, magmatism and metallogeny of Verkhoyansk folded zone northern part. Novosibirsk, Nauka Publ., 322 p. (In Russ.)
- Izokh A.E., Goryachev N.A., Al'shevsky A.V., Akinin V.V. (2011) Sokhatinyi differentiated gabbro-monzonite intrusion as example of sin-batholite gabbroid of the Yano-Kolima system. *Dokl. Akad. Nauk*, 444(2),180-183. (In Russ.)
- Kashubin S.N., Petrov O.V., Mil'shtein E.D., Kudryavtsev I.V., Androsov E.A., Vinokurov I.Yu., Tarasova O.A., Erinchek Yu.M. (2018) Deep structure of the crust and upper mantle of the North East Eurasia. *Region. Geol. Metallogeniya*, (70), 9-24. (In Russ.)
- Khanchuk A.I., Ivanov V.V. (1999) Mesozoic geodynamic situation and ore gold of the Far East of Russia. *Geol. Geofiz.*, (11), 1635-1645. (In Russ.)
- Khanchuk A.I., Petrishchevsky A.M. (2007) Asthenosphere and plates of Northern Asia. *Doklady Earth Sciences*, 413(2), 220-224 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, 412(5), 689-693).
- Khasanov I.M., Sharafutdinov V.M. (2011) Deep structure of the South East of Yano-Kolima folded belt from geophysical data and special features of ore nots. *Uch. zap. Kazan. un-ta*, **153**(3), 230-246. (In Russ.)
- Khomich V.G., Fat'yanov I.I., Boriskina N.G. (2008) Metallogeny of a gold in the works of E.A. Radkevich and the nature problem of a formation of isolated and jointed concentrations of Au and Sn. The Pacific ore belt: data of new researches. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 228-245. (In Russ.)
- Konstantinov M.M., Konstantinovsky A.A., Natalenko M.V. (2013) Typification of ore-gold regions in the terrigeneous-shale belts of the Rissia. *Region. Geol. Metallogeniya*, 54, 75-88. (In Russ.)
- Konstantinovsky A.A. (2007) Structure and geodynamics of the Verkhoyansk thrust-folded belt. *Geotektonika*, (5), 3-32. (In Russ.)
- Minerogenic map of the Russia and adjacent territories 1 : 2 500 000. (2000) (Ed. D.S. Rundkvist). Moscow, Aerogeologiya. (In Russ.)
- Mitrofanov N.P. (2005) Geodynamic regimes in the North West sector of Pacific ore belt on the ore formation of

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021

tin deposits. Tikhookean. Geol., 24(1), 59-72. (In Russ.)

- Mitrofanov N.P. (2018) Geodynamic problems of a metallogeny of the tin, tungsten, molybdate. *Otech. Geologiya*, (6), 3-13. (In Russ.)
- Moiseenko V.G., Eirish L.V. (1996) Ore-gold deposits of the East Russia. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 352 p. (In Russ.)
- Nekrasov A.I. (2017) Types of geological-structures states of a display of the gold and silver ore mineralization in the Yano-Kolima and Western Verkhoyansk provinces, North East Yakutiya. *Rudy i Metally*, (1), 5-18. (In Russ.)
- Oksman V.S. (1998) Geodynamic evolution of collision belt of the Cherskii maintain system (North East Asia). *Geotektonika*, (1), 56-69. (In Russ.)
- Parfenov L.M., Oksman V.S., Prokop'ev A.V., Rozhin S.S., Nimofeev V.F., Tret'yakov F.F. (1989) Detail structural researches in the Verkhoyan'e, its significance for the high-scaled geological mapping. *Tectonic researches in a connection with the mid and high-scaled geological mapping*. Moscow, Nauka Publ., 109-127. (In Russ.)
- Petrishchevsky A.M. (2008) Viscous layer at the crust-mantle boundary in the Far East of Russia. *Geotectonics*, **42**(5), 357-367 (translated from *Geotektonika*, **42**(6), 60-83).
- Petrishchevsky A.M. (2013a) Gravity method for evaluation of rheological properties of the crust and uppermost mantle (in the convergent and plume structures of the North Easr Asia). Moscow, Nauka Publ., 192 p. (In Russ.)
- Petrishchevsky A.M. (2013b) Gravity models of the twolevel collision of lithospheric plates in Northeastern Asia. *Geotectonics*, **47**(6), 465-484 (translated from *Geotektonika*, **47**(5), 37-48).
- Petrishchevsky A.M. (2016) Common features of the tectonoisphere deep structure in the Western Pacific Margins (Northeast Asia Region and Australia). *Geotectonics*, **50**(6), 608-623 (translated from *Geotektonika*, **50**(6), 87-104).
- Petrishchevsky A.M. (2019) Rift structures and oil-bearing in the gravity model of the crust. *Geofizika*, (4), 42-51. (In Russ.)
- Petrishchevsky A.M. (2020a) One practical consequence from theorems of uniqueness and equivalence of the inverse gravity problem. *Geofizika*, (4), 98-111. (In Russ.)
- Petrishchevsky. A.M. (2020b) New data on the crust and upper mantle structure of the Southeast China obtained from statistical processing results of gravity anomalies. *Rus. J. Pacific Geology*, **14**(2), 119-134 (translated from *Tikhookean. Geol.*, **3**(2), 29-45).
- Petrishchevsky A.M., Isaev V.I. (2017) Deep sources of a heat-generation and the regional forecast of the oil-gas bearing in the Tomsk district. *Izv. Tomsk. Politechn. unta. Engineering of geo-recourses.* **328**(5), 97-113. (In Russ.)
- Petrishchevsky A.M., Izosov L.A., Emel'yanova T.A. (2020) Rheology and geometry of plumes in the lithosphere-astenosphere diapason: results of new experiences. *Basic problems of the tectonics*. Data of LII Tectonic conference, 2. Moscow, GEOS Publ., 144-148. (In Russ.)
- Petrishchevsky A.M., Yushmanov Yu.P. (2011) Rheology and metallogeny of the Maya-Selemdzha plume. *Dokl. Akad. Nauk*, **440**(2), 207-212. (In Russ.)
- Petrishchevsky A.M., Yushmanov Yu.P. (2014) Geophysical, magmatic and metallogenic manifestations of the mantle plume in the upper reaches of Aldan and Amur rivers. *Rus. Geol. Geophys.*, 55(4), 443-462 (translated from *Geol. Geofiz.*, 55(4), 568-593).

- Plyusnina L.I., Khanchuk A.I., Goncharov V.I. (2003) Gold, platina and palladium in ores of the Natalka deposit (Upper Kolyma region). *Dokl. Akad. Nauk*, **391**(3), 383-387. (In Russ.)
- Prilepko A.I. (1970) About of unique definition of density and shape of a body in inverse problems of the potential theory. *Dokl. AN SSSR*, **193**(2), 288-291. (In Russ.)
- Prokop'ev A.V., Fridovsky V.Yu., Gaiduk V.V. (2004) Fractures: (morphology, geometry and cinematics). Yakutsk, SB RAS, 148 p. (In Russ.)
- Prokop'ev A.V., Borisenko A.S., Gamyanin G.N., Fridovsky V.Yu., Kondrat'eva L.A., Trunilina V.A., Vasyukova E.A., Ivanov A.I., Travin A.V., Korolev O.V., Vasil'ev D.A., Ponomarchuk A.V. (2018) Times boundaries and geodynamic states at the forming of deposits and magmatic formations of the Verkhoyansk-Kolyma folded area. *Geol. Geofiz.*, **59**(10), 512-527. (In Russ.)
- Saunders A.D., Jones S.M., Morgan L.A., Pierce K.L., Widdowson M., Xu Y.G. (2007) Regional uplift associated with continental large igneous provinces: the role of mantle plumes and the lithosphere. *Chem. Geol.*, 241, 282-318.
- Sidorov A.A., Belyi V.F., Volkov A.V. (2009) Gold-silver Okhotsko-Chukotskii volcanic belt. *Geol. Rudn. Mesto*rozhd., 51(6), 512-527. (In Russ.)
- Shakhtyrov V.G. (1997) Ten'kinskii deep fracture: tectonic state, infrastructure, ore bearing. *Geological structure*, magmatism and useful deposits of the North East Asia. Magadan, SVKNII DVO RAN, 62-64. (In Russ.)
- Shakhtyrov V.G. (2009) The Upper-Kolima gold district in a light of the shear tecnonics. *Izv. Sibirskogo otdeleniya. Sektsii nauk o Zemle RAEN*, **35**, 89-98. (In Russ.)
- Shkodzinsky V.S., Nedosekin Yu.D., Surnin A.A. (1992) Petrology of the Late Mesozoic magmatic rocks of the Eastern Yakutiya. Novosibirsk, Nauka Publ., 328 p. (In Russ.)
- Shpikerman V.I. (1987) Polymetallic ore bearing of the Omulevskii uplift (Nort-East of USSR). Vladivostok, DVO RAN USSR, 164 p. (In Russ.)
- Shpikerman V.I., Goryachev N.A. (1996) Plate-tectonic metallogeny of the folded systems of accretional type. *Metallogeny of the folded systems of accretional type in light of the plate tectonics*. Ekaterinburg, UrO RAN, 64-78. (In Russ.)
- Sidorov A.A., Beliy V.F., Volkov A.V., Alekseev V.Yu., Kolova E.E. (2009) Gold-silver Okhotsko-Chukotskii volcanic belt. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **51**(6), 512-527. (In Russ.)
- Sidorov A.A., Volkov A.V. (2015) Metallogeny of marginal lithosphere (North-East Russia). *Lithosphere (Russia)*, (1), 24-34. (In Russ.)
- Stognii G.A. (2011) Deep structure and the ore control structures of the Aldan-Stanovaya and Verkhoyansk-Cherskaya ore bearing provinces. Doc. geol. and min. sci. diss. Moscow, 40 p. (In Russ.)
- Stognii G.A., Stognii V.V. (2000) The lithosphere structure of the Verkhoyansk-Kolima orogenic area. Otech. Geologiya, (5), 41-44. (In Russ.)
- Stognii G.A., Stognii V.V. (2009) Regional lithosphere hete-

rogeneous of the North-East Craton. *Geofizika*, (6), 59-65. (In Russ.)

- Stognii G.A., Stognii V.V. (2011) Regional ore-checking geodynamic systems of North-East Russia gold bearing: geologo-geophysical aspect. *Modern state of the Earth sciences*. Moscow, Moscow State Univ. Publ., 1788-1991. (In Russ.)
- Sukhov V.I., Bakukin Yu.I., Loshak N.P., Khitrunov A.T., Rodionova L.N. (2000) Metallogeny of the Far East of Russia. Khabarovsk, Dal'nevost. NII Mineral. Syr'ya, 217 p. (In Russ.)
- Tectonics, geodynamics and metallogeny of the Sakha republic (Yakutiya). (2001) Moscow, Nauka-Interperiodika Publ., 571 p. (In Russ.)
- Tectonic map of the joint area of the Central-Asian and Pacific belts with explanatory notes. Vladivostok; Khabarovsk, ITIG DVO RAN, 262 p. (In Russ.)
- Troshkov G.A. (1994) The localization method for singular sources of potention fields in a space of three material differences. *Izv. Ross. Akad. Nayk. Fiz. Zemli*, (9), 73-77. (In Russ.)
- Tsirul'sky A.V., Nikonova F.I. (1975) About decision of the inverse problem of a logarithmic potential in finite look. *Isv. AN SSSR. Fiz. Zemli*, (5), 37-46. (In Russ.)
- Vashchilov Yu.Ya. (1993) Deep structure, geodynamics and geo-kinematics of the Northern Far East of Russia. Structure and geo-kinematics of the North East Russia lithosphere. Magadan, SVKNII DVO RAN, 5-19. (In Russ.)
- Vashchilov Yu.Ya. (1995) Gravity tomography new direction of the study of a hard Earth. *Dokl. Akad. Nauk*, 343(4), 532-536. (In Russ.)
- Vashchilov Yu.Ya., Gaidai N.K., Maximov A.E., Lubomudrov V.V., Luchinina A.V., Postnikova V.V. Poli-astenosphere of the North East Russia – the study methods, structure, kinematics, dynamics. Astenosphere and lithosphere of the North East Russia (structure, geo-kinematics, evolution). Magadan, SVKNII DVO RAN, 135-142. (In Russ.)
- Utkin V.P., Mitrokhin A.N., Nevolin P.L., Yushmanov Yu.P. (2020) Strike-sleep tectonics at the forming of Eastern Sihkote-Alin volcanic-plutonic belt: structural-geodynamic analysis. *Lithosphere (Russia)*, **20**(4), 528-541. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-4-528-541
- Yarmolyuk V.V., Kudryashov V.A., Kozlovsky A.M. (2007) Late Cenozoic volcanism of the Southern Mongoliya – trace of the South-Khangay hot point of a mantle. *Vulca-nol. Seismol.*, (1), 3-31.
- Yushmanov Yu.P. (2019) Ore bearing vortical structures in strike-slip duplexes of the Far East: Central Kolima and Low Amur. Otech. Geol., (3), 55-62. (In Russ.)
- Yushmanov Yu.P., Petrishchevsky A.M. (2016) Tectonics and the Metallogeny of the Hakandzhinsky ore region in the Okhotsk-Chukotka volcanic belt. *Tikhookean. Geol.*, 35(5), 24-38. (In Russ.)
- Zhang C., Mushayandebvu F.M., Reid A.B., Fairhead J.D., Odegard M.E. (2000) Euler deconvolution of gravity tensor data. *Geophysics*, 65(2), 512-520.
УДК 543.422.8(551.5)

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-4-517-545

Оливин как показатель полигенетической ассоциации включений в позднекайнозойских вулканических породах Тункинской долины, Байкальская рифтовая зона

Ю. Аило^{1, 2, 3}, С. В. Рассказов^{1, 3}, И. С. Чувашова^{1, 3}, Т. А. Ясныгина³

¹Иркутский государственный университет, 664003, Иркутск, ул. Ленина, 3 ²Университет Аль-Фурат, г. Дейр-эз-Зор, Сирия ³Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, e-mail: youseph.gh.g@gmail.com Поступила в редакцию 22.10.2020 г., принята к печати 09.04.2021 г.

Объект исследования. Оливин глубинных включений из позднекайнозойских вулканических пород Тункинской долины. Материалы и методы. В аналитических работах использовалось оборудование ЦКП изотопногеохимических исследований ИГХ СО РАН: электронно-зондовый микроанализатор Superprobe JXA-8200 фирмы Jeol (Япония) и лазерная система NWR 213 eSi, присоединенная к квадрупольному масс-спектрометру NexION-300D. Электронно-зондовый микроанализ минералов с определением кальция в оливине проводился методом индуктивно-связанной плазменной масс-спектрометрии с лазерной абляцией (LA-ICP-MS). Для определения петрогенных оксидов в породах использовался комплекс методов количественного химического анализа. Результаты. Глубинные включения из позднекайнозойских вулканических пород Тункинской долины характеризуют корневую часть Слюдянского метаморфического субтеррейна, образовавшегося при коллизионном причленении Хамардабанского террейна к Сибирскому палеоконтиненту в раннем палеозое и активизированного в позднем кайнозое. Магматическими расплавами на поверхность вынесена малоглубинная ассоциация нодулей шпинель-пироксеновой и оливин-плагиоклазовой фации перидотитов и пироксенитов коро-мантийного перехода и коры, частично перекрывающаяся, по Р-Т оценкам, с метаморфическими породами Слюдянского комплекса. По валовому составу глубинных включений выделяются группы ксенолитов (реститов, пород, близких к составу примитивной мантии, и метасоматитов) и родственных пород (магматического и магматическометасоматического генезиса). Полигенетический характер ассоциации обозначен вариациями индикаторных петрогенных и микроэлементных характеристик оливина. В оливине ксенолитов определяется интервал содержания форстерита (Fo) 86-91% при диапазоне концентраций NiO - 0.2-0.5, MnO - 0.1-0.2 и CaO < 0.16 мас. %. В оливине пород магматического и смешанного (магматическо-метасоматического) генезиса содержание Fo снижается от значений оливина ксенолитов до 64% при понижении NiO (Ni/Mg) и возрастании MnO и CaO. В магматическом оливине содержания MnO и CaO составляют соответственно 0.16-0.21 и около 0.1 мас. %, в отличие от оливина магматическо-метасоматического генезиса, обогащенного этими оксидами, соответственно до 0.50 и 0.45 мас. % при возрастании Mn/Fe и Ca/Fe. Тренды включений оливинов малоглубинной полигенетической ассоциации подчеркиваются при сопоставлении с оливинами ассоциаций более глубинных включений из вулканических пород Витимского и Окинского плоскогорий, представляющих собой переход от гранатовой к шпинельпироксеновой фации мантийных перидотитов. Вывод. Вариации состава оливина служат показателем полигенетичности малоглубинной ассоциации включений, вынесенных позднекайнозойскими базальтовыми, трахибазальтовыми и базанитовыми расплавами в Тункинской долине из области перехода от шпинель-пироксеновой к оливин-плагиоклазовой фации перидотитов корневой части коллизионной зоны Хамардабанского террейна, активизированной в позднем кайнозое.

Ключевые слова: кайнозой, мантия, литосфера, базальт, трахибазальт, глубинное включение, ксенолит, Байкальская рифтовая зона, Тункинская долина

Источник финансирования

Грант РНФ 18-77-10027

Для цитирования: Аило Ю., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. (2021) Оливин как показатель полигенетической ассоциации включений в позднекайнозойских вулканических породах Тункинской долины, Байкальская рифтовая зона. *Литосфера*, **21**(4), 517-545. https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-4-517-545

For citation: Ailow Y., Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A. (2021) Olivine as an indicator of polygenic assemblage of inclusions from Late Cenozoic volcanic rocks in the Tunka Valley, Baikal Rift Zone. *Lithosphere (Russia)*, **21**(4), 517-545. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-4-517-545

© Ю. Аило, С.В. Рассказов, И.С. Чувашова, Т.А. Ясныгина, 2021

Olivine as an indicator of polygenic assemblage of inclusions from Late Cenozoic volcanic rocks in the Tunka Valley, Baikal Rift Zone

Youseph Ailow^{1, 2, 3}, Sergei V. Rasskazov^{1, 3}, Irina S. Chuvashova^{1, 3}, Tatiana A. Yasnygina³

¹Irkutsk State University, Faculty of Geology, 3 Lenin st., Irkutsk 664003, Russia ²Al-Furat University, Deir ez-Zor, Syria ³Institute of the Earth's Crust SB RAS, 128 Lermontov st., Irkutsk 664033, Russia, e-mail: youseph.gh.g@gmail.com Received 22.10.2020, accepted 09.04.2021

Research subject. Olivine of deep-seated inclusions from Late Cenozoic volcanic rocks of the Tunka valley. Materials and methods. Electron probe microanalysis of minerals with determination of calcium in olivine by laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS). A complex of methods of quantitative chemical analysis for determination of major oxides in rocks. Results. Deep-seated nodules from Late Cenozoic volcanic rocks in the Tunka Valley characterize the root part of the Slyudyanka metamorphic subterrane, formed during collisional accretion of the Khamar-Daban terrane to the Siberian paleocontinent in the Early Paleozoic and reactivated in the Late Cenozoic. From bulk compositions of deep-seated nodules, groups of xenoliths (restites, rocks closed to the primitive mantle composition, and metasomatites) and cognate rocks (magmatic and magmatic-metasomatic genesis) were distinguished. The polygenetic character of this assemblage is designated by variations of major and trace-element abundances in olivine. In olivine of xenoliths, forsterite (Fo) ranges from 86 to 91% under abundances of NiO - 0.2-0.5, MnO - 0.1-0.2, and CaO < 0.16 wt %. In olivine of magmatic rocks and those of mixed (magmatic-metasomatic) genesis, Fo decreases to 64% with a decrease in NiO (Ni/Mg ratio) and an increase in MnO and CaO. Magmatic olivine shows 0.16–0.21 wt % MnO and about 0.1 wt % CaO, in contrast to olivine of magmatic-metasomatic genesis, enriched in these oxides to 0.5 wt % and 0.45 wt %, respectively, with an increase in the Mn/Fe and Ca/Fe ratios. Olivine trends of the shallow polygenetic assemblage of inclusions are emphasized when compared with those of the deeper ones from volcanic rocks of the Vitim and Oka plateaus that represent a transition from the garnet to the spinel-pyroxene facies in mantle peridotites. Conclusion. Olivine compositions are indicative of the shallow origin of peridotite and pyroxenite nodules from the crust and crust-mantle transition in the root part of the Slyudyanka collision zone reactivated in the Late Cenozoic.

Keywords: Cenozoic, mantle, lithosphere, basalt, trachybasalt, deep-seated inclusion, xenolith, Baikal Rift Zone, Tunka Valley

Funding information

Grant of the Russian Science Foundation 18-77-10027

Acknowledgements

The authors thanks N.Yu. Tsareva, G.V. Bondareva and N.G. Koltunova – for major oxide determination in volcanic rocks and nodules, S.S. Brandt and M.M. Samoilenko – for K-Ar dating of a sample from the Karierny volcano. The analytical work was performed using the equipment of the Center for Collective Use "Isotope-Geochemical Research" of the IGC SB RAS: a Jeol Superprobe JXA-8200 electron probe microanalyzer and an NWR 213 eSi laser system connected with a NexION-300D quadrupole mass spectrometer, T.V. Kalashnikova (IGC SB RAS) – for consultations in the description of thin sections. We are grateful to the reviewer for constructive comments on the manuscript that improved its content.

ВВЕДЕНИЕ

В базальтах и щелочных базальтоидах внекратонных областей распространены мономинеральные и полиминеральные глубинные включения ксеногенного и родственного (по отношению к вмещающим вулканическим породам) происхождения. Ассоциации включений из вулканических пород основного состава в рифтовых зонах относятся к литосферной части верхней мантии и нижней части коры. Условия кристаллизации вынесенных на поверхность глубинных пород и минералов отражаются в составе минералов при определяющем значении состава клинопироксена (Рассказов, 1985; Ащепков, 1991; Ashchepkov et al., 1994). В случае его отсутствия ксеногенное или родственное происхождение глубинных включений может оцениваться по другим минералам, среди которых важнейшую информацию несет оливин. Состав этого минерала использовался при выяснении происхождения глубинных нодулей из вулканических пород и кимберлитов многими авторами (Ащепков, 1991; Arai, 1994; Griffin et al., 1998; Sobolev et al., 2005, 2007; Kamenetsky et al., 2006; Straub et al., 2008; le Roux et al., 2011; Herzberg et al., 2013; Lambart et al., 2013; Nishizawa et al., 2017; Плечов и др., 2018). Вариации состава оливина из базальтовых расплавов и включений различного происхождения широко используются для определения характера эволюции источников магм и реконструкций условий плавления верхней мантии (Hart, Davis, 1978; Sobolev et al., 2007; Herzberg, 2011; Foley et al., 2013; Howarth, Harris, 2017).

В вулканических породах Тункинской долины Байкальской рифтовой зоны были отмечены сначала глубинные включения с хромдиопсидом и хромшпинелью (зеленого цвета) на хр. Камар, а затем глиноземистые разновидности с тита-

навгитом (черного цвета) в долине р. Хобок Тункинской впадины (Волянюк, Семенова, 1975а, б). Позже зеленые глубинные включения были найдены в лавах осевой части хр. Хамар-Дабан (Киселев и др., 1979). Сравнительное изучение состава глубинных включений этих местонахождений и новых находок показало их смену вкрест простирания рифтовой долины от амфиболсодержащей полиминеральной ассоциации Тункинских гольцов через авгит- и фассаитсодержащие Тункинской впадины к авгит- и хромдиопсидсодержащей ассоциации на северном склоне хр. Хамар-Дабан (Рассказов, 1985, 1993; Рассказов и др., 1989а, б, 1992, 1994, 2000а, б, 2010). В трех местонахождениях глубинных включений южного структурного плеча Тункинской долины – хр. Хамар-Дабан (участок Марта, вулканы Маргасан и Тумусун) – были определены акцессорные полевые шпаты, представленные непрерывным спектром от плагиоклаза An₅₀ до калиевого щелочного полевого шпата Or_{65} (Ionov et al., 1995).

Состав глубинных включений из вулканитов Тункинской долины и ее горного обрамления изучался также при их сопоставлении с глубинными включениями из вулканитов Витимского плоскогорья, в которых существенную роль играют гранатсодержащие разновидности перидотитов и пироксенитов (Ащепков, 1991; Litasov, Taniguchi, 2002; Ащепков и др., 2003). Для сравнительного анализа использовались глубинные включения других территорий юга Сибири (Рассказов, 1993). В вулканитах Байкальской рифтовой зоны (Удоканское поле и поля Тункинской долины) была выявлена малая глубина кристаллического материала по сравнению с кристаллическим материалом из вулканитов, извергавшихся за ее структурногеоморфологическими границами, оформившимися в плиоцен-четвертичное время (Витимское и Окинское поля и поля Центральной Монголии) (Рассказов, 1985). Обращалось внимание на геохимические характеристики глубинных включений из вулканических пород территории, свойственные коре (Чувашова, Рассказов, 2014; Аило и др., 2019).

В настоящей работе исследуются вариации петрогенных и примесных элементов оливина глубинных включений из вулканитов осевой Тункинской долины Байкальской рифтовой зоны в целях определения их генезиса и вероятной связи с породами фундамента Слюдянского метаморфического комплекса. Для сопоставления привлекаются данные о вариациях состава оливина из ассоциаций глубинных включений в вулканитах Витимского и Окинского полей, расположенных за пределами Байкальской рифтовой зоны соответственно на Витимском и Окинском плоскогорьях.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучалась коллекция глубинных включений из трахибазальтов влк. Карьерный, представленная зеленой (с хромдиопсидом) и черной (с авгитом или фассаитом) группами. В аналитические исследования отобран оливин из 46 образцов (табл. 1). Для сопоставления использовались новые и опубликованные данные, полученные по оливину 130 глубинных включений из других местонахождений Тункинской долины, а также Витимского и Окинского плоскогорий.

Содержания петрогенных оксидов в породах устанавливались комплексом методов количественного химического анализа. Состав минералов определялся с использованием электроннозондового микроанализатора Superprobe JXA-8200 фирмы Jeol (Япония). Проводилась съемка пятью спектрометрами с волновой дисперсией при аналитических условиях: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток пучка электронов 20 нА, диаметр пучка электронов 1 мкм, время счета импульсов 10 с на пике линии, фона – по 5 с с каждой стороны от линии. Для регистрации аналитического сигнала микрокомпонентов применялся светосильный Н-тип рентгеновского спектрометра. В качестве стандартов использовались природные минералы, аттестованные как лабораторные образцы сравнения в ИГМ СО РАН: альбит (Na, A1), диопсид (Ca), оливин (Si, Mg, Fe), ортоклаз (К), Мп-гранат (Mn), Сг-шпинель (Сг), ильменит (Ті) и шпинель $NiFe_2O_4(Ni)$.

Содержания кальция в оливинах включений из пород влк. Карьерный определялись методом массспектрометрии с индуктивно-связанной плазмой с использованием лазерной абляции (LA-ICP-MS). Применялась лазерная система NWR 213 eSi, присоединенная к квадрупольному масс-спектрометру NexION 300D. Точки для анализа методом LA-ICP-MS выбрались посредством бинокулярного микроскопического исследования образцов, чтобы избежать попадания в анализируемую область трещин и включений в минералах. Размер лазерного пятна составлял 50 мкм, частота лазера – 10 Гц, энергия лазера – 8 Дж/см². Скорость несущего газа гелия 0.4 л/мин, добавочного аргона 1 л/мин, энергия плазмы 1500 Вт. Каждый анализ состоял из 20-секундного измерения фонового сигнала и 40-секундной абляции. Сигнал нормировался по ²⁷Siзначениям, полученным ранее методом рентгеноспектрального микроанализа исследуемой области. Для расчета использовались стандартные образцы NIST SRM 610-614. Содержания кальция, используемые для расчета РТ параметров, определялись по изотопам ⁴³Са и ⁴⁴Са.

Таблица 1. Состав оливина глубинных включений из вулканитов Тункинской долины (мас. %) и некоторые характеристики минералов включений

Table 1. Compositions of olivine of deep-seated inclusions from volcanic rocks of the Tunka Valley (wt %) and some characteristics of minerals of the inclusions

Образец	BS-16-1	BS-16-2	BS-16-3	BS-16-4	BS-16-5	BS-16-6	BS-16-7
Порода	Шп. лерц.	Шп. верл.	Шп. лерц.	Шп. лерц.	Ол. вебс.	Шп. лерц.	Шп. лерц.
Местонахождение	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.
SiO ₂	41.60	41.49	42.18	41.08	41.48	41.33	41.66
TiO ₂	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
Al ₂ O ₃	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
FeO	9.00	9.56	9.28	9.50	9.54	9.02	9.16
MgO	48.74	48.24	48.46	48.62	48.58	48.56	48.03
MnO	0.17	0.17	0.16	0.15	0.15	0.12	0.14
CaO	Н.п.о.	0.046	Н.п.о.	0.038	0.040	0.049	0.046
Cr ₂ O ₃	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
NiO	0.36	0.33	0.38	0.37	0.31	0.44	0.39
Сумма	99.86	99.78	100.45	99.72	100.05	99.46	99.38
Fo	90.46	89.83	90.15	89.97	89.94	90.45	90.20
Mg# Ol	90.62	89.99	90.30	90.12	90.08	90.57	90.33
Cr# Sp	28.91	52.95	31.29	37.48	_	29.36	_
Образец	BS-16-8	BS-16-9	BS-16-10	BS-16-11	BS-16-12	BS-16-13	BS-16-14
Порода	Шп. лерц.	Шп. лерц.	Шп. лерц.	Шп. лерц.	Шп. лерц.	Шп. гарц.	Шп. лерц.
Местонахождение	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.
SiO ₂	41.30	40.88	41.18	41.51	41.21	41.06	41.81
TiO ₂	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
Al ₂ O ₃	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
FeO	9.34	10.06	8.91	9.65	9.25	9.49	9.02
MgO	48.41	48.08	48.92	48.04	48.90	48.11	48.60
MnO	0.09	0.18	0.18	0.18	0.13	0.12	0.10
CaO	0.042	0.066	0.051	0.068	0.046	0.024	0.013
Cr ₂ O ₃	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
NiO	0.40	0.36	0.35	0.36	0.38	0.39	0.39
Сумма	99.54	99.57	99.54	99.73	99.87	99.18	99.91
Fo	90.14	89.33	90.56	89.71	90.28	89.92	90.48
Mg# Ol	90.23	89.49	90.73	89.88	90.41	90.03	90.57
Cr# Sp	36.13	32.22	26.15	34.26	26.63	26.94	44.83
Образец	BS-16-15	BS-16-16	BS-16-2	BS-16-15	BS-16-6	BS-16-3	BS-16-2
Порода	Шп. лерц.	Шп. лерц.	Вкл. в х.д.	Вкл. в <i>х.д</i> .	Вкл. в <i>шп</i> .	Вкл. в <i>шп</i> .	Вкл. в <i>шп</i> .
Местонахождение	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.
SiO ₂	41.46	41.53	40.40	41.07	40.55	40.44	40.94
TiO ₂	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
Al ₂ O ₃	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
FeO	8.88	8.87	9.35	9.04	9.19	9.22	9.69
MgO	48.69	48.74	49.42	49.74	49.35	48.89	49.29
MnO	0.12	0.16	0.19	0.12	0.11	0.14	0.17
CaO	0.036	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.099	Н.п.о.	0.057
Cr ₂ O ₃	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
NiO	0.36	0.36	0.34	0.34	0.36	0.36	0.33
Сумма	99.50	99.66	99.69	100.30	99.57	99.25	100.41
Fo	90.61	90.59	90.22	90.64	90.43	90.31	89.91
Mg# Ol	90.72	90.74	90.40	90.75	90.54	90.44	90.07
Cr# Sp	43.42	42.89	[52.95]	[43.42]	[29.36]	[31.29]	[52.95]

ЛИТОСФЕРА том 21 № 4 2021

Оливин в позднекайнозойских вулканических породах Тункинской долины, Байкальская рифтовая зона 521 Olivine in Late Cenozoic volcanic rocks in the Tunka Valley, Baikal Rift Zone

Таблица 1. Продолжение

Table 1. Continuation

ПородаОл. вебс.Шп. лерц.Ол. ор-нитШп. верл.ДунитШп. верл.Шп. верл.МестонахождениеКар. влк.Кар.
МестонахождениеКар. влк.Кар. вл
SiO240.6941.2440.7140.8140.9440.9340.48TiO2H.n.o.H.n.o.H.n.o.H.n.o.H.n.o.H.n.o.H.n.o.H.n.o.Al2O3H.n.o.H.n.o.H.n.o.H.n.o.H.n.o.H.n.o.H.n.o.H.n.o.FeO9.269.259.239.228.658.6811.97MgO49.7149.0049.2549.3949.5549.4846.94MnO0.100.120.120.150.140.080.16CaO0.07H.n.o.H.n.o.H.n.o.H.n.o.0.061Cr2O3H.n.o.H.n.o.H.n.o.H.n.o.H.n.o.H.n.o.NiO0.240.250.320.290.260.260.36Cymma100.0699.8699.6399.9399.5399.4599.90Fo90.4590.3190.3790.3890.9590.9687.34Mg# Ol90.5490.4390.4990.5291.0891.0487.49Cr# Sp21.4726.0326.2427.2535.5234.1934.72
TiO2H.п.o.H.п.o.H.п.o.H.п.o.H.п.o.H.п.o.H.п.o.Al2O3H.п.o.H.п.o.H.п.o.H.п.o.H.п.o.H.п.o.H.п.o.FeO9.269.259.239.228.658.6811.97MgO49.7149.0049.2549.3949.5549.4846.94MnO0.100.120.120.150.140.080.16CaO0.07H.п.o.H.п.o.H.п.o.H.п.o.0.061Cr2O3H.п.o.H.п.o.H.п.o.H.п.o.H.п.o.H.п.o.NiO0.240.250.320.290.260.260.36Cymma100.0699.8699.6399.9399.5399.4599.90Fo90.4590.3190.3790.3890.9590.9687.34Mg# Ol90.5490.4390.4990.5291.0891.0487.49Cr# Sp21.4726.0326.2427.2535.5234.1934.72
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$
FeO9.269.259.239.228.658.6811.97MgO49.7149.0049.2549.3949.5549.4846.94MnO0.100.120.120.150.140.080.16CaO0.07H.п.o.0.0350.0540.041H.п.o.0.061Cr2O3H.п.o.H.п.o.H.п.o.H.п.o.H.п.o.H.п.o.H.п.o.NiO0.240.250.320.290.260.260.36Сумма100.0699.8699.6399.9399.5399.4599.90Fo90.4590.3190.3790.3890.9590.9687.34Mg# Ol90.5490.4390.4990.5291.0891.0487.49Cr# Sp21.4726.0326.2427.2535.5234.1934.72
MgO49.7149.0049.2549.3949.5549.4846.94MnO0.100.120.120.150.140.080.16CaO0.07Н.п.о.0.0350.0540.041Н.п.о.0.061Cr2O3Н.п.о.Н.п.о.Н.п.о.Н.п.о.Н.п.о.Н.п.о.Н.п.о.NiO0.240.250.320.290.260.260.36Сумма100.0699.8699.6399.9399.5399.4599.90Fo90.4590.3190.3790.3890.9590.9687.34Mg# Ol90.5490.4390.4990.5291.0891.0487.49Cr# Sp21.4726.0326.2427.2535.5234.1934.72
MnO0.100.120.120.150.140.080.16CaO0.07Н.п.о.0.0350.0540.041Н.п.о.0.061Cr2O3Н.п.о.Н.п.о.Н.п.о.Н.п.о.Н.п.о.Н.п.о.Н.п.о.NiO0.240.250.320.290.260.260.36Сумма100.0699.8699.6399.9399.5399.4599.90Fo90.4590.3190.3790.3890.9590.9687.34Mg# Ol90.5490.4390.4990.5291.0891.0487.49Cr# Sp21.4726.0326.2427.2535.5234.1934.72
CaO 0.07 $H.п.o.$ 0.035 0.054 0.041 $H.n.o.$ $H.n.o.$ Cr_2O_3 $H.n.o.$ $H.n.o.$ $H.n.o.$ $H.n.o.$ $H.n.o.$ $H.n.o.$ $H.n.o.$ NiO 0.24 0.25 0.32 0.29 0.26 0.26 0.36 Cymma 100.06 99.86 99.63 99.93 99.53 99.45 99.90 Fo 90.45 90.31 90.37 90.38 90.95 90.96 87.34 Mg# Ol 90.54 90.43 90.49 90.52 91.08 91.04 87.49 Cr# Sp 21.47 26.03 26.24 27.25 35.52 34.19 34.72
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$
NiO 0.24 0.25 0.32 0.29 0.26 0.26 0.36 Cymma 100.06 99.86 99.63 99.93 99.53 99.45 99.90 Fo 90.45 90.31 90.37 90.38 90.95 90.96 87.34 Mg# Ol 90.54 90.43 90.49 90.52 91.08 91.04 87.49 Cr# Sp 21.47 26.03 26.24 27.25 35.52 34.19 34.72
Сумма 100.06 99.86 99.63 99.93 99.53 99.45 99.90 Fo 90.45 90.31 90.37 90.38 90.95 90.96 87.34 Mg# Ol 90.54 90.43 90.49 90.52 91.08 91.04 87.49 Cr# Sp 21.47 26.03 26.24 27.25 35.52 34.19 34.72
Fo 90.45 90.31 90.37 90.38 90.95 90.96 87.34 Mg# Ol 90.54 90.43 90.49 90.52 91.08 91.04 87.49 Cr# Sp 21.47 26.03 26.24 27.25 35.52 34.19 34.72
Mg# Ol 90.54 90.43 90.49 90.52 91.08 91.04 87.49 Cr# Sp 21.47 26.03 26.24 27.25 35.52 34.19 34.72
Cr# Sp 21.47 26.03 26.24 27.25 35.52 34.19 34.72 O5man DS 16 27 DS 16 28/1 DS 16 28/2 DS 16 28/2 DS 16 15/2 DS 16
Uopaseu B5-10-57/B5-10-58/1 B5-10-58/2 B5-10-58/3 B5-10-115/2 B5-18-153/1 B5-18-153/2
Порода Шп. гарц. Ол. кл-нит Шп. лерц. Шп. лерц. Ор. веос. Шп. лерц. Шп. верл.
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $
1000 10000 10000 1000 1000 1000 1000 1000 1000 1000 1000 1000
H_{100} $H_{11.0.}$ $H_{11.0.}$ $H_{11.0.}$ $H_{11.0.}$ $H_{11.0.}$ $H_{11.0.}$ $H_{11.0.}$ $H_{11.0.}$
$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$
FeO 9.48 10.0/ 10.09 9.83 12.5/ 10.51 10.38
MgO 49.10 48.57 48.60 48.54 46.70 47.25 47.37
MnO 0.14 0.12 0.14 0.13 0.17 0.13 0.14
СаО 0.067 0.058 Н.п.о. Н.п.о. 0.032 0.033 Н.п.о.
Cr_2O_3 H.n.o. H.n.o. H.n.o. H.n.o. H.n.o. H.n.o. H.n.o.
NiO 0.28 0.23 0.24 0.25 0.47 0.42 0.37
Сумма 99.98 99.69 99.63 99.43 99.75 99.93 99.64
Fo 90.10 89.46 89.44 89.68 86.72 88.78 88.92
Mg# Ol 90.23 89.58 89.57 89.80 86.88 88.91 89.05
Cr# Sp 26.50 38.37 38.11 37.02 - 32.98 29.40
Образец ВS-18-154/1 ВS-16-33/1 ВS-16-33/2 ВS-16-33/2 ВS-16-38/2 ВS-16-116 ВS-16-68/1
Порода Шп. гарц. Вкл. в шп. Вкл. в х.д. Вкл. в шп. Вкл. в шп. Шп. лерц. Шп. лерц.
Местонахождение Кар. влк.
SiO ₂ 41.28 40.83 41.03 38.00 40.62 39.65 38.15
ТіО ₂ Н.п.о. Н.п.о. Н.п.о. Н.п.о. Н.п.о. Н.п.о. Н.п.о. Н.п.о.
Аl ₂ O ₃ Н.п.о. Н.п.о. Н.п.о. Н.п.о. Н.п.о. Н.п.о. Н.п.о. Н.п.о.
FeO 10.55 9.20 9.32 9.92 9.97 16.86 23.26
MgO 47.02 49.45 48.97 49.41 48.82 43.34 38.88
MnO 0.15 0.12 0.12 0.12 0.14 0.15 0.22
СаО Н.п.о. Н.п.о. Н.п.о. Н.п.о. Н.п.о. 0.055 0.114
Сг ₂ О ₃ Н.п.о. Н.п.о. И.п.о. 0.58 0.11 Н.п.о. Н.п.о.
NiO 0.37 0.25 0.29 0.36 0.24 0.18 0.13
CVMMa 99.37 99.86 99.73 98.40 99.91 100.19 100.64
F_{0} 88.68 90.43 90.24 89.76 89.59 81.94 74.69
Mo# 0/ 88 82 90 55 90 35 89 87 89 72 82 08 74 87
$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021

Таблица 1. Продолжение

Table 1. Continuation

Образец	BS-16-68/2	BS-16-73	BS-16-128	BS-16-128*	BS-18-152	Ar-18-1/1	Ar-18-1/3
Порода	Расплав в вебстерите	Кп-нит	Кп-нит	Кп-нит	Кп-нит	Шп.л ерц	Базанит
Местонахождение	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Кар. влк.	Тун. хр.	Тун. хр.
SiO ₂	38.97	39.50	39.28	38.32	40.78	40.70	40.35
TiO ₂	0.12	0.14	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
Al ₂ O ₃	Н.п.о.	0.10	Н.п.о.	0.09	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
FeO	18.38	17.78	20.35	22.89	15.02	11.10	11.84
MgO	41.15	42.33	40.09	38.23	44.07	47.02	47.81
MnO	0.18	0.30	0.39	0.36	0.17	0.11	0.14
CaO	0.19	0.28	0.103	0.45	0.045	0.050	0.082
Cr ₂ O ₃	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
NiO	0.16	0.20	0.18	0.09	0.14	0.35	0.35
Сумма	99.15	100.63	100.29	100.47	100.18	99.33	100.49
Fo	79.81	80.67	77.50	74.56	83.79	88.20	87.67
Mg# Ol	79.96	80.93	77.83	74.86	83.95	88.31	87.80
Cr# Sp	_	_	_	-	_	20.84	_
Образец	Ar-18-1/5-1	Ar-18- 1/5-2	Ar-18-7	p 657	p 656/1	p 656/4	p 656/2
Порода	Базанит	Базанит	Базанит	Базанит	Базанит	Базанит	Базанит
Местонахождение	Тун. хр.	Тун. хр.	Тун. хр.	Козья Шейка	Козья	Козья	Козья Шейка
	5 1	J 1	5 1		Шейка	Шейка	
SiO ₂	40.10	40.39	40.20	39.42	39.73	39.66	39.70
TiO ₂	Н.п.о.	Н.п.о.	0.07	0.02	Н.п.о.	0.02	0.03
Al ₂ O ₃	Н.п.о.	Н.п.о.	0.07	0.08	Н.п.о.	0.00	0.06
FeO	14.35	13.44	15.10	9.88	9.54	9.80	8.24
MgO	44.73	45.41	43.93	49.65	50.73	49.87	51.06
MnO	0.16	0.13	0.20	0.18	0.13	0.15	0.09
CaO	0.181	0.207	0.243	0.08	0.03	0.06	0.07
Cr ₂ O ₃	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.06	0.02	0.06	0.06
NiO	0.23	0.26	0.26	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
Сумма	99.78	99.79	100.01	99.37	100.18	99.62	99.31
Fo	84.60	85.64	83.65	89.79	90.34	89.93	91.61
Mg# Ol	84.75	85.76	83.83	89.96	90.46	90.07	91.70
Cr# Sp	_	_	_	9.27	8.30	8.49	39.37
Образец	p 656/6	p 655A	p 656/3	p 656/5	523/12-1	523/46-7	523/46-8
Порода	Базанит	Базанит	Базанит	Базанит	Базальт	Базальт	Базальт
Местонахождение	Козья	Козья	Козья	Козья Шейка	Тун. хр.	Тун. хр.	Тун. хр.
	Шейка	Шейка	Шейка				
SiO ₂	39.27	39.95	40.18	39.80	35.29	37.20	37.67
TiO ₂	0.06	0.03	0.03	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
FeO	9.97	9.51	9.85	9.66	32.07	26.72	26.38
MgO	49.82	50.02	49.82	49.95	31.98	34.65	35.01
MnO	0.15	0.16	0.14	0.12	0.46	0.42	0.41
CaO	0.06	Н.п.о.	0.06	0.09	0.16	0.13	0.17
Cr ₂ O ₃	0.04	0.03	0.04	0.03	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
NiO	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
Сумма	99.37	99.70	100.12	99.65	99.96	99.12	99.64
Fo	89.77	90.22	89.89	90.10	63.67	69.47	69.96
Mg# Ol	89.91	90.36	90.01	90.21	64.00	69.80	70.29
Cr# Sp	12.85	11.86	9.72	8.49	—	_	-

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Образец	523/23-11	523/23-12	523/23-13	523/26-14	523/26-15	523/40-18	523/40-19
Порода	Базальт						
Местонахождение	Тун. хр.						
SiO ₂	38.91	39.12	39.00	37.73	37.63	37.08	36.37
TiO ₂	Н.п.о.						
Al ₂ O ₃	Н.п.о.						
FeO	20.61	20.12	21.49	25.74	25.82	29.37	30.25
MgO	39.79	39.86	38.62	35.73	35.74	33.63	33.00
MnO	0.32	0.34	0.40	0.42	0.42	0.45	0.49
CaO	0.26	0.23	0.27	0.22	0.21	0.12	0.12
Cr ₂ O ₃	Н.п.о.						
NiO	Н.п.о.						
Сумма	99.89	99.67	99.78	99.84	99.82	100.65	100.23
Fo	77.21	77.64	75.87	70.88	70.83	66.78	65.67
Mg# Ol	77.49	77.93	76.21	71.22	71.16	67.12	66.04
Cr# Sp		_	—	_	—	—	_

Примечание. Данные получены методом рентгеноспектрального микрозондового анализа серии образцов из Тункинской долины и ее горного обрамления – вулкана Карьерный (Кар. влк.), Тункинского хребта (Тун. хр.), местонахождения Козья Шейка). Fo = Mg/(Mg + Fe + Mn)100% - форстерит; Cr# Sp = Cr/(Cr + Al)100% - хромистость шпинели и Mg# Ol = Mg/(Mg + Fe)100% - магнезиальность оливина. Шп. лерц. – шпинелевый лерцолит, шп. верл. – шпинелевый верлит, шп. гарц. – шпинелевый гарцбургит, шп. дунит – шпинелевый дунит, расплав в вебстерите – оливин находится в жиле вебстерита, ол. вебс. – оливиновый вебстерит; ол. кл-нит – оливиновый клинопироксенит, ол. ор-нит – оливиновый ортопироксенит, ор. вебс – ортопироксеновый вебстерит; ол. кл-нит – клинопироксенит, вкл. в*х.д.*– включение в хромдиопсиде, вкл. в*un.*– включение в шпинели. Н.п.о. – содержание компонента ниже предела обнаружения. 128* – дополнительное измерение другого зерна породы. В квадратных скобках выделены Cr# шпинели, содержащей овоидные включения оливина. Жирным выделены содержания CaO, полученные методом LA-ICP-MS. Пределы обнаружения (мас. %): SiO₂ (0.06), TiO₂ (0.06), FeO (0.07), Al₂O₃ (0.05), MgO (0.07), CaO (0.05), MnO (0.06), Cr₂O₃ (0.05), NiO (0.08) – для результатов микрозондового анализа, CaO (0.0055) – для результатов LA-ICP-MS с относительным средним квадратическим отклонением 10%. Прочерк – порода не содержит шпинели или данные о шпинели недоступны. В таблице помимо авторских данных использованы материалы Д.А. Ионова (Ionov et al., 1995).

Note. Data obtained by X-ray microprobe analysis series of samples from the Tunka valley and its mountain frame (Kar'erny volcano (Kap. BJK.), Tunka ridge (TyH. xp.), location Koz'ya Sheika. Fo = Mg/(Mg + Fe + Mn)100% – forsterite; Cr# Sp = Cr/(Cr + Al)100% and Mg# Ol = Mg/(Mg + Fe)100% – spinel chromium and olivine magnesium. Abbreviations: IIII. JEPH. – spinel lherzolite, IIII. BEPJ. – spinel wehrlite, IIII. TAPH. – spinel harzburgite, IIII. JYHAT – spinel dunite, pacIJJAB B Be6CrepATE – *olivine* in vebsterite vein, oJ. Be6c. – olivine websterite, oJ. KJ-HAT – olivine clinopyroxenite, oJ. op-HAT – olivine orthopyroxenite, oJ. Be6c. – orthopyroxene websterite, KII-HAT – clinopyroxenite, BKJ. B *X.O.* – inclusion in *chrome diopside*, BKJ. B *un.* – inclusion in spinel. H.I.O. – the content of the component less than the detection limit. In brackets Cr# of spinel containing ovoid inclusions of olivine is designated. Shown by bold are CaO contents obtained by the LA-ICP-MS method. Limits of detection (wt %) are: SiO₂ (0.06), TiO₂ (0.06), FeO (0.07), Al₂O₃ (0.05), MgO (0.07), CaO (0.05), NiO (0.08) – for the results of microprobe analysis, CaO (0.055) – for the results of LA-ICP-MS with a relative standard deviation of 10%. Dash – the rock does not content of spinel ore the data about it is not avaible. In addition to the author's data the materials of D.A. Ionov (Ionov et al., 1995) are used in the table.

Структурное положение и возраст вулканических пород Тункинской долины

Осевая Тункинская долина Байкальской рифтовой зоны примыкает с запада к ее другой осевой структуре – Южно-Байкальской озерной впадине – и состоит из шести небольших суходольных впадин (с запада на восток): Мондинской, Хойтогольской, Туранской, Тункинской, Торской и Быстринской (рис. 1, 2). Впадины разделены междувпадинными перемычками. Долина ограничена с севера крутым склоном Тункинских гольцов, с юга – пологим склоном хребтов Хамар-Дабан, Ургудеевский и Мунку-Сардык (Флоренсов, 1960). Впадины заполнены осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями миоцена-квартера с фрагментарным распространением олигоценовых отложений (Рассказов, 1993; Рассказов и др., 2010).

Тункинская долина унаследовала коллизионную границу между Хамардабанским террейном и Сибирским палеоконтинентом, представленную Слюдянским метаморфическим субтеррейном. Предполагается, что осевая часть Тункинской рифтовой долины пространственно соответствует термальной аномалии, выраженной в зональном метаморфизме (Беличенко, 1985; Беличенко и др., 2006).

В центральной части Тункинской долины вулканизм сосредоточен в структурном сочленении Тункинской впадины и Еловской междувпадинной перемычки. Здесь отчетливо выражена временная смена состава лав. Оливиновые гиперстеннормативные толеитовые базальты среднемио-

Аило и др. Ailow et al.



Рис. 1. Местоположение Тункинской долины в Байкальской рифтовой зоне, по (Логачев, 1974) с изменениями (а) и распределение вулканических пород с местонахождениями глубинных включений в долине и ее горном обрамлении (б).

а. 1 – впадина, 2 – разлом, 3 – позднекайнозойское вулканическое поле, 4 – район исследования.

б. 1 – главный разлом рифтовой долины; 2 – шов Сибирского кратона; 3 – рифтовые впадины: МН – Мондинская, ХТ – Хойтогольская, ТУ – Туранская, ТН – Тункинская, ТР – Торская, БС – Быстринская; 4 – отроги (междувпадинные перемычки): ЕЛ – Еловская, НЛ – Ниловская; 5, 6 – вулканическое поле: миоценовое (5), плиоцен-четвертичное (6); 7 – вулкан; 8 – местонахождения глубинных включений: 1–3 – железомагнезиальных, черных и темно-зеленых (районы: Тункинские гольцы 1 – включения с амфиболом, в базальтах (1); р. Хобок – с авгитом, в базанитах (2); р. Иркут – с фассаитом, в базанитах (3)); 4–9 – преимущественно магнезиальных, зеленых с хромдиопсидом (или диопсидом) (районы: Тункинские гольцы 2 – включения с диопсидом, в базанитах (4); Козья Шейка, в базанитах (5); Марта (6); влк. Маргасан, в базанитах (7); влк. Карьерный, в трахибазальтах (8); влк. Сухой, преимущественно в базанитах (9)).

Fig. 1. Location of Tunka Valley in the Baikal Rift Zone (modified after (Logachev, 1974)) (a) and distribution of volcanic rocks in valley and its mountainous framing with locations of deep-seated inclusions (6).

Оливин в позднекайнозойских вулканических породах Тункинской долины, Байкальская рифтовая зона 525 Olivine in Late Cenozoic volcanic rocks in the Tunka Valley, Baikal Rift Zone

a. 1 – basin, 2 – fault, 3 – late Cenozoic volcanic field, 4 – study area.

6. 1 – rift valley main fault; 2 – suture of the Siberian craton; 3 – rift depressions: MH – Mondy, XT – Khoytogol, TV – Turan, TH – Tunka, TP – Tory, BC – Bystraya; 4 – inter-basin uplifts: EJI – Elovsky, HJI – Nilovsky; 5, 6 – volcanic field: miocene (5), pliocene-Quaternary (6); 7 – volcano; 8 – Locations of deep-seated inclusions: 1-3 – iron-magnesian, black and dark green (Regions: Tunka ridge 1 – inclusions with amphibole, in basalts (1); Khobok River – with augite, in basanites (2); Irkut River – with fassaite, in basanites (3)); 4–9 – mostly magnesian, green with Cr-diopside (or diopside) (Regions: Tunka ridge 2, inclusions with diopside, in basanites (4); location Kozya Sheika in basanites (5); Marta (6); Margasan volcano, in basanites (7); Kar'erny volcano, in trachybasalts (8); Sukhoi volcano, mostly magnesian, in basanites (9)).

ценового возраста (16–15 млн лет) сменились нефелин-нормативными лавами позднемиоценового возраста (11–8 млн лет). Вулканизм возобновился в плиоцене, около 4 млн лет назад, и продолжался в раннем плейстоцене, в интервале 2.4–0.86 млн лет. От начала к концу средне-верхнемиоценовой и плиоцен-плейстоценовой вулканических последовательностей содержания кремнезема снижались с возрастанием количества щелочей. Вулканические породы возрастных интервалов 11–8 и 2.4–0.86 млн лет имели базальтовый, трахибазаловый и базанитовый составы и содержали глубинные включения (Рассказов, 1993; Рассказов и др., 2010).

В восточной части долины вулканизм проявился в трех зонах: Камарской, Становой и Быстринской. Камарская и Быстринская вулканические зоны пересекают осевую структуру рифтовой долины. В районе пос. Култук и на хр. Камар выявлены фации субвулканических тел, подводных извержений подушечных лав и гиалокластитов, а также наземных лавовых извержений возрастного интервала 18–12 млн лет. Дополнительное датирование образца TN-15-05 влк. Карьерный К-Аг методом показывает возраст вулкана 13.2 ± 1.5 млн лет (K₂O = = 1.85 mac. %, 40 Ar_{pag} = 7.92 · 10⁻⁴ HMM³/r, Ar_{bo3g} = 92%), методика датирования приведена в работе (Рассказов и др., 2000б). Полученый возраст сопоставляется с интервалом датировок 13.4–11.7 млн лет пород верхней пачки влк. Сухой Камарской зоны (Рассказов и др., 2013). Следовательно, в восточной части долины глубинные включения были вынесены магматическими расплавами раньше, чем в ее центральной части.

Постройки с глубинными включениями (влк. Карьерный и Сухой) находятся у южного края Слюдянского метаморфического субтеррейна, на южных окончаниях соответственно Быстринской и Камарской вулканических зон. Этот субтеррейн ограничен с юга изоградой гиперстена и областью развития палеозойского гранитоидного магматизма (см. рис. 2).

Южно-Байкальская впадина образовалась в миоцене как инверсионная структура Южно-Байкальского орогена, поднятого в позднем мелу и палеогене (Рассказов, Чувашова, 2018; Аль Хамуд и др., 2019). Вулканизм раннего-среднего миоцена обозначил локальную транстенсию коры на восточном окончании Тункинской долины. Прекращение вулканизма на рубеже среднего и позднего миоцена обозначило изменившиеся глубинные условия под вулканами с общим переходом от растяжения к сжатию коры, в результате которого погружение Быстринской впадины, зафиксированное накоплением неогеновых и четвертичных отложений (мощность до 500 м), сменилось восходящими движениями, сопровождавшимися экспонированием отложений на разных высотных уровнях рельефа.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Характеристика глубинных включений

В трахибазальтах влк. Карьерный преобладают глубинные включения с изумрудно-зеленым хромдиопсидом. Встречаются включения с клинопироксеном черного и травяно-зеленого цвета диопсидового, авгитового или фассаитового состава. Зеленую группу глубинных включений с хромдиопсидом в основном составляют шпинелевые лерцолиты с содержанием оливина более 40%, а черную группу – пироксениты, в которых оливин отсутствует или находится в подчиненных соотношениях с пироксенами. Встречаются глубинные включения сложного состава (рис. 3).

Породы характеризуются в целом гипидиморфнозернистой, гранобластовой структурой. Содержание оливина в образцах этих групп – до 90%. Оливин образует идиоморфные, гипидиоморфные, округлые зерна размером до 7 мм, местами разбит трещинами. Пластинчатое погасание оливина (структура *kink band*) (рис. 4а) может свидетельствовать о деформации зерен оливина *in situ* или при подъеме на поверхность. Наблюдается рекристаллизация оливина и ортопироксена (рис. 4б). Наряду с неизмененными породами (рис. 4в) распространены перекристаллизованные породы с наложенной минерализацией флогопита, частичными выплавками (рис. 4г–е), а также амфибола (в шлифах рис. 4 этот минерал не показан).

Классификация глубинных включений по валовому составу

В работе использовались оливинсодержащие включения из пород влк. Карьерный, местонахождений Зун-Мурино (Козья Шейка) и Тункинские гольцы. Для сопоставлений привлекались данные



Рис. 2. Местоположение вулканов с глубинными включениями и без них на восточном окончании Тункинской долины (Рассказов и др., 2013). Геологическая схема составлена по работам (Шафеев, 1970; Беличенко и др., 2006) с упрощениями и дополнениями.

Зоны ранне- и среднемиоценового вулканизма: БС – Быстринская, КМ – Камарская и СТ – Становая. 1 – вулканы с глубинными включениями (а: КР – Карьерный, СХ – Сухой) и без включений (б: КЛ – Култукский, ШР – Широкий, МТ – Метео, АН – Анчукский, ЗР – Зыркузунский); 2 – вулканический покров; 3 – вулканическая зона; 4 – кайнозойские осадочные огложения рифтовых впадин; 5 – хамардабанские граниты палеозоя; 6, 7 – осадочные и вулканогенно-осадочные метаморфические комплексы, составляющие субтеррейны Хамардабанского составного террейна (Беличенко и др., 2006): 6 – Слюдянский, 7 – Хангарульский; 8 – Шарыжалгайский выступ фундамента Сибирской платформы; 9 – изограды метаморфизма: IV – калишпата, V – гиперстена; 10 – зона главного Саянского разлома – структурного шва кристаллического фундамента Сибирской платформы; 11 – Обручевский разлом.

Fig. 2. Location of volcanoes with and without deep-seated inclusions in the eastern end of Tunka Valley (Rasskazov et al., 2013). The geological scheme is compiled after (Shafeev, 1970; Belichenko et al., 2006) with simplifications and additions.

Zones of early- and mid-Miocene volcanism: BC - Bystraya, KM - Kamar and CT - Stanovoy. 1 - volcanoes with deep-seated inclusions (a: <math>KP - Kar'erny, CX - Sukhoi) and without deep-seated inclusions (6: KJ - Kultuk, IIIP - Shiroky, MT - Meteo, AH - Anchuk, 3P - Zyrkuzun); 2 - volcanic cover; 3 - volcanic zone; 4 - Cenozoic sediments of rift basin; 5 - Khamardaban Paleozoic granites; 6, 7 - sedimentary and volcano-sedimentary metamorphic complexes of subterrains of the Khamardaban composite terrane (Belichenko et al., 2006): 6 - Slyudyanka, 7 - Khangarul; 8 - Sharyzhalgay block of the Siberian platform basement; 9 - metamorphic isograds: IV - potassic feldspar, V - hypersthene; 10 - zone of the Main Sayan fault - suture of the crystalline basement of the Siberian platform; 11 - Obruchev fault.



Рис. 3. Глубинные включения из трахибазальтов влк. Карьерный.

а – зеленая группа (обр. BS-16-6, перидотит); б – черная группа (обр. BS-16-128, пироксенит); в, г – сложные глубинные включения: в – обр. BS-16-38, контакт мономинерального изумрудно-зеленого клинопироксенита с желтовато-зеленым перидотитом; г – обр. BS-16-36, контакт темно-зеленого пироксенита с желтоватым гарцбургитом.

Fig. 3. Deep-seated inclusions from trachybasalts of the Kar'erny volcano.

a – green group (sample BS-16-6, peridotite); 6 – black group (sample BS-16-128, pyroxenite); B, r – complex inclusions: B – sample BS-16-38, contact of green clinopyroxenite with green peridotite); r – sample BS-16-36, contact of dark-green pyroxenite with yellowish harzburgite).

по глубинным включениям из вулканических пород Витимского и Окинского плоскогорий.

По модальному составу большинство включений из пород влк. Карьерный относятся к лерцолитам, встречаются гарцбургиты, верлиты и пироксениты. Почти все породы характеризуются парагенезисом оливин–клинопироксен–ортопироксен (рис. 5).

На диаграмме Mg/Si и Al/Si оливинсодержащие глубинные включения из трахибазальтов влк. Карьерный подразделяются на группы: 1) сильно истощенных реститов, 2) слабо истощенных реститов, близких к примитивному составу мантии, 3) метасоматитов, 4) магматических пород, комплементарных реститам, и 5) пород смешанного (метасоматического и магматического) генезиса (рис. 6). Включения групп 1–3 относятся к "зеленыму", групп 4–5 – к "черныму" типам.

Группа 1 представлена 12 образцами (см. табл. 1): (BS-16-1, BS-16-2, BS-16-3, BS-16-4, BS-16-8, BS-16-9, BS-16-10, BS-16-12, BS-16-13, BS-16-14, BS-16-15 и BS-16-16), включающими в себя шпинелевые лерцолиты, шпинелевые гарцбургиты с акцессорным клинопироксеном и шпинелевые верлиты с флогопитом. Для пород этой группы свойственно возрастание отношения Mg/Si с понижением отношения Al/Si (Mg/Si = 1.21-1.34 и Al/Si = = 0.03-0.05).

Группа 2 характеризуется единственной находкой шпинелевого лерцолита (обр. BS-16-11). Близкие по составу глубинные включения были исследованы ранее в местонахождении Козья Шейка (Рассказов и др., 2000а), что позволяет рассматривать породы этого типа в обоих местонахождениях как единую группу (Mg/Si = 1.02–1.19 и Al/Si = = 0.08–0.12).

Группа 3 насчитывает 18 образцов (ВS-16-5, BS-16-6, BS-16-7, BS-16-30/2, BS-16-33/1, BS-16-33/2, BS-16-33/3, BS-16-34/1, BS-16-34/2, BS-16-36/1, BS-16-37, BS-16-38/1, BS-16-38/2, BS-16-38/3, BS-16-115/2, BS-16-153/1, BS-16-153/2 и BS-16-154/1) – шпинелевые, оливиновые вебстериты, оливиновые ортопироксениты, зеленые оливиновые клинопироксениты, верлиты с акцессорным орто-



Рис. 4. Микрофотографии шлифов глубинных включений из вулканических пород влк. Карьерный (николи скрещены).

а. Оливин с пластинчатым погасанием (kink band) в Sp-верлите (обр. BS-16-2). б. Соотношение зерен оливина, ортопироксена и шпинели в крупнозернистом Sp-гарцбургите (обр. BS-16-13). Тонкозернистая кайма вокруг шпинели сложена гранулированным оливином на контакте с крупным зерном оливина и гранулированным ортопироксеном на контакте с крупным зерном ортопироксена. в. Соотношение оливина, клинопироксена и ортопироксена в неизмененном среднезернистом Sp-лерцолите (обр. BS-16-16). Шпинель в сечении шлифа отсутствует. г. Соотношение оливина, ортопироксена, шпинели и флогопита в Sp-лерцолите (обр. BS-16-7). д. Соотношение оливина, ортопироксена и флогопита в среднезернистом Sp-лерцолите (обр. BS-16-68/1). Наблюдается вытянутость зерен всех минералов в одном направлении. Между зернами находятся продукты частичного плавления, представленные стеклом с лейстами плагиоклаза и мелкими зернами темноцветных минералов. е. Кристаллизация мелкого зерна оливина на контакте зерен клинопироксена в крупнозернистом клинопироксените (обр. BS-16-128) сопровождается развитием в клинопироксенах реакционных губчатых периферических кайм (черные пятна – поры). Обозначения: Ol – оливин, Cpx – клинопироксен, Opx – ортопироксен, Sp – шпинель, Phl –флогопит, <math>Pl – плагиоклаз. Оливин в позднекайнозойских вулканических породах Тункинской долины, Байкальская рифтовая зона 529 Olivine in Late Cenozoic volcanic rocks in the Tunka Valley, Baikal Rift Zone

Fig. 4. Microphotographs of thin sections of deep-seated inclusions from volcanic rocks of the Kar'erny Volcano (crossed polarized light).

a. Olivine with lamellar extinction (kink band) in *Sp*-wehrlite (sample BS-16-2). 6. Relationship between olivine, orthopyroxene, and spinel grains (with a fine-grained reaction rim of olivine and orthopyroxene) in coarse-grained *Sp*-harzburgite (sample BS-16-13). A fine-grained rim around a spinel grain is composed of granulated olivine at the contact with the large olivine grain and of granulated orthopyroxene at the contact with the large orthopyroxene grain). B. Relationship between olivine, clinopyroxene, and orthopyroxene in unaltered medium-grained *Sp*-lherzolite (sample BS-16-16). No spinel is detected in this thin section. r. Relationship between olivine, orthopyroxene, spinel and phlogopite in *Sp*-lherzolite (sample BS-16-7). μ . Relationship between olivine, orthopyroxene, spinel and phlogopite in *Sp*-lherzolite (sample BS-16-68/1). All mineral grains are elongated in one direction. Between the grains, there are products of partial melting represented by a glass with plagioclase laths and fine grains of Fe–Mg minerals. e. Crystallization of a fine olivine grain at the contact of clinopyroxene grains in coarse-grained clinopyroxenie (sample BS-16-128) is accompanied by the development of reaction spongy peripheral rims in clinopyroxenes (black spots are pores). Abbrevations: *Ol* – olivine, *Cpx* – clinopyroxene, *Opx* – orthopyroxene, *Sp* – spinel, *Phl* – phlogopite, *Pl* – plagioclase.



Рис. 5. Классификационная диаграмма *Ol–Cpx–Opx* модального состава глубинных включений (Streckeisen, 1973).

Fig. 5. The classification diagram Ol-Cpx-Opx of modal compositions of deep-seated inclusions (Streckeisen, 1973).

пироксеном, дуниты и гарцбургиты с акцессорным клинопироксеном. Относительно состава примитивной мантии все проанализированные образцы метасоматитов имеют пониженные отношения Mg/Si и Al/Si (Mg/Si = 0.75-0.89 и Al/Si = 0.07-0.08).

К группе 4 принадлежат два образца: BS-16-116 – темно-зеленый шпинелевый лерцолит с диопсидом и BS-16-68/1 – черный шпинелевый лерцолит с авгитом. Эти образцы характеризуются составом, комплементарным реститам (относительно примитивной мантии), т.е. повышенным отноше-

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021

нием Al/Si и пониженным Mg/Si (Mg/Si = 0.77–0.89 и Al/Si = 0.14–0.18).

Группа 5 состоит из четырех образцов (BS-16-68/2, BS-16-73, BS-16-128 и BS-16-152). В нее входят клинопироксениты и вебстерит с клинопироксеном авгитового, диопсидового или фассаитового состава, различающиеся слегка повышенным отношением Al/Si при существенном (по сравнению с магматическими породами группы 4) понижении отношения Mg/Si (Mg/Si = 0.34-0.52 и Al/Si = = 0.09-0.15).



Рис. 6. Серии глубинных включений на диаграмме Mg/Si–Al/Si (мас. %) с использованием соотношений измеренных петрогенных элементов.

а. Для пород групп 2–5 отношения Mg/Si и Al/Si также рассчитывались исходя из пропорций и состава породообразующих минералов (символы помечены косым крестиком). Точки измеренных и рассчитанных составов соединены линиями. Штриховыми линиями со стрелками обозначены тренды различных генетических групп пород относительно состава примитивной мантии. По глубинным включениям из местонахождения Козья Шейка использованы данные (Рассказов и др., 2000а), из местонахождения Тункинские гольцы 2 – новый состав, рассчитанный по минералам.

6. Для сопоставления показан состав примитивной мантии из работы (Крёнер и др., 1987) и составы глубинных включений из вулканических пород Витимского и Окинского плоскогорий (Волянюк и др., 1976; Киселев и др., 1979; Ащепков, 1991; Рассказов, 1993; Litasov, Taniguchi, 2002).

Fig. 6. Group of deep-seated inclusions in the Mg/Si–Al/Si diagram (wt %). The measured ratios of the major elements were used.

a. For rocks of groups 2–5, the Mg/Si and Al/Si ratios were also calculated from proportions and compositions of rock-forming minerals (symbols are marked with oblique crosses). Points of the measured and calculated compositions are connected by conodes. Dashed lines with arrows indicate trends of different genetic rocks of the groups relative to the primitive mantle composition. Data from (Rasskazov et al., 2000) were used for deep-seated inclusions from the location Kozya Sheika, and a new composition calculated from minerals from the location Tunka ridge 2.

6. For comparison, the composition of the primitive mantle from (Kröner et al., 1987) and the compositions of deep-seated inclusions from the volcanic rocks of the Vitim and Oka plateaus are shown (Volyanyuk et al., 1976; Kiselev et al., 1979; Ashchepkov, 1991; Rasskazov, 1993; Litasov, Taniguchi, 2002).

Валовый состав пород определялся по истертым пробам нодулей, их состав оценивался также по содержанию оксидов в породообразующих минералах с учетом их пропорций в образцах (см. рис. 5). Результаты расчетов, представленные на диаграмме Mg/Si – Al/Si (см. рис. 6а), показали удовлетворительную согласованность с результатами химического анализа пород. Выделилась совокупность рассчитанных составов, комплементарная метасоматитам относительно состава примитивной мантии (на рис. ба обозначены подгруппы метасоматитов I и II соответственно). Рассчитанные составы подгруппы метасоматитов II получены для контактовых зон образцов, валовый состав которых не определялся из-за сложности извлечения количества материала, достаточного для представительного анализа.

Реликтовые зерна оливина

В большинстве образцов глубинных включений оливин преобладает над другими породообразующими минералами (см. рис. 5). В лерцолитах он образует зерна размером до 2 мм и более. Наряду с крупными зернами оливина в зеленых шпинелевых лерцолитах и флогопитовых верлитах встречаются его мельчайшие овальные зерна, включенные в хромдиопсид (обр. BS-16-2 и BS-16-15) и хромшпинель (обр. BS-16-2, BS-16-3 и BS-16-6) (рис. 7). По сходству состава таких зерен с оливином пород, близких к примитивной мантии, эти включения оливинов рассматриваются как реликтовые минералы, сохранившиеся от первичных мантийных пород.



Рис. 7. Овальные включения оливина в хромдиопсиде (а, в) и шпинели (б).

Микрофотографии сделаны с использованием электронно-зондового микроанализатора Superprobe JXA-8200 фирмы Jeol (Япония).

Цифры обозначают шпинель (1, 4 и 5), деформированный хромдиопсид (2), недеформированный хромдиопсид (7) и мельчайшие включения оливина (3, 6 и 8).

Fig. 7. Oval inclusions of olivine in: chromediopside (a, b) and spinel (6).

Microphotographs were taken using a Superprobe JXA-8200 electron probe microanalyzer of Jeol (Japan). The numbers indicate spinel (1, 4, and 5), deformed chromediopside (2), undeformed chromediopside (7), and submicroscopic olivine inclusions (3, 6, and 8).

Классификация оливина по составу на диаграмме факторного анализа

На диаграмме факторного анализа (рис. 8) обозначены тренды состава оливина реститов, метасоматитов, комплементарных реститам магматических пород и пород смешанного (магматическометасоматического) генезиса. Фигуративные точки оливина группируются в соответствии с валовым составаом глубинных включений.

Фактор 1 изменчивости исследуемой совокупности отражает проявление корреляционной связи FeO и MnO в оливине пород магматического и смешанного (магматического и метасоматического) происхождения (группы 4 и 5) в отличие от корреляционной связи MgO, SiO₂ и NiO в оливине реститов и метасоматитов (группы 1–3).

Фактор 2 обозначает разделение по соотношению NiO, MnO и MgO оливина реститов и пород, близких к примитивной мантии (группы 1 и 2), с частичным обособлением оливина метасоматитов (группа 3) и разделение оливина магматических пород и пород смешанного происхождения (группы 4 и 5). В отличие от оливина реститов (группа 1) оливин магматических пород (группа 4) по фактору 2 смещен выше оливина пород, близких к примитивной мантии (группа 2), что отражает комплементарность оливинов групп 1 и 4 по значениям фактора 2. В оливине пород смешанного происхождения (группа 5) значения фактора 2 снижаются относительно значений в оливине магматических пород (группа 4).

Глубинные включения пород групп 4 и 5, кристаллизовавшиеся из магматического расплава, могут иметь родственные соотношения с вмещающими вулканическими породами в отличие от глубинных включений групп 1–3, которые характеризуются как ксенолиты и относятся к недифференцированному мантийному материалу, преобразованному в результате его обеднения при частичном плавлении и обогащения при наложенных процессах метасоматоза.

На факторной диаграмме (см. рис. 8) показана также совокупность одиночных кристаллов оливина из базанитов местонахождения Тункинские гольцы 2, занимающая промежуточное положение между оливинами ксенолитов и включений магматических пород. Состав оливина этого местонахож-



Рис. 8. Серии глубинных включений оливина из трахибазальтов влк. Карьерный на факторной диаграмме.

Расчеты выполнены в программе Statistica, версия 12. Факторные нагрузки для переменных (оксидов) показаны нижними индексами. Для оливина приняты условные обозначения групп глубинных включений, представленных на рис. 6а. В расчет дополнительно введены составы одиночных кристаллов оливина из местонахождения Тункинские гольцы 2.

Fig. 8. Group of olivine of deep-seated inclusions from trachybasalts of Kar'erny volcano on a factor diagram.

The program Statistica 12 was used for calculations. Factor loadings for variables (oxides) are shown with subscripts. For olivine, symbols of the groups of deep-seated inclusions are shown in Fig. 6a. The calculations additionally include the compositions of single olivine crystals from the location Tunka range 2.

дения отражает тенденцию его кристаллизации из магматического расплава, которая выражена слабее, чем в глубинных включениях магматического и смешанного генезиса из трахибазальтов влк. Карьерный.

Содержание NiO, MnO и CaO в оливине

На диаграмме NiO-Fo (рис. 9а) выделяются следующие тренды оливина: 1) реститов, 2) метасоматитов и 3) магматических пород. Оливин реститовых зеленых шпинелевых перидотитов (шпинелевых лерцолитов, шпинелевых гарцбургитов с акцессорным клинопироксеном и шпинелевых верлитов с флогопитом) характеризуется диапазоном содержаний форстерита 89.3-90.6% при 0.3-0.4 мас. % NiO. В оливине пород, близких к примитивной мантии, определен более узкий диапазон содержаний Fo (89.7-90.6%) при 0.30-0.36 мас. % NiO. Оливин метасоматитов дает более широкий диапазон Fo (86.7-90.6%) при диапозоне содержания NiO (0.23-0.47 мас. %). Оливин группы магматических пород дает низкое содержание Fo (75.0-81.8 %) при сравнительно низком содержании NiO (0.11-0.19 мас. %). Оливин пород смешанного (магматическо-метасоматического) генезиса обнаруживает слегка расширенный диапазон значений Fo (74.6-83.8%) при 0.09-0.20 мас. % NiO. Промежуточное положение между магматическим оливином и оливином пород, близких к примитивной



Рис. 9. Диаграммы NiO–*Fo*, MnO–*Fo* и CaO–*Fo* оливина включений из вулканитов Тункинской долины (а, в, д соответственно) и из вулканитов Витимского и Окинского плоскогорий (б, г, е соответственно).

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021

Условные обозначения на "a", "в", "д" – см. рис. 6 и 8. На "a", "в", "д" использованы данные по минералам глубинных включений из вулканических пород хр. Тункинские гольцы (Рассказов и др., 1989а, б) и новые данные авторов, на "б", "г" и "е" – данные по минералам глубинных включений из вулканических пород Витимского (Ащепков, 1991; Glaser et al., 1999; Litasov, Taniguchi, 2002) и Окинского (Рассказов, 1993) плоскогорий.

Fig. 9. Diagrams of NiO, MnO and CaO vs. *Fo* for olivines of inclusions from volcanics of the Tunka Valley (respectively, α , β , β) and from volcanics of the Vitim and Oka plateaus (respectively, δ , Γ , e).

Symbols in the "a", "B", "J" panels are as in Figs 6 and 8. For the panels "a", "B", "J" used data are on olivine of inclusions from volcanic rocks the Tunka ridge (Rasskazov et al., 1989b) and new data of the authors, for the panels "6", "r", "e" show data of minerals of deep-seated inclusions from volcanic rocks of the Vitim plateau (Ashchepkov, 1991; Glaser et al., 1999; Litasov, Taniguchi, 2002) and the Oka plateau (Rasskazov, 1993).

мантии, занимают одиночные кристаллы оливина из базанитов местонахождения Тункинские гольцы 2.

На диаграмме (см. рис. 9в) концентрации MnO в оливине глубинных включений разного состава из трахибазальтов влк. Карьерный в основном находятся в интервале значений от 0.08 до 0.19 мас. % при небольших вариациях Fo. В оливине глубинных включений магматического генезиса (группа 4) наблюдается резкое падение Fo со слабым возрастанием MnO. В оливине пород смешанного (магматического-метасоматического) генезиса выявляется тренд возрастания Fo с более существенным обогащением MnO (от 0.18 до 0.39 мас. %). Фигуративные точки оливина глубинных включений этой группы образуют среднюю часть протяженного тренда понижения Fo с возрастанием MnO, в начале которого находятся составы оливина из базанита местонахождения Тункинские гольцы 2 (0.12-0.20 мас. % MnO), а на его окончании составы оливина амфиболсодержащих включений из базальта местонахождения Тункинские гольцы 1 (0.32-0.49 мас. % MnO).

На диаграмме CaO–Fo оливина (см. рис. 9д) оливин ксенолитов (группы 1–3) показывает сравнительно низкое содержание CaO (<0.13 мас. %). В оливине магматических пород содержание CaO не выходит за этот диапазон (около 0.10 мас. %), но в оливине пород смешанного (магматическо-мета-соматического) генезиса возрастает в 3–4 раза.

Отношения Ni/Mg, Mn/Fe и Ca/Fe в оливине

Оливин разных групп глубинных включений из трахибазальтов вулкана влк. Карьерный отчетливо разделяется по диапазону 100Ni/Mg. Оливин реститов и пород, близких к примитивной мантии (группы 1 и 2), имеет узкий интервал значений 100Ni/Mg (1.0-1.2), оливин метасоматитов (группа 3) – расширенный интервал (0.6–1.4), а оливин пород магматического и смешанного (магматическо-метасоматического) генезиса (группы 4 и 5) – сравнительно низкие отношения 100Ni/Mg (0.4-0.7). На диаграмме 100Ni/Mg-100Mn/Fe (рис. 10а) наблюдаются смещение фигуративных полей перечисленных групп пород по ординате и их взаимное перекрытие по абсциссе. По отношению 100Mn/Fe различается оливин магматических пород (100Mn/Fe \approx 1.0) и оливин пород смешанного (магматическо-метасоматического) генезиса, показывающие тренд возрастания 100Mn/Fe в интервале 1.1–2.0. Оливин из местонахождения Тункинские гольцы 2 показывает тренд относительно точки породы этого местонахождения, близкой к примитивной мантии, с возрастанием 100Mn/Fe в интервале 1.0–1.4.

На диаграмме 100Ni/Mg–100Ca/Fe (см. рис. 10а) оливин пород, близких к примитивной мантии (группа 2), отличается от оливина реститов (группа 1) повышенным 100Ca/Fe. Оливин магматических пород (группа 4) имеет низкую величину 100Ca/Fe (0.4–0.5), а оливин пород смешанного (магматическо-метасоматического) генезиса (группа 5) – широкий диапазон этого отношения (0.3–1.8). Оливин из местонахождения Тункинские гольцы 2 образует узкий тренд от оливина пород, близких к примитивной мантии этого местонахождения, к оливину с 100Ca/Fe = 1.4.

ОБСУЖДЕНИЕ

По валовому составу глубинных включений из вулканитов Тункинской долины и содержаниям главных и примесных элементов оливина в изученной ассоциации различаются группы ксенолитов (реститов, пород, близких к составу примитивной мантии, и метасоматитов) и родственных пород (магматического и магматическометасоматического генезиса). Соответственно, ксенолиты рассматриваются как показатели процессов обеднения и обогащения литосферной части мантии и глубоких частей коры, а родственные породы служат показателем кристаллизации магматических расплавов на этих же уровнях.

Факторы, влияющие на содержание петрогенных и примесных элементов в оливине

По экспериментальным данным (Roeder, Emslie, 1970; Le Roux et al., 2011), коэффициенты распределения оливин/расплав для железа и магния изменяются от 0.30 до 0.35 и не зависят от температуры, поэтому состав оливина может использоваться для определения отношения магния к двухвалентному железу в расплаве, из которого он кристаллизовался. Следовательно, высокое содержание форстерита в мантийном оливине (>88%) свидетельствует о его магматическом происхождении, если высокомагнезиальные вкрапленники (фенокристаллы) находились в равновесии с высокомагнезиальным Оливин в позднекайнозойских вулканических породах Тункинской долины, Байкальская рифтовая зона 535 Olivine in Late Cenozoic volcanic rocks in the Tunka Valley, Baikal Rift Zone



Рис. 10. Диаграммы 100Ni/Mg–100Mn/Fe и 100Ni/Mg–100Ca/Fe для оливинов включений в трахибазальтах Тункинской долины (а, в) и вулканитах Витимского и Окинского плоскогорий (б, г).

Отношение 100Са/Fe на рис. "в" рассчитывалось по содержаниям Са, полученным методом лазерной абляции. Условные обозначения – см. рис. 6, 8 и 9. Области составов оливинов, кристаллизовавшихся в экспериментах по плавлению перидотитов и пироксенитов, показаны по (Sobolev et al., 2007).

Fig. 10. Diagrams of 100Ni/Mg vs. 100Mn/Fe and 100Ni/Mg vs. 100Ca/Fe for olivines of inclusions from trachybasalts of the Tunka Valley (a, B) and from volcanics of the Vitim and Oka plateaus (δ , r).

The ratio 100Ca/Fe was calculated using the concentration of Ca obtained by laser ablation as it was possible. Symbols are as in Figs 6, 8 and 9. Fields of olivine compositions of peridotitic and pyroxenitic sources are shown after (Sobolev et al., 2007).

расплавом (Sobolev et al., 2008). Содержание магния в оливине может возрасти вследствие влияния вмещающего расплава или воздействия диоксида углерода на оливин, находящийся в равновесии с хромшпинелью (Плечов и др., 2018).

В перидотите литосферной мантии около 90 % NiO концентрируется в оливине. Подобно магнию, никель как совместимый элемент обогащает мантийные реститы относительно недифференцированного состава мантии (De Hoog et al., 2010). Вхождение никеля в магматический оливин зависит не только от состава, но и от температуры кристаллизующегося расплава (Hart, Davis, 1978; Leeman, Lindstrom, 1978; Takahashi, 1978; Kinzler et al., 1990; Li, Ripley, 2010; Nishizawa et al., 2017; Jackson, Gibson, 2018). Высоконикелиевый оливин может кристаллизоваться в магматическом расплаве из пироксенитового источника (Sobolev et al.,

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021

2005, 2007; Staub et al., 2008; Herzberg et al., 2013; Nishizawa et al., 2017). Зависимость от состава расплава наблюдается по отношениям Mn/Fe и Zn/Fe в оливине и ортопироксене (Le Roux et al., 2011).

Вхождение Са в оливин, находящийся в равновесии с клинопироксеном, зависит от давления (Brey, Köhler, 1990; De Hoog et al., 2010). Использование Са-оливинового барометра требует, однако, прецизионных аналитических измерений Са в оливине и усложняется сильной зависимостью барометрических оценок от температуры (O'Reilly et al., 1997). Коэффициент распределения оливин/расплав для кальция существенно зависит от содержания H₂O в системе. При возрастании концентрации H₂O содержание CaO в оливине понижается. Зональные высокомагнезиальные (Мд# до 94), низкокальциевые (СаО до 0.2 мас. %, иногда до 0.05 мас. %) оливины были обнаружены в базальтах Камчатки (вулканы Шивелуч и Ключевской), Индонезии, Соломоновых островов (Kamenetsky et al., 2006; Gavrilenko et al., 2016) и ксенолитах из базальтов о-ва Джеймса Росса (Антарктический полуостров в Западной Антарктике) (Altunkaynak et al., 2019).

Сопоставление оливина глубинных включений из вулканитов Тункинской долины, Витимского и Окинского плоскогорий

По отношениям NiO–Fo, MnO–Fo и CaO–Fo оливин глубинных включений из вулканитов Витимского плоскогорья сопоставляется с оливином ксенолитов из вулканитов Тункинской долины (реститов, группы пород, близких к примитивной мантии, и метасоматитов). По сравнению с оливином глубинных включений из местонахождений четвертичных вулканов Витимского плоскогорья оливин из местонахождения Пикробазальтовый карьер среднемиоценовых вулканитов этой территории обнаруживает составы с пониженным Fo и характеризуется широкими вариациями NiO, MnO и CaO (см. рис. 9б, г, е).

Наиболее сильный контраст обнаруживается у оливина включений из четвертичного лавового потока местонахождения Джилинда, который имеет аномально высокое содержание NiO (0.7-0.8 мас. %) и пониженное MnO. В таком оливине содержание Fo несколько возрастает относительно оливина с содержанием NiO 0.3-0.4 мас. % этого же местонахождения. Соответственно, высоко- и умеренноникелиевые подгруппы оливина глубинных включений местонахождения Джилинда различаются между собой по отношению 100Ni/Mg (1.8–2.0 и 0.8–1.2). Высоконикелиевый состав оливина первой подгруппы свидетельствует о его кристаллизации из расплавов пироксенитового источника, умеренноникелиевый состав оливина второй подгруппы – о кристаллизации из перидотитового источника (см. рис. 10б).

Широкие вариации NiO и MnO в оливине глубинных включений из среднемиоценовых вулканитов (см. рис. 96, г) отражаются в широких диапазонах отношений 100Ni/Mg и 100Mn/Fe. Фигуративные поля оливина глубинных включений из четвертичных вулканитов сокращаются в области с повышенными значениями 100Ni/Mg и пониженными значениями 100Mn/Fe. Подобная тенденция смены состава наблюдалась при сопоставлении оливина базальта срединных океанических хребтов (MORB) и вулканитов, извергнутых сквозь тонкую литосферу, с оливином вулканитов, извергнутых сквозь толстую литосферу (Sobolev et al., 2007).

На Витимском плоскогорье ассоциация глубинных включений из среднемиоценовых пикробазальтов характеризовалась геотермой на 50-100°С ниже геотермы ассоциации глубинных включений из четвертичных базанитов (Ащепков, 1991). Микроэлементные характеристики и изотопные отношения Nd, Sr и Pb свидетельствуют о резких различиях источников четвертичных базанитов Витимского плоскогорья и более ранних базальтов и базанитов миоценового и плиоценового возраста (Chuvashova et al., 2017; Чувашова и др., 2017; Rasskazov et al., 2020). Между тем Sm-Nd изотопные определения по гранат-клинопироксенсеновым парам дают оценки возраста глубинных пород от 50 млн лет и моложе (Ionov et al., 1995), поэтому очевидно, что гранатовые парагенезисы глубинных включений были непосредственно связаны с образованием расплавной аномалии в мантии под Витимским плоскогорьем и находятся в родственных отношениях с вмещающими вулканитами. Для безгранатовых глубинных пород критерии для определения родственного или ксеногенного происхождения отсутствуют (Рассказов, Чувашова, 2018).

В отличие от оливина глубинных включений из вулканитов Витимского плоскогорья оливин и валовые составы ассоциации глубинных включений из трахибазальтов влк. Карьерный и других местонахождений содержат информацию о ее полигенетическом характере. Учитывая тренд снижения содержаний Ni и значений 100Ni/Mg в оливине магматических и магматическо-метасоматических включений влк. Карьерный, проявление низконикелиевого (с низким 100Ni/Mg) оливина в глубинных включениях из среднемиоценовых вулканитов Витимского плоскогорья можно также связать с его кристаллизацией из магматического расплава. Подобно возрастанию значений 100Mn/Fe в оливинах включений из трахибазальтов влк. Карьерный (см. рис. 10в), тренд повышения 100Mn/Fe выражен и в оливине глубинных включений из среднемиоценовых вулканитов Витимского плоскогорья при низком значении 100Ni/Mg, но с отчетливо выраженным трендом снижения значений 100Ca/Fe и 100Ni/Mg, направленным к группе магматического оливина (см. рис. 10г). Низкая величина 100Са/Fe может быть следствием преобладания в магматическом флюиде H_2O , а повышение этого отношения означает увеличение роли CO_2 (Gavrilenko et al., 2016).

Оливин глубинных включений из вулканитов Окинского плоскогорья по содержаниям петрогенных и примесных элементов в оливине и соотношениям 100Ni/Mg–100Mn/Fe хорошо сопоставляется с оливином группы реститовых включений из вулканитов Тункинской долины (см. рис. 9, 10).

Оливиновый тренд обеднения ксеногенного материала

На диаграмме Cr# = 100Cr/(Cr + Al) хромшпинели и Mg# = Mg/(Mg + Fe) оливина (рис. 11а) хромшпинель ксенолитов, близких к примитивной мантии, показывает в основном значения Cr# \approx 10 (местонахождение Козья Шейка). Фигуративные точки минералов реститовых ксенолитов смещаются относительно этих составов вдоль направления ОШММ (оливин-шпинелевый мантийный массив (Arai, 1994)). Значения Cr# в хромшпинели повышаются с увеличением степени частичного плавления. В реститах из трахибазальтов влк. Карьерный кристаллы хромшпинели перекристаллизовываются с увеличением в размерах (до первых мм) при диапазоне Cr# = 23–53 (степень частичного плавления 10–26%). В хромшпинели ксенолитов из вулканических пород Витимского и Окинского плоскогорий этот показатель ниже (соответственно Cr# < 35 и < 23, степень частичного плавления < 16 и < 12%) (рис. 11б). Хромшпинель из глубинных включений магматического генезиса характеризуется низкохромистым составом (Cr# \approx 10 и менее).

На диаграмме модального состава и его магнезиальности (рис. 12) ксенолиты, близкие к примитивной мантии (влк. Карьерный и Тункинские гольцы 2) находятся в начале тренда фанерозойских перидотитов, а ксенолиты группы реститов занимают центральную часть тренда фанерозойских перидотитов. Магнезиальность оливина в реститах возрастает при частичном плавлении и удалении выплавок из недифференцированного мантийного материала. Слабое снижение Mg# оливина реститов с повышением роли этого минерала свидетельствует об их умеренном обеднении относительно состава примитивной мантии, не достигающем обеднения, свойственного океаническим перидотитам.

Соответствие оливинового тренда реститов кривой истощения фанерозойского океанического перидотита предполагает частичное плавление литосферного материала Хамардабанского террейна, аккретированного к раннедокембрийскому фундаменту Сибирского палеоконтинента. Ксенолиты



Рис. 11. Диаграмма Cr# (100Cr/(Cr + Al)) шпинели–Mg# (100Mg/(Mg + Fe)) оливина для включений из трахибазальтов и базанитов Тункинской долины (а) в сопоставлении с глубинными включениями из вулканитов Окинского и Витимского плоскогорий (б).

Условные обозначения – см. рис. 6, 8 и 9. ОШММ – оливин-шпинелевый мантийный массив со шкалой степени частичного плавления реститов (Arai, 1994).

Fig. 11. Diagram of Cr# 100Cr/(Cr + Al)) spinel vs. Mg# (100Mg/(Mg + Fe)) olivine for inclusions from trachybasalts of the Tunka Valley (a) in comparison with deep-seated inclusions from volcanics of the Oka and Vitim plateaus (δ). Symbols of groups are as in Figs 6, 8 and 9. OIIIMM – olivine-spinel mantle massif (Arai, 1994).

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021



Рис. 12. Соотношение магнезиальности оливина Mg# (100Mg/(Mg + Fe)) и его модального содержания в глубинных ксенолитах групп 1 и 2.

Возрастание Mg# оливина от пиролита до океанического перидотита (черная стрелка) показано по (Boyd, 1989), области составов архейских, протерозойских и фанерозойских лерцолитов – по (Griffin et al., 1998). Условные обозначения – см. рис. 6.

Fig. 12. Mg# ratio of olivine Mg# (100Mg/(Mg + Fe)) and its modal content in deep xenoliths of the groups 1 and 2.

The increase in Mg# of olivine from pyrolite to oceanic peridotite (black arrow) is shown after (Boyd, 1989), areas of composition of Archean, Proterozoic and Phanerozoic lherzolites – according to (Griffin et al., 1998). Symbols of groups are as in Fig. 6.

реститового типа характеризуют слабо обедненную литосферную мантию в корневой части Слюдянского метаморфического субтеррейна. По возрасту синколлизионных гранитов время аккреции определяется началом палеозоя – около 488 млн лет назад (Котов и др., 1997).

Оценка *РТ* параметров вынесенного кристаллического материала

Для глубинных включений из вулканитов Тункинской долины характерен парагенезис оливина, шпинели и плагиоклаза. Ассоциация глубинных включений относится к переходу от шпинельпироксеновой к оливин-плагиоклазовой фации перидотитов в отличие от включений из вулканитов Витимского и Окинского плоскогорий более глубинного перехода от гранатовой к шпинельпироксеновой фации.

По отсутствию гранатсодержащих пород глубина кристаллического материала из вулканитов Тункинской долины ограничивается гранатшпинелевым переходом. По экспериментальным данным в системе CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ (CMAS) этот переход определен ниже солидуса в диапазонах давлений 1.8-2.0 ГПа при температуре 1200°С и в более высоком диапазоне 2.6-2.7 ГПа при температуре 1500°С (интервал глубин 60-85 км). В Сгсодержащей системе шпинель сосуществует с гранатом. Повышение концентрации Cr сдвигает реакцию образования граната в сторону более высоких давлений. Присутствие Fe²⁺ оказывает противоположный эффект (Klemme, O'Neill, 2000; Klemme, 2004). Подобные соотношения между гранатом и шпинелью были определены в экспериментах с обогащенными и обедненными перидотитами (Robinson, Wood, 1998).

В ассоциации глубинных включений из трахибазальтов влк. Карьерный наиболее широкие барометрические оценки дают группы реститов и метасоматитов. При температурном интервале 870–1037°С по двупироксеновому геотермоОливин в позднекайнозойских вулканических породах Тункинской долины, Байкальская рифтовая зона 539 Olivine in Late Cenozoic volcanic rocks in the Tunka Valley, Baikal Rift Zone

метру (Brey, Köhler, 1990) и клинопироксеновому геобарометру (Ashchepkov et al., 2017) получается интервал давлений 1.0-2.4 ГПа. По оливинклинопироксеновому геобарометру (Köhler, Brey, 1990) рассчитывается более широкий интервал давления (0.24-3.1 ГПа). Содержание Са в оливине имеет обратную зависимость от давления. Высокие содержания этого примесного элемента определены в оливине методом LA-ICP-MS с малой погрешностью (не более 10%), поэтому минимальная оценка давления 0.24 ГПа принимается как соответствующая геологическим условиям. Низкие содержания Са фиксируются в оливине с большей погрешностью, что может приводить к некоторым искажениям результатов расчетов относительно истинных значений максимального давления.

На рис. 13 глубинные включения из трахибазальтов влк. Карьерный делятся по давлению на пять групп. Группы 1 и 2 находятся в безгранатовой области. При максимальной температурной оценке 1037°С гранат должен появиться в перидотитовом парагенезисе при давлении выше 1.5 ГПа. Его отсутствие в составе глубинных включений групп 3–5 требует объяснений.

Предполагая образование пород глубинных включений в корневой части Слюдянской коллизионной зоны, нужно отметить, с одной стороны, факт проявления избыточного давления в коре, отраженного в зональном метаморфизме (см. рис. 2), с другой стороны, факт распространения глубинных включений со структурами распада твердого раствора пироксенов и наличие в некке влк. Сухой пегматоидных вебстеритовых и ортопироксенитовых включений с ярко выраженными структурами распада. Гомогенные пироксеновые фазы кристаллизовались в интервале 1350-1450°С (Рассказов и др., 1994). Следовательно, корневая часть зоны коллизии испытывала избыточное давление и разогрев. В шпинель-пироксеновой фации перидотитов могло проявиться избыточное давление с нарушением в породах соотношений Са в оливине и клинопироксене, но в условиях разогрева области избыточных давлений гранат не кристаллизовался.

В интервале давлений до 1.5 ГПа глубинные включения групп 1 и 2 (см. рис. 13) характеризуют литостатическое давление. В этом интервале находятся ксенолиты, близкие к составу примитивной мантии, а также породы магматического и смешанного (магматическо-метасоматического) генезиса. Значения P = 1.5-3.1 ГПа рассчитываются для пород, подверженных избыточному давлению. Наблюдается разделение по диапазонам содержания СаО и давления на интервалы реститов со слабым и сильным возрастанием избыточного давления (соответственно CaO = 0.04-0.05 и ≈ 0.02 мас. %, P = 1.5-2.1 и ≈ 3.1 ГПа) с обособлением промежуточного интервала метасоматитов (CaO < 0.04мас. %, P = 2.1-2.8 ГПа). В таком разделении от-



Рис. 13. Диаграмма СаО в оливине–давление (*P*) для глубинных включений из трахибазальтов влк. Карьерный.

Условные обозначения – см. рис. 6, 8 и 9. Содержания СаО в оливине определены методом LA-ICP-MS, давление рассчитано по *Ca-Ol/Cpx* геобарометру (Köhler, Brey, 1990). Цифры в кружках от 1 до 5 обозначают выборки глубинных включений по давлениям. Группы 3–5 по давлению соответствуют области граната, но гранат в минеральном парагенезисе отсутствует.

Fig. 13. CaO in olivine versus pressure (*P*) diagram for deep-seated inclusions from trachybasalts of the Kar'erny volcano.

Symbols are as in Figs 6, 8 and 9. Calcium concentrations were determined in olivine by the LA-ICP-MS method. Pressure was calculated using the *Ca-Ol/Cpx* geobarometer (Köhler, Brey, 1990). Numbers in circles from 1 to 5 denote pressure grouping of deep-seated inclusions. Groups 3-5 correspond in pressure to the garnet field, but garnet is absent in the mineral paragenesis.

разился аномальный эффект углекислого флюида, повлиявший на распределение CaO между оливином и клинопироксеном подобно тому, как это отмечалось в работе (Gavrilenko et al., 2016).

Сопоставление *РТ* параметров глубинных включений и метаморфических пород фундамента

Максимальный метаморфизм гранулитовой фации Слюдянского кристаллического комплекса (давление 0.9 ГПа и температура 800°С (Васильев и др., 1981)) близок к переходу от шпинельпироксеновой к оливин-плагиоклазовой фации перидотитов (≈1.0–1.1 ГПа (Koga et al., 1999)). В обстановке коллизионного взаимодействия Хамардабанского террейна с фундаментом Сибирского палеоконтинента плагиоклазсодержащие перидотиты выдвигались из мантии в земную кору в виде протрузий. Небольшие разрозненные гипербазитовые тела реститового типа находятся в местах выхода метаморфических пород Слюдянского кристаллического комплекса на Еловском отроге и распространены в подобных метаморфических породах о-ва Ольхон и Приольхонья (Павленко, 1983; Грудинин, Меньшагин, 1987; Мехоношин и др., 2013; Мехоношин, Колотилина, 2019).

РТ параметры глубинных включений из вулканитов, полученные по минералогическим геотермометрам и геобарометрам, частично перекрываются с РТ параметрами метаморфических пород, обнаженных на земной поверхности. Для обр. BS-16-73 (с фассаитом) рассчитаны температура 550°С (двупироксеновый геотермометр (Brey, Köhler, 1990) и давление около 0.46 ГПа (клинопироксеновый геобарометр (Ashchepkov et al., 2017)). С использованием содержания кальция в оливине, полученного LA-ICP-MS, по *Ca-Ol/Cpx* барометру (Köhler, Brey, 1990), для обр. BS-16-9 и BS-16-116 рассчитано еще более низкое давление (0.29 и 0.36 ГПа соответственно).

В ассоциации кристаллических включений из вулканитов Тункинской долины получаются реалистичные оценки условий литосферной части верхней мантии и нижней-средней части земной коры, характеризующие корневую область раннепалеозойской коллизионной зоны, активизированной в кайнозое.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты изучения состава ассоциации глубинных включений из трахибазальтов влк. Карьерный и других местонахождений Тункинской долины показали ее отчетливое разделение на следующие группы: 1) истощенных реститов, 2) пород, близких к примитивному составу мантии, 3) пород метасоматического генезиса, 4) пород магматического и 5) пород смешанного (метасоматическомагматического) генезиса. Группирование по валовому составу пород согласуется с группированием породообразующего оливина по петрогенным и примесным элементам.

Распространение плагиоклаза в породах этой ассоциации глубинных включений и низкие оценки давлений по минеральным геобарометрам (до 0.28 ГПа) свидетельствуют о выносе расплавами пород с малых глубин литосферной мантии и земной коры, характеризующих область перехода от шпинельпироксеновой к оливин-плагиоклазовой фации перидотитов. Оценки давлений глубинных включений частично совпадают с оценками давления обнаженных на земной поверхности пород Слюдянского кристаллического комплекса, образовавшегося в результате раннепалеозойской аккреции Хамардабанского террейна к краю Сибирского палеоконтинента. Глубинные включения характеризуют избыточные давления и аномально высокие температуры пород в корневой части этого метаморфического комплекса.

Полигенетическая малоглубинная специфика включений из вулканитов Тункинской долины подчеркивается при сравнительном анализе их валового состава (и входящего в них оливина) с валовым составом глубинных включений (и породообразующего оливина) из вулканитов Витимского и Окинского плоскогорий, представляющих собой ассоциацию пород более глубинного перехода от шпинельпироксеновой к гранатовой фации перидотитов.

Благодарности

Авторы благодарят Л.Ф. Суворову за микрозондовые исследования минералов и Н.В. Брянского за определение микроэлементов в оливине методом LA–ICP–MS, Н.Ю. Цареву, Г.В. Бондареву и Н.Г. Колтунову – за определения содержаний петрогенных оксидов в породах методом "мокрой химии", С.С. Брандта и М.М. Самойленко – за измерения радиогенного аргона и калия в трахибазальте влк. Карьерный, Т.В. Калашниковой (ИГХ СО РАН) – за консультации в описании шлифов. Мы также благодарны рецензенту за конструктивные замечания по рукописи, способствовавшие ее улучшению.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аило Ю., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. (2019) Соотношения пород примитивной мантии, реститов и метасоматитов во включениях базанитов вулкана Карьерный (Западное Прибайкалье). Изв. Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле, **29**, 3-23. doi: 10.26516/2073-3402.2019.29.3
- Аль Хамуд А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Трегуб Т.Ф., Волков М.А., Кулагина Н.В., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц. (2019) Временные вариации состава кайнозойских отложений на Танхойской тектонической ступени Южного Байкала. Изв. Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле, **30**, 108-129. doi: 10.26516/2073-3402.2019.30.108
- Ащепков И.В. (1991) Глубинные ксенолиты Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 160 с.
- Ащепков И.В., Травин А.В., Сапрыкин А.И., Андре Л., Герасимов П.А., Хмельникова О.С. (2003) О возрасте ксенолитсодержащих базальтов и мантийной эволюции в Байкальской рифтовой зоне. *Геология и геофи* зика, **44**(11), 1162-1190.
- Беличенко В.Г. (1985) Палеотектоническое районирование палеозоид юго-восточной части Восточного Саяна, Западного Хамар-Дабана и Прихубсугулья. *Гео*логия и геофизика, **26**(5), 11-20.
- Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Макрыгина В.А., Бараш И.Г. (2006) Террейны Байкал-Хубсугульского фрагмента Центрально-Азиатского подвижного пояса палезоид. Состояние проблемы. *Геодинамическая* эволюция литосферы Центрально-азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 1, 37-40.
- Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Вишняков В.Н., Некрасова Е.А. (1981) Слюдянский кристаллический комплекс. Новосибирск: Наука, 197 с.

Оливин в позднекайнозойских вулканических породах Тункинской долины, Байкальская рифтовая зона 541 Olivine in Late Cenozoic volcanic rocks in the Tunka Valley, Baikal Rift Zone

- Волянюк Н.Я., Семенова В.Г. (1975а) О находке глиноземистых ультраосновных включений в базальтах Байкальской рифтовой зоны. Докл. АН СССР, **222**(5), 1186-1189.
- Волянюк Н.Я., Семенова В.Г. (19756) О находке трахибазальтов с ультраосновными включениями в Слюдянском районе. Докл. АН СССР, **223**(1), 199-202.
- Волянюк Н.Я., Семенова В.Г., Елизарьева Т.И., Бондарева Г.В. (1976) Включения пиропового и пиропшпинелевого лерцолита из базанитов Витимского плоскогорья. Докл. АН СССР, **228**(3), 693-696.
- Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В. (1987) Ультрабазитбазитовые ассоциации раннего докембрия. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-е, 161 с.
- Киселёв А.И., Медведев М.Е., Головко Г.А. (1979) Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука, 197 с.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Резницкий Л.З., Васильев Е.П., Бережная Н.Г. (1997) О возрасте метаморфизма Слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов. *Петрология*, **5**(4), 380-393.
- Крёнер А., Хенсон Г.Н., Гудвен А.М. (1987) Геохимия архея. М.: Мир, 315 с.
- Логачев Н.А. (1974) Саяно-Байкальское и Становое нагорья. *Нагорья Прибайкалья и Забайкалья*. М.: Наука, 16-162.
- Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б., Михеев Е.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Хлестов В.В., Хромых С.В. (2013) Реститовые гипербазиты в коллизионной системе ранних каледонид западного Прибайкалья. *Геология и геофизика*, **54**(10), 1562-1582.
- Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. (2019) Массив губы Базарной (Ольхонские ворота): Путеводитель экскурсии. Иркутск: ИЗК СО РАН. Препринт, 36 с.
- Павленко Э.Ф. (1983) Особенности структурного положения гипербазитов Приольхонья (Западное Прибайкалье). *Геология и геофизика*, **1**(5), 8-14.
- Плечов П.Ю., Щербаков В.Д., Некрылов Н.А. (2018) Экстремально магнезиальный оливин в магматических породах. *Геология и геофизика*, **59**(12), 2129-2167. doi:10.15372/GiG20181212
- Рассказов С.В. (1985) Базальтоиды Удокана (Байкальская рифтовая зона). Новосибирск: Наука, 142 с.
- Рассказов С.В. (1993) Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: ВО Наука. Сиб. издат. фирма, 288 с.
- Рассказов С.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И. (1989а) Ксенолиты скарноподобных клинопироксенитов из базальтов Тункинской впадины Байкальской рифтовой зоны. *Геология и геофизика*, **30**(7), 54-61.
- Рассказов С.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И. (1989б) К минералогии амфиболсодержащих глубинных включений из базальтов Тункинской впадины Байкальской рифтовой зоны. *Зап. ВМО*, **118**(4), 56-64.
- Рассказов С.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И. (1992) Минералы глубинных включений из разновозрастных базальтов Тункинской впадины. Прикладная минералогия Восточной Сибири. Иркутск: Изд-во Иркутск. ун-та, 153-168.
- Рассказов С.В., Иванов А.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И. (1994) Состав ортопироксенов и типизация

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021

глубинных включений из лав Верхне-Окинского и Тункинского сегментов Байкальской рифтовой системы. Докл. АН, **338**(5), 649-654.

- Рассказов С.В., Иванов А.В., Демонтерова Е.И. (2000а) Глубинные включения из базанитов Зун-Мурина (Тункинская рифтовая долина, Прибайкалье). Геология и геофизика, **41**(1), 100-110.
- Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. (2000б) Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 288 с.
- Рассказов С.В., Саньков В.А., Ружич В.В., Смекалин О.П. (2010) Кайнозойский континентальный рифтогенез: Путеводитель геологической экскурсии в Тункинскую рифтовую долину. Иркутск: ИЗК СО РАН, 40 с.
- Рассказов С.В., Чувашова И.С. (2018) Вулканизм и транстенсия на северо-востоке Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Гео, 384 с. doi: 10.21782/ В978-5-6041446-3-3
- Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Михеева Е.А., Снопков С.В. (2013) Култукский вулкан: пространственно-временная смена магматических источников на западном окончании Южно-Байкальской впадины в интервале 18–12 млн лет назад. *Геодинамика и тектонофизика*, **4**(2), 135-168. doi:10.5800/GT2013420095.
- Флоренсов Н.А. (1960) Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 258 с.
- Чувашова И.С., Рассказов С.В. (2014) Источники магматизма в мантии эволюционирующей Земли. Иркутск: Изд. ИГУ, 291 с.
- Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Руднева Н.А. (2017) Активизация и прекращение позднекайнозойского растяжения в литосфере краевой части Байкальской рифтовой зоны: смена источников вулканизма на Витимском плоскогорье. Вулканология и сейсмология, **11**(1), 28-62. doi: 10.7868/ S020303061606002X
- Шафеев А.А. (1970) Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М.: Наука, 177 с.
- Altunkaynak Ş., Ünal A., Howarth G.H., Aldanmaz E., Nývlt D. (2019) The origin of low-Ca olivine from ultramafic xenoliths and host basaltic lavas in a back-arc setting, James Ross Island, Antarctic Peninsula. *Lithos*, 342-343, 276-287. doi: 10.1016/j.lithos.2019.05.039
- Arai S. (1994) Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation. *Chem. Geol.*, **113**, 191-204. doi: 10.1016/0009-2541(94)90066-3
- Ashchepkov I.V., Litasov Yu.D., Dobretsov N.L. (1994) Pyroxenites and composite garnet peridotite xenoliths from picrite-basalt, Vitim plateau (Trans Baikal): Implications for termobarometry and mantle reconstruction. *Kimberlite, related rocks and mantle xenoliths.* Proc. 5th Int. Kimb. Conf. V. I/A. Rio de Janeiro, Brasil, 455-466.
- Ashchepkov I.V., Ntaflos T., Logvinova A.M., Spetsius Z.V., Downes H., Vladykin N.V. (2017) Monomineral universal clinopyroxene and garnet barometers for peridotitic, eclogitic and basaltic systems. *Geosci. Front.*, 8, 775-795. doi: 10.1016/j.gsf.2016.06.012
- Boyd F.R. (1989) Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 96, 15-26.

- Brey G.P., Köhler T. (1990) Geothermobarometry in fourphase lherzolites II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. J. Petrol., 31, 1353-1378. doi:10.1093/petrology/31.6.1353
- Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A. (2017) Mid-Miocene thermal impact on the lithosphere by sublithospheric convective mantle material: Transition from high- to moderate-Mg magmatism beneath Vitim Plateau, Siberia. *Geosci. Front.*, 8, 753-774. doi:10.1016/j. gsf.2016.05.011
- De Hoog J.C.M., Gall L., Cornell D.H. (2010) Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry. *Chem. Geol.*, 270, 196-215. doi:10.1016/j.chemgeo.2009.11.017
- Foley S.F., Prelevic D., Rehfeldt, T., Jacob D.E. (2013) Minor and trace elements in olivines as probes into early igneous and mantle melting processes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 363, 181-191. doi: 10.1016/j.epsl.2012.11.025
- Gavrilenko M., Herzberg C., Vidito C., Carr M.J., Tenner T., Ozerov A. (2016) A calciumin-olivine geohygrometer and its application to subduction zone magmatism. *J. Petrol.*, **57**(9), 1811-1832. doi: 10.1093/petrology/egw062
- Glaser S.M., Foley S.F., Günther D. (1999) Trace element compositions of minerals in garnet and spinel peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Transbaikalia, eastern Siberia. *Lithos*, 48, 263-285. doi: 10.1016/S0024-4937(99)00032-8
- Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Ryan C.G., Gaul O., Ionov D.A. (1998) Secular variation in the composition of subcontinental lithospheric mantle: geophysical and geodynamic implications. *Geodynam. Ser.*, 26, 1-26.
- Hart S.R., Davis K.E. (1978) Nickel partitioning between olivine and silicate melt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **40**(2), 203-219.
- Herzberg C. (2011) Basalts as temperature probes of Earth's mantle. *Geology*, **39**(12), 1179-1180.
- Herzberg C., Asimow P.D., Ionov D.A., Vidito C., Jackson M.G., Geist D. (2013) Nickel and helium evidence for melt above the core-mantle boundary. *Nature*, 493, 393-397. doi:10.1038/nature11771
- Howarth G.H., Harris C. (2017) Discriminating between pyroxenite and peridotite sources for continental flood basalts (CFB) in southern Africa using olivine chemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **475**, 143-151. doi: 10.1016/j.epsl.2017.07.043
- Ionov D.A., O'Reilly S.Y., Ashchepkov I.V. (1995) Feldspar-bearing lherzolite xenoliths in alkali basalts from Khamar-Daban, southern Baikal region, Russia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **122**, 174-190. doi: 10.1007/ s004100050120
- Jackson C.G., Gibson S.A. (2018) Preservation of systematic Ni and Cr heterogeneity in otherwise homogeneous mantle olivine: Implications for timescales of post-metasomatism re-equilibration. *Lithos*, **318-319**, 448-463. doi. org/10.1016/j.lithos.2018.08.026
- Kamenetsky V.S., Elburg M., Arculus R., Thomas R. (2006) Magmatic origin of low-Ca olivine in subduction-related magmas: co-existence of contrasting magmas. *Chem. Ge*ol., 233, 346-357. doi: 10.1016/j.chemgeo.2006.03.010
- Kinzler R.J., Grove T.L., Recca S.I. (1990) An experimental study on the effect of temperature and melt composition on the partitioning of nickel between olivine and silicate melt. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 1255-1265. doi:10.1016/0016-7037(90)90151-A

- Klemme S. (2004) The influence of Cr on the garnet-spinel transition in the Earth's mantle: experiments in the system MgO–Cr₂O₃–SiO₂ and thermodynamic modeling. *Lithos*, **77**, 639-646. doi: 10.1016/j.lithos.2004.03.017
- Klemme S., O'Neill H.St.C. (2000) The near-solidus transition from garnet lherzolite to spinel lherzolite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **138**, 237-248. doi: 10.1007/ s004100050560
- Koga K.T., Shimizu N., Grove T.L. (1999) Disequilibrium trace element redistribution during garnet to spinel facies transformation. *Proceedings of the VII International Kimberlite Conference*. (Eds J. Gurney John, L. Gurney James, D. Pascoe Michelle, and H. Richardson Stephen). Red Roof Designs, Cape Town, 1, 444-451.
- Köhler T., Brey G.P. (1990) Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as a geothermobarometer for natural peridotites from 2 to 60 kb with applications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 2375-2388. doi:10.1016/0016-7037(90)90226-B
- Lambart S., Laporte, D., Schiano P. (2013) Markers of the pyroxenite contribution in the major-element compositions of oceanic basalts: review of the experimental constraints. *Lithos*, **160**, 14–36.
- Leeman W.P., Lindstrom D.J. (1978) Partitioning of Ni²⁺ between basaltic and synthetic melts and olivines: an experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 801-806. doi:10.1016/0016-7037(78)90094-7
- Le Roux V., Dasgupta R., Lee C.T. (2011) Mineralogical heterogeneities in the Earth's mantle: constraints from Mn, Co, Ni and Zn partitioning during partial melting. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **307**(3-4), 395-408. doi: 10.1016/j.epsl.2011.05.014
- Li C., Ripley E.M. (2010) The relative effects of composition and temperature on olivine-liquid Ni partitioning: Statistical deconvolution and implications for petrologic modeling. *Chem. Geol.*, **275**, 99-104. doi:10.1016/j. chemgeo.2010.05.001
- Litasov K., Taniguchi H. (2002) Mantle evolution beneath the Baikal Rift. CNEAS Monograph Series No. 5. Sendai: Center for Northeast Asian Studies Tohoku University, 221 p.
- Nishizawa T., Nakamura H., Churikova T., Gordeychik B., Ishizuka O., Haraguchi S., Miyazaki T., Stefanov B., Chang Q., Hamada M., Kimura J-I., Ueki K., Toyama C., Nakao A., Iwamori H. (2017) Genesis of ultra-high-Ni olivine in high-Mg andesite lava triggered by seamount subduction. *Sci. Rep.*, 7, 1-11. doi:10.1038/s41598-017-10276-3
- O'Reilly S.Y., Chen D., Griffin W.L., Ryan C.G. (1997) Minor elements in olivine from spinel lherzolite xenoliths: implications for thermobarometry. *Mineral. Magaz.*, **61**, 257-269. doi: 10.1180/minmag.1997.061.405.09
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V. (2020) Mantle evolution of Asia inferred from Pb isotopic signatures of sources for late Phanerozoic volcanic rocks. *Minerals*, **10**(9), 739. doi: 10.3390/ min10090739
- Robinson J.A.C., Wood B.J. (1998) The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 164, 277-284. doi: 10.1016/S0012-821X(98)00213-1
- Roeder P.L., Emslie R.F. (1970) Olivine-liquid equilibrium. Contrib. Mineral. Petrol., 29, 275-289.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogo-

ЛИТОСФЕРА том 21 № 4 2021

Оливин в позднекайнозойских вулканических породах Тункинской долины, Байкальская рифтовая зона 543 Olivine in Late Cenozoic volcanic rocks in the Tunka Valley, Baikal Rift Zone

sian I.K. (2005) An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature*, **434**, 590-597. doi:10.1038/nature03411

- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V., Yaxley G.M., Arndt N.T., Chung S.L., Danyushevsky L.V., Elliott T., Frey F.A., Garcia M.O. (2007) The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. *Science*, **316**, 412-417. doi: 10.1126/science.1138113
- Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Pokhilenko N.P., Kuzmin D.V., Sobolev A.V. (2008) Olivine inclusions in Siberian diamonds: high-precision approach to minor elements. *Europ. J. Mineral.*, **20**, 305-315. doi: 10.1127/0935-1221/2008/0020-1829
- Straub S.M., LaGatta A.B., Martin-Del Pozzo A.B., Langmuir C.H. (2008) Evidence from high-Ni olivines for a hybridized peridotite/pyroxenite source for orogenic andesites from the central Mexican Volcanic Belt. *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 9(3), Q03007, doi:10.1029/2007/ GC001583
- Streckeisen A. (1973) Plutonic Rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, 18(10), 26-30.
- Takahashi E. (1978) Partitioning of Ni²⁺, Co²⁺, Fe²⁺, Mn²⁺ and Mg²⁺ between olivine and silicate melts: compositional dependence of partition coefficient. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 1829-1844. doi:10.1016/0016-7037(78)90238-7

REFERENCES

- Ailow Y., Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A. (2019) Relationship between rocks of primitive mantle, restites, and metasomatites in inclusions from basanites of the Kar'erny volcano (Western Pribaikal). *Izv. Irkutsk. un-ta. Ser. Nauki o Zemle*, **29**, 3-23. (In Russ.) doi: 10.26516/2073-3402.2019.29.3
- Al Khamud A., Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Tregub T.F., Volkov M.A., Kulagina N.V., Kolomiets V.L., Budaev R.Ts. (2019) Temporal Compositional Variations of Cenozoic Sediments on the Tankhoi Tectonic Step, the Southern Baikal. *Izv. Irkutsk. un-ta. Ser. Nauki o Zemle*, **30**, 108-129. (In Russ.) doi: 10.26516/2073-3402.2019.30.108
- Altunkaynak Ş., Unal A., Howarth G.H., Aldanmaz E., Nývlt D. (2019) The origin of low-Ca olivine from ultramafic xenoliths and host basaltic lavas in a back-arc setting, James Ross Island, Antarctic Peninsula. *Lithos*, 342-343, 276-287. doi: 10.1016/j.lithos.2019.05.039
- Arai S. (1994) Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation. *Chem. Geol.*, **113**, 191-204. doi: 10.1016/0009-2541(94)90066-3
- Ashchepkov I.V. (1991) Deep xenoliths of the Baikal rift. Novosibirsk, Nauka Publ., 160 p. (In Russ.)
- Ashchepkov I.V., Ntaflos T., Logvinova A.M., Spetsius Z.V., Downes H., Vladykin N.V. (2017) Monomineral universal clinopyroxene and garnet barometers for peridotitic, eclogitic and basaltic systems. *Geosci. Front.*, 8, 775-795. doi: 10.1016/j.gsf.2016.06.012
- Ashchepkov I.V., Travin A.V., Saprykin A.I., Andre L., Gerasimov P.A., Khmel'nikova O.S. (2003) Age of xenolith-bearing basalts and mantle evolution in the Baikal rift zone. *Russ. Geol. Geophys.*, 44, 1121-1149 (translated from *Geol. Geofiz.*, 44(11), 1162-1190).

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021

- Belichenko V.G. (1985) Paleotectonic zoning of paleozoids of the southeastern part of the East Sayan, West Khamar-Daban and Prikhubsugulie. *Geol. Geofiz.*, **26**(5), 11-20. (In Russ.)
- Belichenko V.G., Reznitskii L.Z., Makrygina V.A., Barash I.G. (2006) Terranes of the Baikal-Khubsugul fragment of the Central Asian mobile belt of Paleozoides. The state of the problem. *Geodynamic evolution of the lithosphere in the Central Asian mobile belt (from the ocean to the continent)*. Irkutsk, Institute of the Earth's crust SB RAS, 1, 37-40. (In Russ.)
- Boyd F.R. (1989) Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **96**, 15-26.
- Brey G.P., Köhler T. (1990) Geothermobarometry in fourphase lherzolites II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. J. Petrol., 31, 1353-1378. doi:10.1093/petrology/31.6.1353
- Chuvashova I.S., Rasskazov S.V. (2014) Sources of magmatism in the mantle of the evolving Earth. Irkutsk, Irkutsk State Univ. Publ., 291 p. (In Russ.)
- Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A. (2017) Mid-Miocene thermal impact on the lithosphere by sublithospheric convective mantle material: Transition from high- to moderate-Mg magmatism beneath Vitim Plateau, Siberia. *Geosci. Front.*, 8, 753-774. doi:10.1016/j. gsf.2016.05.011
- Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Rudneva N.A. (2017) The activation and cessation of Late Cenozoic extension in the lithosphere at the margin of the Baikal Rift Zone: Alternating sources of volcanism in the Vitim Upland. J. Volcanol. Seismol., 11(1), 43-77 (translated from Volkanolog. Seismol., 11(1), 28-62). doi: 10.1134/S0742046316060026
- De Hoog J.C.M., Gall L., Cornell D.H. (2010) Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry. *Chem. Geol.*, 270, 196-215. doi:10.1016/j.chemgeo.2009.11.017
- Florensov N.A. (1960) Mesozoic and Cenozoic basins of the Baikal region. Moscow; Leningrad, Publishing House of the Academy of Sciences of the SSSR, 258 p. (In Russ.)
- Foley S.F., Prelevic D., Rehfeldt T., Jacob D.E. (2013) Minor and trace elements in olivines as probes into early igneous and mantle melting processes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 363, 181-191. doi: 10.1016/j.epsl.2012.11.025
- Gavrilenko M., Herzberg C., Vidito C., Carr M.J., Tenner T., Ozerov A. (2016) A calciumin-olivine geohygrometer and its application to subduction zone magmatism. *J. Petrol.*, **57**, 1811-1832. doi: 10.1093/petrology/egw062
- Glaser S.M., Foley S.F., Günther D. (1999) Trace element compositions of minerals in garnet and spinel peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Transbaikalia, eastern Siberia. *Lithos*, 48, 263-285. doi: 10.1016/S0024-4937(99)00032-8
- Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Ryan C.G., Gaul O., Ionov D.A. (1998) Secular variation in the composition of subcontinental lithospheric mantle: geophysical and geodynamic implications. *Geodynam. Ser.*, 26, 1-26.
- Grudinin M.I., Menshagin Yu.V. (1987) Ultramafic-mafic associations of the Early Precambrian. Novosibirsk, Nauka Publ., Sib. branch, 161 p. (In Russ.)
- Hart S.R., Davis K.E. (1978) Nickel partitioning between olivine and silicate melt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **40**(2), 203-219.

- Herzberg C., Asimow P.D., Ionov D.A., Vidito C., Jackson M.G., Geist D. (2013) Nickel and helium evidence for melt above the core-mantle boundary. *Nature*, 493, 393-397. doi:10.1038/nature11771
- Howarth G.H., Harris C. (2017) Discriminating between pyroxenite and peridotite sources for continental flood basalts (CFB) in southern Africa using olivine chemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **475**, 143-151. doi: 10.1016/j.epsl.2017.07.043
- Ionov D.A., O'Reilly S.Y., Ashchepkov I.V. (1995) Feldspar-bearing lherzolite xenoliths in alkali basalts from Hamar-Daban, southern Baikal region, Russia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **122**, 174-190. doi: 10.1007/ s004100050120
- Jackson C.G., Gibson S.A. (2018) Preservation of systematic Ni and Cr heterogeneity in otherwise homogeneous mantle olivine: Implications for timescales of post-metasomatism re-equilibration. *Lithos*, 318-31, 448-463. doi. org/10.1016/j.lithos.2018.08.026
- Kamenetsky V.S., Elburg M., Arculus R., Thomas R. (2006) Magmatic origin of low-Ca olivine in subduction-related magmas: co-existence of contrasting magmas. *Chem. Ge*ol., 233, 346-357. doi: 10.1016/j.chemgeo.2006.03.010
- Kinzler R.J., Grove T.L., Recca S.I. (1990) An experimental study on the effect of temperature and melt composition on the partitioning of nickel between olivine and silicate melt. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 1255-1265. doi:10.1016/0016-7037(90)90151-A
- Kiselev A.I., Medvedev M.E., Golovko G.A. (1979) Volcanism of the Baikal rift zone and ploblems of deep magma formation. Novosibirsk, Nauka Publ., 197 p. (In Russ.)
- Klemme S. (2004) The influence of Cr on the garnet-spinel transition in the Earth's mantle: experiments in the system MgO–Cr₂O₃–SiO₂ and thermodynamic modeling. *Lithos*, 77, 639-646. doi: 10.1016/j.lithos.2004.03.017
- Klemme S., O'Neill H.St.C. (2000) The near-solidus transition from garnet lherzolite to spinel lherzolite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **138**, 237-248. doi: 10.1007/ s004100050560
- Koga K.T., Shimizu N., Grove T.L. (1999) Disequilibrium trace element redistribution during garnet to spinel facies transformation. *Proceedings of the VII International Kimberlite Conference*. (Eds J. Gurney John, L. Gurney James, D. Pascoe Michelle, and H. Richardson Stephen). Cape Town, Red Roof Designs, 1, 444-451.
- Köhler T., Brey G.P. (1990) Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as a geothermobarometer for natural peridotites from 2 to 60 kb with applications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 2375-2388. doi:10.1016/0016-7037(90)90226-B
- Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kozakov I.K., Yakovleva S.Z., Kovach V.P., Reznitskii L.Z., Vasil'ev E.P., Berezhnaya N.G. (1997) Age of metamorphism of the Slyudyanka crystalline complex, southern Baikal area: U-Pb geochronology of granitoids. *Petrology*, 5(4), 338-349 (translated from *Petrologiya*, 5(4), 380-393).
- Kröner A., Khenson G.N., Gudven A.M. (Eds). (1987) Geochemistry of the Archean. Moscow, Mir Publ., 315 p. (In Russ.)
- Leeman W.P., Lindstrom D.J. (1978) Partitioning of Ni²⁺ between basaltic and synthetic melts and olivines: an experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 801-806. doi:10.1016/0016-7037(78)90094-7
- Le Roux V., Dasgupta R., Lee C.T. (2011) Mineralogical

heterogeneities in the Earth's mantle: constraints from Mn, Co, Ni and Zn partitioning during partial melting. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **307**, 395-408. doi: 10.1016/j. epsl.2011.05.014

- Li C., Ripley E.M. (2010) The relative effects of composition and temperature on olivine-liquid Ni partitioning: Statistical deconvolution and implications for petrologic modeling. *Chem. Geol.*, **275**, 99-104. doi:10.1016/j. chemgeo.2010.05.001
- Litasov K., Taniguchi H. (2002) Mantle evolution beneath the Baikal Rift. CNEAS Monograph Series No. 5. Sendai, Center for Northeast Asian Studies Tohoku University, 221 p.
- Logatchev N.A. (1974) Sayan-Baikal and Stanovoy Uplands. Uplands of Cisbaikalia and Transbaikalia. Moscow, Nauka Publ., 16-162. (In Russ.)
- Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B. (2019) Massif of the Bazarnaya gulf (Olkhon gates). Guidebook of field excursion. Irkutsk, Institute of the Earth's crust SB RAS. Preprint, 36 p. (In Russ.)
- Mekhonoshin A.S., Vladimirov A.G., Vladimirov V.G., Volkova N.I., Kolotilina T.B., Mikheev E.I., Travin A.V., Yudin D.S., Khlestov V.V., Khromykh S.V. (2013) Restitic ultramafic rocks in the Early Caledonian collisional system of Western Cisbaikalia. *Russ. Geol. Geophys.*, 54(10), 1219-1235 (translated from *Geol. Geofiz.*, 54(10), 1562-1582). doi:10.1016/j.rgg.2013.09.007
- Nishizawa T., Nakamura H., Churikova T., Gordeychik B., Ishizuka O., Haraguchi S., Miyazaki T., Stefanov B., Chang Q., Hamada M., Kimura J-I., Ueki K., Toyama C., Nakao A., Iwamori H. (2017) Genesis of ultra-high-Ni olivine in high-Mg andesite lava triggered by seamount subduction. *Sci. Rep.*, 7, 1-11. doi:10.1038/s41598-017-10276-3
- O'Reilly S.Y., Chen D., Griffin W.L., Ryan C.G. (1997) Minor elements in olivine from spinel lherzolite xenoliths: implications for thermobarometry. *Mineral. Magaz.*, 61, 257-269. doi: 10.1180/minmag.1997.061.405.09
- Pavlenko E.F. (1983) Features of the structural position of hyperbasites in the Olkhon region (Western Cisbaikalia). *Geol. Geofiz.*, 1(5), 8-14. (In Russ.)
- Plechov P.Yu., Shcherbakov V.D., Nekrylov N.A. (2018) Extremely magnesian olivine in igneous rocks. *Russ. Geol. Geophys.*, **59**, 1702-1717 (translated from *Geol. Geofiz.*, **59**(12), 2129-2167). doi:10.1016/j.rgg.2018.12.012
- Rasskazov S.V. (1985) Basaltoids of the Udokan (Baikal rift zone). Novosibirsk, Nauka Publ., 142 p. (In Russ.)
- Rasskazov S.V. (1993) Magmatism of the Baikal rift system. Novosibirsk, Nauka Siberian Publishing Company, 288 p. (In Russ.)
- Rasskazov S.V., Bogdanov G.V., Medvedeva T.I. (1989a) Xenoliths of skarn-like clinopyroxenites from basalts of the Tunka basin in the Baikal rift zone. *Geol. Geofiz.*, **30**(7), 54-61. (In Russ.)
- Rasskazov S.V., Bogdanov G.V., Medvedeva T.I. (1989b) On mineralogy of amphibole-bearing deep-seated inclusions from basalts of the Tunka basin in the Baikal rift zone. *Zapiski VMO* (Notes of the All-Soviet-Union Mineralogical Society), **118**(4), 56-64. (In Russ.)
- Rasskazov S.V., Bogdanov G.V., Medvedeva T.I. (1992) Minerals of deep inclusions from basalts of different ages in the Tunka basin. *Applied Mineralogy of Eastern Siberia*. Irkutsk, Irkutsk State Univ. Publ., 153-168. (In Russ.)
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Sarani-

Оливин в позднекайнозойских вулканических породах Тункинской долины, Байкальская рифтовая зона 545 Olivine in Late Cenozoic volcanic rocks in the Tunka Valley, Baikal Rift Zone

na E.V. (2020) Mantle evolution of Asia inferred from Pb isotopic signatures of sources for late Phanerozoic volcanic rocks. *Minerals*, **10**(9), 739. doi: 10.3390/ min10090739

- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. (2018) Volcanism and transtension in the northeastern Baikal rift system. Novosibirsk, Academic Publishing House Geo, 384 p. (In Russ.) doi: 10.21782/B978-5-6041446-3-3
- Rasskazov S.V., Ivanov A.V., Bogdanov G.V., Medvedeva T.I. (1994) Orthopyroxene compositions and typifying deep inclusions from lavas of the Upper-Oka and Tunka segments of the Baikal rift system. *Dokl. Akad. Nauk*, **338**(5), 649-654. (In Russ.)
- Rasskazov S.V., Ivanov A.V., Demonterova E.I. (2000) Deep-seated inclusions from Zun-Murin basanites (Tunka rift valley, Baikal region). *Geol. Geofiz.*, **41**(1), 100-110. (In Russ.)
- Rasskazov S.V., San'kov V.A., Ruzhich V.V., Smekalin O.P. (2010) Cenozoic continental rifting: A guide to geological excursion to the Tunka rift valley. Irkutsk, Institute of the Earth's crust SB RAS, 40 p. (In Russ.)
- Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Chuvashova I.S., Mikheeva E.A., Snopkov S.V. (2013) The Kultuk Volcano: spatial-temporal change of magmatic sources at the western terminus of the South Baikal basin between 18 and 12 Ma. *Geodynam. Tectonophys.*, 4(2), 135-168. (In Russ.)
- Robinson J.A.C., Wood B.J. (1998) The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 164, 277-284. doi: 10.1016/S0012-821X(98)00213-1
- Roeder P.L., Emslie R.F. (1970) Olivine-liquid equilibrium. Contrib. Mineral. Petrol., 29, 275-289.
- Shafeev A.A. (1970) The Precambrian of the South-Western Baikal and Khamar-Daban. Moscow, Nauka Publ., 177 p. (In Russ.)
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V., Yaxley G.M., Arndt N.T., Chung S.L., Danyushevsky L.V., Elliott T., Frey F.A., Garcia M.O. (2007) The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. *Science*, **316**,

412-417. doi: 10.1126/science. 1138113

- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K. (2005) An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature*, **434**, 590-597. doi:10.1038/nature03411
- Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Pokhilenko N.P., Kuzmin D.V., Sobolev A. (2008) Olivine inclusions in Siberian diamonds: high-precision approach to minor elements. *Europ. J. Mineral.*, **20**, 305-315. doi: 10.1127/0935-1221/2008/0020-1829
- Straub S.M., LaGatta A.B., Martin-Del Pozzo A.B., Langmuir C.H. (2008) Evidence from high-Ni olivines for a hybridized peridotite/pyroxenite source for orogenic andesites from the central Mexican Volcanic Belt. *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 9(3), Q03007. doi:10.1029/2007/ GC001583
- Streckeisen A. (1973) Plutonic Rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, 18(10), 26-30.
- Takahashi E. (1978) Partitioning of Ni²⁺, Co²⁺, Fe²⁺, Mn²⁺ and Mg²⁺ between olivine and silicate melts: compositional dependence of partition coefficient. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 1829-1844. doi:10.1016/0016-7037(78)90238-7
- Vasil'ev E.P., Reznitskii L.Z., Vishnyakov V.N., Nekrasova E.A. (1981) The Slyudyanka Crystaline Complex. Novosibirsk, Nauka Publ., 197 p. (In Russ.)
- Volyanyuk N.Y., Semenova V.G. (1975a) On the discovery of alumina ultrabasic inclusions in basalts of the Baikal rift zone. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 222(5), 1186-1189. (In Russ.)
- Volyanyuk N.Y., Semenova V.G. (1975b) On the discovery of trachybasalts with ultrabasic inclusions in the Slyudyansky district. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **223**(1), 199-202. (In Russ.)
- Volyanyuk N.Y., Semenova V.G., Elizarieva T.I., Bondareva G.V. (1976) Inclusions of pyrope and pyrope-spinel lherzolite from basanites of the Vitim plateau. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **228**(3), 693-696. (In Russ.)

УДК 551.734/.735(470.5)

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-4-546-559

Строение разреза изъяюской свиты (верхний девон–нижний карбон) в типовой местности – южной части поднятия Чернышева

А. В. Журавлев, Я. А. Вевель

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167000, г. Сыктывкар, ул. Первомайская 54, e-mail: micropalaeontology@gmail.com Поступила в редакцию 20.01.2021 г., принята к печати 11.03.2021 г.

Объект исследования. В статье рассматриваются фаменско-турнейские отложения юго-восточной части поднятия Чернышева, отвечающие изъяюской свите. Материалы и методы. В основу работы положены материалы изучения разрезов изъяюской свиты в типовой местности (р. Изъяю). В качестве стратиграфической основы использованы данные по конодонтам и фораминиферам, а также аномалии изотопного соотношения углерода карбонатов. *Результаты*. В типовой местности изъяюская свита охватывает стратиграфический интервал от верхней части фаменского яруса (верхняя часть зоны *Palmatolepis marginifera utahensis*) до средней части турнейского яруса (верхняя часть зоны Lower crenulata). Мощность свиты в стратотипе составляет 100–120 м. На востоке изъяюская свита замещается глубоководными отложениями верхней части сывьюской серии, а на западе – мелководными образованиями каменской свиты и нижней части ыджидской свиты. Площадь распространения свиты ограничена юговосточным склоном поднятия Чернышева. Формирование изъяюской свиты происходило в результате проградации пологого склона карбонатной платформы за счет подводных делювиальных процессов. Выводы. Изъяюская свита в типовой местности сложена маломощными глинисто-карбонатными градационными циклитами. Ее стратиграфический объем охватывает интервал от зеленецкого до черепетского горизонта. По литологическим признакам изъяюская свита хорошо опознается как в естественных выходах, так и в керне скважин.

Ключевые слова: фаменский ярус, турнейский ярус, стратиграфия, Тимано-Печорская провинция, изъяюская свита, циклиты, конодонты, фораминиферы

Sequence composition of the Izyayu Formation (Upper Devonian–Lower Carboniferous) in the type area – the south of Tchernyshev Uplift

Andrey V. Zhuravlev, Yadviga A. Vevel

Institute of Geology Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167000, Russia, e-mail: micropalaeontology @gmail.com Received 20.01.2021, accepted 11.03.2021

Research subject. The article considers the Famennian-Tournaisian sequence of the South-Eastern part of the Tchernyshev Uplift (North Cis-Uralian). The sequence corresponds to the Izyayu Formation. *Materials and methods.* The article is focused on the clarification of the stratigraphy, composition and depositional environment of this formation. Research data about the Izyayu Formation in the type area (Izyayu River) were used. The stratigraphic framework of this study included data on conodonts, foraminifers and carbonate carbon isotopic shifts. *Results.* In the type area under study, the Izyayu Formation corresponds to the interval from the upper part of the Famennian (upper part of the *Palmatolepis marginifera utahensis* conodont Zone) up to the middle part of the Tournaisian (Lower *crenulata* conodont Zone). The formation is 100–120 m thick. The Izyayu Formation grades to the upper part of the Ydzhid Formation. The areal of the Izyayu Formation comprises the South-Eastern part of the Tchernyshev Uplift. The Formation was deposited in the environment of a gentle prograding slope of a carbonate platform. *Conclusions.* The Izyayu Formation in the type area is composed of thin clayey-carbonate graded cycles. It covers the stratigraphic interval from the Zelenets Regional Stage through the Tcherepet Regional Stage. This formation is easily distinguishable by lithological features in outcrops and borehole cores.

Keywords: Famennian, Tournaisian, stratigraphy, Timan-Pechora Province, Izyayu Formation, cycles, conodonts, foraminifers

Acknowledgements

The authors are grateful to the referee for constructive comments that contributed to the improvement of the work.

Для цитирования: Журавлев А.В., Вевель Я.А. (2021) Строение разреза изъяюской свиты (верхний девон-нижний карбон) в типовой местности – южной части поднятия Чернышева. Литосфера, **21**(4), 546-559. https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-4-546-559

For citation: Zhuravlev A.V., Vevel Ya.A. (2021) Sequence composition of the Izyayu Formation (Upper Devonian–Lower Carboniferous) in the type area – the south of Tchernyshev Uplift. *Lithosphere (Russia)*, **21**(4), 546-559. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-4-546-559

© А.В. Журавлев, Я.А. Вевель, 2021

ВВЕДЕНИЕ

Пограничные отложения девонской и каменноугольной систем на юге гряды Чернышева и в югозападной части Косью-Роговской впадины представлены изъяюской свитой, выделенной в южной части гряды Чернышева (Журавлев, Соболев, 2001; Соболев, 2005; Цыганко, 2011). Свита охватывает стратиграфический интервал от верхней части фаменского до средней части турнейского яруса (Журавлев, Соболев, 2001). Стратотип составной, представлен разрезами на берегах р. Изъяю в районе ж/д станции Джинтуй (рис. 1). В соответствии с первоописанием, изъяюская свита в типовой местности сложена микрослоистыми микритовыми и тонкодетритовыми кремнистыми известняками с темносерыми кремнистыми стяжениями в верхней части (Журавлев, Соболев, 2001). В разрезе свиты широко развиты глинисто-карбонатные циклиты небольшой мощности (0.5-10 см, редко до 30 см), которые по текстурно-структурным характеристикам были отнесены к дистальным карбонатным турбидитам (Журавлев и др., 2013). Изъяюская свита известна также в скважинах западной части Косью-Роговской впадины (Кочмесская ступень) (Журавлев, Соболев, 2001; Соболев, 2005; Журавлев и др., 2013).

При описании свиты ее нижняя граница в типовой местности охарактеризована не была, а стратиграфический объем был указан приблизительно (Журавлев, Соболев, 2001). Изучение разрезов в бассейне р. Изъяю в 2020 г. позволило восполнить эти пробелы.

МАТЕРИАЛЫ

В основу данной работы положены результаты авторских работ по изучению разрезов верхнего девона и нижнего карбона в бассейне р. Изъяю. Разрезы расположены в пределах Изъяюского блока и в восточной части Яньюского блока (см. рис. 1), которые разделены взбросо-надвигом с восточным до юго-восточного падением сместителя, имеющего, по представлениям Н.И. Тимонина (1974), также правосдвиговую составляющую. Подошва и нижняя часть свиты хорошо обнажены в Яньюском блоке, в обн. Iz473 (см. рис. 1, 2). В Изъяюском блоке наблюдается нижняя граница (обн. Iz32) и бо́льшая часть разреза свиты (обн. Iz488 и Iz3), включая ее границу с крестакыртинской свитой (верхи обн. Iz488) (см. рис. 1, 2). Координаты разрезов приведены в табл. 1. Коллекция конодонтов, используемая в работе, хранится в Геологическом музее им. А.А. Чернова ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН под номером 445.

МЕТОДЫ

Для характеристики разреза изъяюской свиты использовались полевые макроописания, дополненные данными изучения шлифов и нерастворимого остатка. Определение стратиграфического объема свиты основано на данных по конодонтам и фораминиферам, а также материалах изучения изотопного состава углерода в карбонатах. Конодонтовые элементы извлекались из породы растворением в 7–10%-м растворе уксусной кислоты. Фораминиферы изучались в петрографических шлифах.

В качестве стратиграфической основы использованы зоны по конодонтам (Ziegler, Sandberg, 1990; Spaletta et al., 2017) и соотношения изотопов углерода карбонатов (Saltzman et al., 2004; Журавлев, Вевель, 2018; Ерофеевский, Журавлев, 2019; Zhuravlev et al., 2020).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Нижняя граница изъяюской свиты вскрывается в обнажениях Iz473 и Iz32 (см. рис. 1, 2). Подстилающие ее среднефаменские отложения представлены в обн. Iz473, здесь в опрокинутом крыле антиклинали снизу вверх залегают (рис. 3):

1. Известняковая конглобрекчия с мелкодетритовым до тонко-мелкодетритового (здесь и далее использована гранулометрическая классификация, приводимая в работе Е.В. Дмитриевой с соавторами (1968))¹ матриксом светло-серого цвета. Обломки плохо сортированы (размер от первых сантиметров до 10 см) и полуокатаны. Текстура массивная. Видимая мощность 5.5 м. Волнистый контакт с вышележащим слоем. В нижней части слоя из матрикса выделены конодонты *Branmehla inornata* (Branson et Mehl), *Polygnathus* sp., *Mehlina* sp., *Mehlina* cf. *Mehlina lindstroemi* Matveeva, Zhuravlev, Eremenko.

2. Известняковая конглобрекчия с мелко-среднедетритовым матриксом (до тонко-мелкодетритового в нижней части) светло-серого цвета. Обломки плохо сортированы (размер от первых сантиметров до 10 см) и полуокатаны. Текстура массивная. Мощность 5.8 м.

Стратиграфически выше залегает нижняя часть изъяюской свиты.

3. Известняковые циклиты с градационной сортировкой обломочного материала (градационные циклиты). В нижней части циклита преобладает мелкий детрит с рассеянным средним детритом, а в верхней части – тонкий детрит. Цвет породы светло-серый, коричневатый, текстура волнисто-

¹ Детрит грубый (2–1 мм), крупный (1.0–0.5 мм), средний (0.5–0.25 мм), мелкий (0.25–0.10 мм), тонкий (0.10–0.05 мм).



Рис. 1. Расположение разрезов изъяюской свиты в стратотипической местности.

 а – обзорная карта (звездочкой обозначен изученный участок); б – схема расположения разрезов (прямоугольниками выделены детально изученные участки); в – стратиграфические взаимоотношения разрезов изъяюской свиты (вне масштаба).
 1 – обнажения и их номера, 2 – взбросо-надвиг.

Fig. 1. Locality maps of the sections of the Izyayu Formation in the type area.

a - general map (asterisk shows studied area); 6 - locality scheme (rectangles mark areas studied in details); B - stratigraphic position of the sections of the Izyayu Formation (not in scale).

1 – outcrops and their numbers, 2 – upthrust-thrust.

слойчатая. Мощность циклитов от 0.6 м в верхней части слоя до 0.3–0.4 м – в нижней. Границы циклитов резкие волнистые. Мощность слоя 2 м. В сред-

ней части слоя определены конодонты Branmehla werneri (Ziegler), Hindeodus sp., Palmatolepis gracilis sigmoidalis Ziegler, Jablonnodus erectus

548

ЛИТОСФЕРА том 21 № 4 2021



Рис. 2. Геологические схемы детально изученных участков. Составлены по материалам авторов с использованием данных Н.И. Тимонина (1974) и космосъемки (Landsat).

а – в Изъяюском блоке, б – в Яньюском блоке, в – схема расположения участков.

1 – раннекаменноугольные образования нерасчлененные, 2 – крестакыртинская свита, 3 – изъяюская свита, 4 – "сартамаельская" свита, 5 – разрывные нарушения, 6 – элементы залегания, 7 – обнажения и их номера.

Fig. 2. Geological sketch maps of the studied areas. The maps are compiled on the basis of authors' materials, data form (Timonin, 1974) and satellite images (Landsat).

a – in the Izyayu block, δ – in the Yan'yu block, B – locality map.

1 - Early Carboniferous deposits un-subdivided, 2 - Krestakyrta Formation, 3 - Izyayu Formation, 4 - "Sartamael" Formation, 5 - faults, 6 - strike and dip symbol, 7 - outcrops and their numbers.

Dzik, Mashkovia sp. и единичные фораминиферы Archaesphaera sp., Eotuberitina sp.

4. Известняковые градационные циклиты, представленные известняком средне-мелкодетритовым

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021

Таблица 1. Географические координаты разрезов на р. Изъяю

Table 1. Geographical coordinates of the study sections in the Izyayu River basin

Разрез	Широта N	Долгота Е
IZ3	65.55761°	58.71405°
IZ32 начало раз-	65.54891°	58.62448°
реза		
IZ32 конец раз-	65.54895°	58.62457°
реза		
IZ33	65.55043°	58.63549°
IZ473	65.51939°	58.57573°
IZ473A	65.52034°	58.57625°
IZ16 начало раз-	65.55096°	58.6709°
реза		
IZ7	65.56377°	58.70783°
IZ488	65.55564°	58.68439°

светло-серым волнисто-косослойчатым в нижней части, и известняком мелко-тонкодетритовым светло-серым, коричневатым, неотчетливо волнисто-слойчатым – в верхней. Мощность циклитов 0.2–0.3 м. Границы циклитов резкие пологоволнистые. Мощность слоя 1.8 м. Обнаружены конодонты *Polygnathus* sp., *Branmehla inornata* (Branson et Mehl), *Palmatolepis* sp.

5. Известняковые градационные циклиты, представленные известняком мелкодетритовым светлосерым, коричневатым неотчетливо волнистослойчатым в нижней части и известняком тонкодетритовым светло-серым, коричневатым волнисто-слойчатым в верхней. Мощность циклитов 0.7 м. Границы циклитов резкие волнистые. Мощность слоя 2.5 м. Редкие конодонты представлены *Polylophodonta* cf., *Polylophodonta* elongata Druce, *Palmatolepis gracilis gracilis* Branson et Mehl. Также из слоя определены фораминиферы *Quasiendothyra* (*Eoendothyra*) communis (Rauser).

6. Известняковые градационные циклиты, сложенные известняком тонко-мелкодетритовым серым волнисто-слойчатым в нижней части и известняком тонкодетритовым серым волнистослойчатым в верхней. Мощность циклитов 0.15– 0.2 м. Границы циклитов резкие волнистые. Мощность слоя 1.7 м. В средней части слоя найдены конодонты Palmatolepis cf. Palmatolepis rugosa Ulrich et Bassler, Jablonnodus sp., Mehlina sp., Apatognathus varians Branson et Mehl, Ligonodina sp. и фораминиферы Archaesphaera minima Suleimanov, Septabrunsiina sp., Septaglomospiranella primaeva (Rauser) f. minima, Septaglomospiranella nana Reitlinger, Quasiendothyra (Eoendothyra) communis (Rauser), Quasiendothyra (Quasiendothyra) sp.

7. Известняковые градационные циклиты, представленные известняком среднедетритовым светло-серым, коричневатым волнисто-косослойчатым в нижней части и известняком мелкодетритовым светло-серым, коричневатым волнисто-слойчатым – в верхней. Мощность циклитов 0.3–0.4 м. Границы циклитов резкие пологоволнистые. Мощность слоя 1.8 м. Определены конодонты Bispathodus stabilis (Branson et Mehl) M1, Polygnathus sp., Tanaisognathus businovensis (Lipnjagov). Из фораминифер определены Vicinesphaera squalida Antropov, Bisphaera sp. и Quasiendothyra (Eoendothyra) communis (Rauser).

8. Известняковые градационные циклиты, образованные в нижней части известняком среднемелкодетритовым светло-серым, коричневатым косослойчатым, а в верхней – известняком мелкодетритовым светло-серым, коричневатым волнисто-слойчатым. Мощность циклитов 0.2 -0.3 м. Границы резкие пологоволнистые. В известняках отмечены остракоды и криноидеи. Видимая мощность слоя 6.8 м. В слое найдены конодонты *Palmatolepis gracilis gracilis* Branson et Mehl, Palmatolepis gracilis sigmoidalis Ziegler, Mehlina strigosa (Branson et Mehl), Branmehla gediki Capkinoglu, Hindeodus crassidentatus (Branson et Mehl), Clydagnathus ormistoni Beinert, Klapper, Sandberg, Ziegler, Apatognathus varians Branson et Mehl, Palmatolepis postera Ziegler, Polygnathus perplexus Thomas, Jablonnodus oistodiformis Dzik. Фораминиферы представлены следующими формами: Archaesphaera minima Suleimanov, Bisphaera sp., Quasiendothyra (Eoendothyra) communis (Rauser), Quasiendothyra (Quasiendothyra) kobeitusana (Rauser) f. umbilicata, Rectaseptaglomospiranella asiatica Reitlinger, Septatournayella aff. S. potensa Durkina, Septaglomospiranella primaeva kazakhstanica Reitlinger, Septabrunsiina krainica (Lipina).

Северо-восточнее, в обн. Iz32 (см. рис. 1), подстилающие изъяюскую свиту среднефаменские отложения представлены следующими слоями (см. рис. 3).

1. Тонкое (1-3 см) чередование аргиллитов известковых темно-серых субгоризонтальноизвестняков слойчатых И тонкодетритовопелитоморфных темно-серых волнисто-слойчатых, в аргиллите отмечаются карбонатно-глинистые конкреции размером до 1 × 10 × 10 см. В нижней части залегает прослой известняка (мощностью 0.4 м) средне-мелкодетритового темно-серого косослойчатого с уплощенными плохо ориентированными литокластами (1-5 см), слабо сортированными и полуокатанными. Видимая мощность слоя 2 м. С вышележащими породами контакт волнистый. В слое определены фораминиферы Parathuramminites sp., Kukhistanella sp., Archaesphaera minima Suleimanov, Vicinesphaera squalida Antropov, Neoarchaesphaera polipora (Antropov), Eotuberitina sp., Septaglomospiranella sp.

2. Известняковые маломощные (0.05–0.15 м) градационные циклиты в основании мелкодетритовые с рассеянным средним детритом темно-



Рис. 3. Разрезы нижней части изъяюской свиты.

1 – аргиллит, 2 – известняк, 3 – карбонатная конглобрекчия, 4 – кремнистые стяжения, 5 – уровень события Annulata, 6 – изъяюская свита, 7 – сортамаельская свита. Расположение разрезов – см. рис. 1, 2.

Fig. 3. Logs of the sections of the Izyayu Formation.

1 - mudstone, 2 - limestone, 3 - carbonate conglobreccia, 4 - siliceous concretions, 5 - Annulata event level, 6 - Izyayu Formation, 7 - Sortamael Formation.

Locality – see Figs. 1, 2.

серые неотчетливо волнисто-слойчатые, переходящие к известняку мелко-тонкодетритовому темносерому субгоризонтально-слойчатому с глинистым слойком в кровле. Отмечаются редкие кремнистые стяжения черного цвета лепешковидной формы (1 × 5 см). В приподошвенной части слоя залегает более мощный (0.6 м) известняковый градационный циклит, в нижней части которого наблюдаются отдельные угловатые карбонатные литокласты (2-3 см). Общая мощность слоя 2.5 м. Наблюдается волнистый контакт с перекрывающими отложениями. В слое определены конодонты Palmatolepis glabra pectinata Ziegler и Palmatolepis utahensis Ziegler et Sandberg, характерные для зоны Palmatolepis marginifera utahensis (Spaletta et al., 2017) или зоны Late marginifera (Ziegler, Sandberg, 1990). Фораминиферы представлены следующими формами: Earlandia sp., Parathurammina sp., Archaesphaera minima Suleimanov, Vicinesphaera squalida Antropov, Eotuberitina sp., Bisphaera malevkensis Birina, Septaglomospiranella sp.

3. Известняковый градационный циклит, в нижней части сложенный известняковой конглобрекчией (размер плохо сортированных полуокатанных обломков первые сантиметры) с мелкотонкодетритовым матриксом серого цвета. Ориентировка обломков подчеркивает косую слойчатость (косые слойки падают по истинному азимуту 60° под углом 50°). Верхняя часть циклита представлена известняками тонкодетритово-пелитоморфными серыми пологоволнисто-слойчатыми с тонкими глинистыми прослоями. Мощность слоя 0.7 м. С перекрывающими отложениями контакт волнистый. В верхней части слоя определены фораминиферы *Bisphaera malevkensis* Birina.

4. Известняковые градационные циклиты представлены известняком мелкодетритовым темносерым от волнисто- до косослойчатого в нижней части и известняком тонкодетритовым серым до темно-серого пологоволнистослойчатого в верхней. В нижней части слоя залегает прослой известняковой конглобрекчии (размер плохо сортированных и полуокатанных обломков составляет первые сантиметры) с мелко-тонкодетритовым матриксом от серого до темно-серого цвета. Текстура массивная до косослойчатой, по всему слою наблюдаются кремнистые стяжения черного цвета. Общая мощность 2 м. С перекрывающими отложениями слой имеет волнистый контакт. В известняках определены конодонты Palmatolepis marginifera Helms, Palmatolepis utahensis Ziegler et Sandberg, Palmatolepis gracilis gracilis Branson

et Mehl, Palmatolepis perlobata schindewolfi Muller, Palmatolepis minuta Branson et Mehl, Palmatolepis glabra pectinata Ziegler, Palmatolepis glabra prima Ziegler et Huddle, Palmatolepis glabra glabra Ulrich et Bassler, Palmatolepis glabra acuta Helms, Bispathodus sp., Polygnathus guttiformis Chalymbadzha, Shinkaryov et Gatovsky и фораминиферы Archaesphaera minima Suleimanov, 1945, Vicinesphaera squalida Antropov, Eotuberitina sp., Paracaligelloides sp., Quasiendothyra (Eoendothyra) sp.

5. Известняковая конглобрекчия с мелкодетритовым матриксом темно-серая до серой плохо сортированная. Размер полуокатанных обломков варьирует от первых сантиметров до 10–15 см. Обломки, сложенные пелит-тонкодетритовым и пелитоморфным известняком, преимущественно уплощенные, их ориентировка подчеркивает косую слойчатость. Отмечаются редкие кремнистые стяжения неправильной формы. Мощность слоя 0.8– 1.4 м. С перекрывающими отложениями имеет волнистый контакт.

Выше залегает изъяюская свита, представленная в этом обнажении серией известняковых градационных циклитов (см. слой 6, рис. 3), сложенных известняками мелкодетритовыми темно-серыми до серых волнисто-слойчатых в основании, и известняками тонко-мелкодетритовыми темно-серыми субгоризонтально-слойчатыми в верхней части. Границы циклитов резкие волнистые. Мощности циклитов около 0.3 м. Видимая мощность всего слоя – 3 м. Из верхней его части выделены конодонты Palmatolepis glabra acuta Helms, Palmatolepis glabra prima Ziegler et Huddle, Palmatolepis glabra lepta Ziegler et Huddle, Palmatolepis glabra pectinata Ziegler, Palmatolepis distorta Branson et Mehl, Palmatolepis gracilis gracilis Branson et Mehl, Palmatolepis sp., Palmatolepis marginifera Helms, Polygnathus perplexus Thomas, Polygnathus glaber Ulrich et Bassler, Mehlina lindstroemi Matveeva, Zhuravlev, Eremenko. Комплекс конодонтов характеризует зону Palmatolepis marginifera utahensis (Spaletta et al., 2017) или зону Late marginifera (Ziegler, Sandberg, 1990). Фораминиферы представлены Archaesphaera minima Suleimanov, Diplosphaerina sp., Eotuberitina sp., Caligella sp., Paracaligelloides sp., Septatournayella rauserae Lipina.

Из приведенных описаний видно, что в низах изъяюской свиты и в подстилающих отложениях с юго-запада на северо-восток (от обн. Iz473 к обн. Iz32) сокращаются мощности градационных циклитов и уменьшается их гранулометрический состав (см. рис. 1, 3).
Наиболее мощная и литологически однородная средняя часть изъяюской свиты вскрывается в серии обнажений в Изъяюском блоке (обн. Iz3, Iz7, Iz488) (см. рис. 1, 4). Она представлена известняковыми градационными циклитами мощностью от 1 до 25-30 см, которые в нижней части состоят из известняка тонкодетритово-пелитоморфного с рассеянным тонким детритом темно-серого пологоволнисто-слойчатого, до пологокосо-слойчатого, переходящего кверху в известняк пелитоморфный глинистый темно-серый субгоризонтально-слойчатый. Границы циклитов резкие пологоволнистые. Широко развито окремнение (до вторичных силицитов), кремнистые стяжения часто подчеркивают текстуру. На границах циклитов нередко наблюдаются тонкие углеродисто-глинистые прослои черного цвета. Мощность этой части свиты составляет более 70 м (см. рис. 3). В этом интервале конодонтами охарактеризована верхняя часть фаменского яруса и нижняя и средняя части турнейского яруса (Sobolev et al., 2000).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Стратиграфическая характеристика и корреляция изъяюской свиты

Бо́льшая часть изъяюской свиты бедна органическими остатками. Из диагностируемых фоссилий обнаружены фораминиферы и конодонты (преимущественно в нижней части), присутствуют также лингулидные брахиоподы, спикулы, радиолярии, сколекодонты, редкие остатки водных позвоночных, остракод, криноидей. Некоторые органические остатки (раковины остракод, спикулы) в нижней части свиты часто замещены сульфидами, а в средней и верхней части – окремнены.

В большей части свиты комплексы конодонтов состоят преимущественно из таксонов широкого стратиграфического распространения (*Polygnathus communis* Branson et Mehl, *Hindeodus crassidentatus* (Branson et Mehl), *Bispathodus stabilis* (Branson et Mehl)). Изображения некоторых таксонов представлены на рис. 5.

Самые низы свиты охарактеризованы среднефаменскими конодонтами (зона Palmatolepis marginifera utahensis или зона Late marginifera) (см. рис. 4) Palmatolepis glabra acuta Helms, Palmatolepis glabra prima Ziegler et Huddle, Palmatolepis glabra lepta Ziegler et Huddle, Palmatolepis glabra pectinata Ziegler, Palmatolepis distorta Branson et Mehl, Palmatolepis gracilis gracilis Branson et Mehl, Palmatolepis marginifera Helms, Polygnathus perplexus Thomas, Polygnathus glaber Ulrich et Bassler, Mehlina lindstroemi Matveeva, Zhuravlev, Eremenko. Фораминиферы в этой части разреза представлены формами широкого стратиграфического распространения Archaesphaera minima Suleimanov, Diplosphaerina sp., Eotuberitina sp., Caligella sp., Paracaligelloides sp., Septatournayella rauserae Lipina.

Выше по разрезу нижней части свиты по конодонтам диагностированы (см. рис. 4): интервал зон Pseudopolygnathus granulosus – Palmatolepis gracilis manca (= Late trachytera – Late postera) с комплексом конодонтов, включающим Palmatolepis gracilis gracilis Branson et Mehl, Palmatolepis gracilis sigmoidalis Ziegler, Branmehla inornata (Branson et Mehl), Branmehla werneri (Ziegler), Jablonnodus erectus Dzik, Mashkovia sp., Hindeodus sp.; зона Palmatolepis gracilis expansa (по Spaletta et al., 2017) с конодонтами Polylophodonta cf. Polylophodonta elongata Druce, Palmatolepis gracilis gracilis Branson et Mehl, Palmatolepis cf. Palmatolepis rugosa rugosa Ulrich et Bassler, Apatognathus varians Branson et Mehl, Bispathodus stabilis (Branson et Mehl) M1, Tanaisognathus businovensis (Lipnjagov); интервал зон Bispathodus aculeatus aculeatus - Bispathodus costatus с конодонтами Palmatolepis gracilis gracilis Branson et Mehl, Palmatolepis gracilis sigmoidalis Ziegler, Mehlina strigosa (Branson et Mehl), Branmehla gediki Capkinoglu, Hindeodus crassidentatus (Branson et Mehl), Clydagnathus ormistoni Beinert, Klapper, Sandberg, Ziegler, Apatognathus varians Branson et Mehl, Palmatolepis postera Ziegler, Polygnathus perplexus Thomas, Jablonnodus oistodiformis Dzik. Данная часть свиты охарактеризована средне-позднефаменскими комплексами фораминифер с Archaesphaera minima Suleimanov, Bisphaera sp., Vicinesphaera squalida Antropov, Septaglomospiranella primaeva (Rauser), *Quasiendothyra (Eoendothyra) communis (Rauser).*

В вышележащей части свиты таксономическое разнообразие конодонтов снижается, они представлены формами широкого стратиграфического распространения, находки диагностируемых фораминифер отсутствуют. По этой причине граница девонской и каменноугольной систем в средней части свиты определяется плохо (Sobolev et al., 2000). Вблизи этого уровня отмечено лишь незначительное изменение конодонтовых ассоциаций – из них исчезают типично фаменские формы Branmehla inornata (Branson et Mehl) и Mehlina strigosa (Branson et Mehl) (см. рис. 4). Граница нижнего и среднего турне (подошва черепетского горизонта) условно проводится по первой находке *Pseudopolygnathus multistriatus* Mehl et Thomas М2 (см. рис. 4). Выше по разрезу встречены только Polygnathus communis Branson et Mehl и Bispathodus stabilis (Branson et Mehl). При таксономической бедности сохранность конодонтов часто очень хорошая: у фаменских палматолепид сохраняется базальный каллус, а в средней части свиты найдены спаянные кластеры из S-элементов. Кроме того, в верхней части свиты отмечены брахиоподы



Рис. 4. Сводный разрез изъяюской свиты в стратотипической местности, распределение в нем некоторых видов конодонтов и положение корреляционных событийных уровней (КСУ).

Условные обозначения – см. рис. 3.

Fig. 4. Synoptic section of the Izyayu Formation in the type area, distribution of some conodont species, and position of the event levels (KCV).

For legend – see Fig. 3.



Рис. 5. Конодонты изъяюской свиты.

1 – Polygnathus communis Communis Branson et Mehl, экз. 445/4, обр. Iz3-15/98, разрез Iz3, верхний фамен; 2 – Polygnathus communis communis Branson et Mehl, экз. 445/2, обр. Iz3-14/98, разрез Iz3, верхний фамен; 3 – Polygnathus communis dentatus Druce, экз. 445/5, обр. Iz3-3/98, разрез Iz3, верхний фамен; 4 – Branmehla inornata (Branson et Mehl), экз. 445/1, обр. Iz3-14/98, разрез Iz3, верхний фамен; 5 – Branmehla werneri (Ziegler), экз. 445/14, обр. Iz473/10, разрез Iz473, верхний фамен; 6 – Palmatolepis marginifera Helms, экз. 445/20, обр. Iz32/9, разрез Iz32, средний фамен; 7 – Palmatolepis utahensis Ziegler et Sandberg, экз. 445/21, обр. Iz32/5, разрез Iz32, средний фамен; 8 – Hindeodus crassidentatus (Branson et Mehl), экз. 445/3, обр. Iz3-17/98, разрез Iz3, нижнее турне (?); 9 – Clydagnathus ormistoni Beinert, Klapper, Sandberg, Ziegler, экз. 445/18, обр. Iz473/1, разрез Iz473, верхний фамен; 10 – Polylophodonta cf. Polylophodonta elongata Druce, экз. 445/16, обр. Iz473/7, разрез Iz473, верхний фамен; 11 – Palmatolepis postera Ziegler, экз. 445/17, обр. Iz473/3, разрез Iz473, верхний фамен; 12 – Palmatolepis gracilis sigmoidalis Ziegler, экз. 445/15, обр. Iz473/10, разрез Iz473, верхний фамен; 13 – Pseudopolygnathus multistriatus Mehl et Thomas M2, экз. 445/25, обр. Iz473/198, разрез Iz3, среднее турне (?); 14 – Mehlina strigosa (Branson et Mehl), экз. 445/19, обр. Iz473/1, разрез Iz473, верхний фамен.

Fig. 5. Conodonts of the Izyayu Formation.

1 – Polygnathus communis communis Branson et Mehl, spec. 445/4, sample Iz3-15/98, section Iz3, upper Famennian; 2 – Polygnathus communis communis Branson et Mehl, spec. 445/2, sample Iz3-14/98, section Iz3, upper Famennian; 3 – Polygnathus communis dentatus Druce, spec. 445/5, sample Iz3-3/98, section Iz3, upper Famennian; 4 – Branmehla inornata (Branson et Mehl), spec. 445/1, sample Iz3-14/98, section Iz3, upper Famennian; 5 – Branmehla werneri (Ziegler), spec. 445/14, sample

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021

Iz473/10, section Iz473, upper Famennian; 6 – *Palmatolepis marginifera* Helms, spec. 445/20, sample Iz32/9, section Iz32, middle Famennian; 7 – *Palmatolepis utahensis* Ziegler et Sandberg, spec. 445/21, sample Iz32/5, section Iz32, middle Famennian; 8 – *Hindeodus crassidentatus* (Branson et Mehl), spec. 445/3, sample Iz3-17/98, section Iz3, lower Tournaisian (?); 9 – *Clydagnathus ormistoni* Beinert, Klapper, Sandberg, Ziegler, spec. 445/18, sample Iz473/1, section Iz473, upper Famennian; 10 – *Polylophodonta* cf. *Polylophodonta elongata* Druce, spec. 445/16, sample Iz473/7, section Iz473, upper Famennian; 11 – *Palmatolepis postera* Ziegler, spec. 445/15, sample Iz473/3, section Iz473, upper Famennian; 12 – *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* Ziegler, spec. 445/15, sample Iz473/10, section Iz473, upper Famennian; 13 – *Pseudopolygnathus multistriatus* Mehl et Thomas M2, spec. 445/25, sample Iz3-31/98, section Iz3, middle Tournaisian (?); 14 – *Mehlina strigosa* (Branson et Mehl), spec. 445/19, sample Iz473/1, section Iz473, upper Famennian.

Rugosochonetes, Chonetipustula plicata Sarres и Plicatifera (Елисеев, 1963).

В низах крестакыртинской свиты, перекрывающей изъяюскую, известны фораминиферы верхнего турне Brunsia irregularis (Moeller), Brunsia pulchra Mikhailov, Pseudoammodiscus planus (Moeller) minima Lipina, Pseudoplanoendothyra sp., Spinoendothyra costifera Lipina, Spinoendothyra tenuiseptata Lipina, Tournayella discoidea angusta Lipina, Tournayella discoidea Dain f. maxima, Tournayella discoidea Dain f. minima, Eoforschia gigantea minoris (Lipina) (Журавлев, Вевель, 2018).

Невнятность биостратиграфической характеристики значительной части изъяюской свиты компенсируется хорошей ее узнаваемостью благодаря специфическому строению слагающих свиту циклитов. По литологическим признакам изъяюская свита хорошо опознается как в естественных выходах, так и в керне скважин.

Подошва изъяюской свиты в типовой местности проводится по кровле пачки флюксотурбидитов мощностью более 10 м. Она проходит внутри интервала конодонтовых зон Late marginifera – Early trachytera (см. рис. 3, 6). Кровля свиты достаточно условно проводится по смене в разрезе градационных циклитов биолитокластическими известняками с волнисто-линзовидной текстурой и кремнистыми конкрециями (см. рис. 4). По фораминиферам этот уровень примерно сопоставляется с подошвой кизеловского горизонта (Saltzman et al., 2004; Журавлев, Вевель, 2018). Подстилающие изъяюскую свиту отложения отнесены к "глубоководному типу разреза" сортамаельской свиты, а перекрывающие – к крестакыртинской свите (см. рис. 3, 6).

Следовательно, нижняя граница изъяюской свиты проходит несколько выше существенной отрицательной аномалии в изотопном соотношении углерода карбонатов в зоне marginifera, а верхняя граница примерно отвечает началу изотопной аномалии TICE (изотопное отражение события Mid-Aikuanian). Следы этой аномалии зафиксированы в вышележащей крестакыртинской свите в обн. Iz16 (см. рис. 2, 4) (Saltzman et al., 2004).

Мощность изъяюской свиты в типовой местности оценивается в 100–120 м. С запада на восток в ее составе увеличивается кремнистость отложений, мощность градационных циклитов сокращается, а размер обломочного материала уменьшается. Стратиграфическими аналогами изъяюской свиты в других фациальных зонах являются каменская свита и нижняя часть ыджидской свиты в области мелководного шельфа, верхняя часть сывьюской серии в пределах Кожимской палеовпадины, верхняя часть большенадотинской толщи в области отмелей края шельфа, верхняя часть устьпарнокской толщи и няньворгинской свиты в батиальной области (см. рис. 6, 7).

В целом изъяюской свите отвечает крупный трансгрессивно-регрессивный циклит, начинающийся примерно со следов трансгрессивного события Annulata и заканчивающийся следами среднепозднетурнейского регрессивного события Mid-Aikuanian (совпадает с изотопной аномалией TICE) (см. рис. 3, 6). Этот циклит состоит из серии более мелких трансгрессивно-регрессивных циклитов, ранее индексированных как fm3, fm4, tn1, tn2 и tn3 (Журавлев, 2012). Изъяюская свита вместе с перекрывающей крестакыртинской свитой формирует верхнюю часть доманиково-турнейского нефтегазоносного комплекса (НГК) в пределах восточной части Яньюского блока поднятия Чернышева и Кочмесской ступени Косью-Роговской впадины (см. рис. 7). Свита охватывает стратиграфический диапазон от верхнего фамена до среднего турне включительно (зеленецкий-черепетский горизонты) (см. рис. 4, 6).

Мощность свиты и условия ее залегания на поднятии Чернышева позволяют использовать ее на геологических картах масштаба 1 : 200 000 и крупнее (см. примеры на рис. 2).

Условия формирования изъяюской свиты

Бо́льшая часть изъяюской свиты сложена неотчетливыми карбонатными градационными циклитами. Нижняя часть такого циклита образована пак- и вакстоунами с мелко- и тонкопесчаным размером форменных элементов. Текстуры этой части циклита варьируют от пологоволнистослойчатой до пологокосослойчатой. Слойки в сериях косой слойчатости падают по истинному азимуту 40–60°. Исходя из этого, вероятный источник карбонатного материала для турбидных потоков располагался на юго-западе (в современных координатах) (см. рис. 7). Верхняя часть циклита сложена субгоризонтальнослойчатыми вак- и мадстоунами, изредка содержащими тонкие форменные элементы. Такое сочетание текстурно-структурных признаков

Система	Отлеп	Яm	vc	Зона	KCV	Горизонт	Корреляция местных стратиграфических подразделений							
Cherema	ондел	лр.	,	Joina	ne.	rophsoni	1	2	3	4	5	6		
w			ний	Typicus		Косьвинский		Крестакыртинская	Нортническая					
ына		ъ	Bepy	Isosticha	TICE	Кизеловский		(до 100 м)			Þ			
Каменноугол	Нижний	СКИ	едн.	Quadru-		Черепетский					₽			
		ейс	Cp	plicata		Ягтыдинский	Ылжилская							
		Турне	кний	Sandbergi Duplicata		Упинский	(до 90 м)				\mathbb{R}			
			киН	Sulcata		Малевский					насть)			
			ă	Praesul.	HG			Изъяюская			IK ^k	L KK		
рнская	хний	енский	Bandar Expan	Expansa		Нюмылгский	K	(100–120 м)	Сывьюская серия	ца а (верхня <u>0 м)</u> ая (средн	ая (средн ее 100 м)			
			аенский	1енский	іенский	енский	енский		Postera Trachy- tera	ANN	Зеленецкий	Каменская (120–140 м)		(верхняя часть) (более 50 м)
Дев	Bej	Фам	Средний	Marginifera		Устьпечорский	Ыджид-камен- ская (350–400 м)	"Сортамаельская" (более 50 м)		Большенадот (35	Устьпарн	H		

Рис. 6. Фрагмент стратиграфической схемы среднефаменско-турнейского интервала.

Стратиграфические районы: 1 – область мелководного шельфа, 2 – пологий склон глубоководной Кожимской впадины на шельфе, 3 – глубоководная Кожимская впадина на шельфе, 4 – отмели края шельфа, 5 – верхняя часть континентального склона, 6 – средняя часть континентального склона.

Палеогеографическую основу стратиграфического районирования см. на рис. 7. Схема составлена с использованием данных (Журавлев, Соболев, 2001; Соболев, 2005; Цыганко, 2011; Груздев, 2017; Журавлев и др., 2020).

Fig. 6. Part of the stratigraphic chart of the middle Famennian-Tournaisian interval.

Stratigraphical districts: 1 – shallow shelf realm, 2 – gentle slope of deep Kozhym depression on the shelf, 3 – deep Kozhym depression on the shelf, 4 – shoals of the shelf margin, 5 – upper part of continental slope, 6 – middle continental slope. Paleogeographic framework is figured in Fig. 7. The chart is compiled on the basis of data from (Zhuravlev, Sobolev, 2001; Sobolev, 2005; Tsyganko, 2011; Gruzdev, 2017; Zhuravlev et al., 2020).



Рис. 7. Палеогеографическая схема на турнейский век (Saltzman et al., 2004; Zhuravlev et al., 2020, с изменениями и дополнениями).

1 – прибрежная низменность; 2 – область мелководного шельфа, район развития каменской и ыджидской свит (Журавлев и др., 2020); 3 – пологий подводный склон, область развития изъяюской свиты; 4 – глубоководная Кожимская впадина на шельфе, область развития сывьюской серии; 5 – отмели края шельфа, область развития большенадотинской толщи (Груздев, 2017); 6 – континентальный склон, область развития устьпарнок-

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021

ской толщи и няньворгинской свиты; 7 – направление переноса карбонатного материала (Попов, Журавлев, 2012 и данная работа); 8 – область современного отсутствия турнейских отложений.

Fig. 7. Tournaisian paleogeographic sketch map (Saltzman et al., 2004; Zhuravlev et al., 2020, modified).

1 – coastal lowland; 2 – shallow shelf, area of deposition of the Kamenka Fm. and Ydzhid Fm. (Zhuravlev et al., 2020); 3 – subaqual gentle slope, area of deposition of the Izyayu Fm.; 4 – deep-water Kozhym depression, area of deposition of the Syv'yu Fm.; 5 – shoals of the shelf margin, area of deposition of the Bolshaya Nadota Fm. (Gruzdev, 2017); 6 – continental slope, area of deposition of the Ust'-Parnok Fm., and Nyan'vorga Fm.; 7 – direction of flux of carbonate material (Popov, Zhuravlev, 2012 and this article); 8 – area of eroded Tournaisian deposits.

характерно для дистальных турбидитов (Журавлев и др., 2013). Кроме классических турбидитов с хорошо оформленными каналами стока, этот тип циклитов мог формироваться и в результате подводных делювиальных процессов на пологом подводном склоне, без формирования отчетливых каналов. Хорошая выдержанность строения изъяюской свиты вдоль фациального пояса на значительной территории свидетельствует в пользу преимущественно делювиального механизма формирования.

Исходя из строения разреза изъяюской свиты, а также подстилающих и перекрывающих ее образований, можно реконструировать общую проградацию и выполаживание склона карбонатной платформы с юго-запада на северо-восток в позднефаменско-среднетурнейское время (см. рис. 7). Результатом этой проградации явилось частичное заполнение тонкими карбонатными осадками южной части Кожимской палеовпадины. Следы данного процесса в виде увеличения мощностей фаменско-турнейского интервала отмечаются, по данным сейсморазведки, в пределах Кочмесской ступени (сейсмопрофили 9PC и 12PC).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изъяюская свита в типовой местности сложена маломощными глинисто-карбонатными градационными циклитами, сформировавшимися, вероятно, в результате подводных делювиальных процессов на пологом западном склоне Кожимской палеовпадины. Ее мощность составляет 100-120 м, а стратиграфический диапазон отвечает интервалу от верхней части зоны Palmatolepis marginifera utahensis до зоны Lower crenulata включительно (зеленецкий-черепетский горизонты). По литологическим признакам изъяюская свита хорошо опознается как в естественных выходах, так и в керне скважин. Мощность свиты и условия ее залегания на юго-восточном склоне поднятии Чернышева позволяют использовать ее на геологических картах и схемах масштаба 1 : 200 000 и крупнее.

Благодарности

Авторы выражают благодарность рецензенту за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Груздев Д.А. (2017) Позднедевонская-раннекаменноугольная изолированная карбонатная платформа на Приполярном Урале (р. Бол. Надота). Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН, (4), 16-23.
- Дмитриева Е.В., Ершова Г.И., Либрович В.Л., Некрасова В.И., Орешникова Е.И. (1968) Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч. 2. Карбонатные породы. М.: Недра, 700 с.
- Елисеев А.И. (1963) Стратиграфия и литология каменноугольных отложений гряды Чернышева. М.-Л.: Наука, 168 с.
- Ерофеевский А.В., Журавлев А.В. (2019) Перспективы использования изотопно-стратиграфического метода (δ¹³С карб) для корреляции верхнедевонско-

каменноугольного интервала востока Тимано-Печорской провинции. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, **14**(1), http://www.ngtp.ru/rub/2019/9_2019. html DOI: https://doi.org/10.17353/2070-5379/9_2019

- Журавлев А.В. (2012) Седиментационная модель области сочленения Елецкой и Лемвинской формационных зон Приполярного Урала в пограничном девонско-каменноугольном интервале. *Нефтегаз. геология. Теория и практика*, 7(4), http://www.ngtp.ru/ rub/2/59_2012.pdf
- Журавлев А.В., Вевель Я.А. (2018) Позднетурнейское событие в разрезах Косью-Роговской впадины и ее обрамления (Тимано-Печорская провинция). *Нефтегаз. геология. Теория и практика*, **13**(1), http://www.ngtp.ru/rub/2/3_2018.pdf DOI: https://doi. org/10.17353/2070-5379/3_2018
- Журавлев А.В., Плотицын А.Н., Груздев Д.А. (2020) Позднефаменские отложения Ыджидской антиклинали (юг Печоро-Кожвинского поднятия, Печорская плита). *Нефтегаз. геология. Теория и практика*, **15**(2), http://www.ngtp.ru/rub/2020/17_2020.html DOI 10.17353/2070-5379/17_2020
- Журавлев А.В., Попов В.В., Вевель Я.А. (2013) Карбонатные турбидиты Кожимской внутришельфовой впадины на рубеже девона и карбона (Приполярный Урал). Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Мат-лы VII Всерос. литол. совещ. Новосибирск: ИНГТ СЩ РАН, Т. 1, 315-317.
- Журавлев А.В., Соболев Д.Б. (2001) Местная стратиграфическая схема турнейского яруса Севера Урала. Отеч. геология, 6, 29-32.
- Попов В.В., Журавлев А.В. (2012) Использование анизотропии различных магнитных параметров для определения направления сноса материала при изучении турбидитных потоков. *Нефтегаз. геология. Теория и практика*, 7(1), http://www.ngtp.ru/rub/2/11_2012.pdf
- Соболев Д.Б. (2005) Остракоды и биостратиграфия турнейского яруса севера Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 114 с.
- Тимонин Н.И. (1974) Тектоника гряды Чернышева (Северное Приуралье). Л.: Наука, 130 с.
- Цыганко В.С. (2011) Девон западного склона севера Урала и Пай-Хоя (стратиграфия, принципы расчленения, корреляция). Екатеринбург: УрО РАН, 356 с.
- Saltzman M.R., Groessens E., Zhuravlev A.V. (2004) Carbon cycle models based on extreme changes in δ 13C: an example from the lower Mississippian. *Paleogeogr.*, *Paleoclimatol.*, *Paleoecol.*, **213**, 359-377.
- Sobolev D.B., Vevel Ya.A., Zhuravlev A.V., Kamzalakova S.Y. (2000) Facies and fossil associations of the uppermost Famennian and Tournaisian deposits of the Iz'yayu River section (Tchernyshev Uplift). *Ichthyolith Issues Spec. Publ.*, (6), 108-111.
- Spalletta C., Perri M.C., Over D.J., Corradini C. (2017) Famennian (Upper Devonian) conodont zonation: revised global standard. *Bull. Geosci.*, **92**(1), 31-57. DOI 10.3140/bull.geosci.1623
- Zhuravlev A.V., Plotitsyn A.N., Gruzdev D.A., Smoleva I.V. (2020) Carbon isotope stratigraphy of the Tournaisian (Lower Mississippian) successions of NE Europe. *Stratigr. Timescales*, (5), 468-527. https://doi. org/10.1016/bs.sats.2020.08.007

558

ЛИТОСФЕРА том 21 № 4 2021

Строение разреза изъяюской свиты (верхний девон–нижний карбон) в типовой местности Sequence composition of the Iz" yayu Formation (Upper Devonian–Lower Carboniferous) in the type area

Ziegler W., Sandberg C. (1990) The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **121**, 115 p.

REFERENCES

- Dmitrieva E.V., Ershova G.I., Librovich V.L., Nekrasova V.I., Oreshnikova E.I. (1968) Atlas of structures and textures of sedimentary rocks. Pt 2. Carbonate rocks. Moscow, Nedra Publ., 700 p. (In Russ.)
- Eliseev A.I. (1963) Stratigraphy and lithology of Carboniferous deposits of the Tchernyshev Swell. Moscow; Leningrad, Nauka Publ., 168 p. (In Russ.)
- Erofeevskiy A.V., Zhuravlev A.V. (2019) Perspectives of application of isotope-stratigraphy (δ¹³C_{catb}) for correlation of the Upper Devonian–Carboniferous interval of the east of Timan-Pechora Province. *Neftegazovaya Geologiya. Teoriya i Praktika*, **14**(1), available at: http:// www.ngtp.ru/rub/2019/9_2019.html (In Russ.) DOI: https://doi.org/10.17353/2070-5379/9_2019
- Gruzdev D.A. (2017) Late Devonian-Early Carboniferous isolated carbonate platform in the Subpolar Urals (Bolshaya Nadota River). *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, (4), 16-23. (In Russ.)
- Popov V.V., Zhuravlev A.V. (2012) Anisotropy of various magnetic parameters use for determining directions of material transfer in the study of turbidite currents. *Neftegazovaya Geologiya*. *Teoriya i Praktika*, 7(1), available at: http://www.ngtp.ru/rub/2/11_2012.pdf (In Russ.)
- Saltzman M.R., Groessens E., Zhuravlev A.V. (2004) Carbon cycle models based on extreme changes in δ¹³C: an example from the lower Mississippian. *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol.*, **213**, 359-377.
- Sobolev D.B. (2005) Ostracodes and biostratigraphy of the Tournaisian Stage of the north of the Urals. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 114 p. (In Russ.)
- Sobolev D.B., Vevel Ya.A., Zhuravlev A.V., Kamzalakova S.Y. (2000) Facies and fossil associations of the uppermost Famennian and Tournaisian deposits of the Izyayu River section (Tchernyshev Uplift). *Ichthyolith Issues Spec. Publ.*, (6), 108-111.
- Spalletta C., Perri M.C., Over D.J., Corradini C. (2017) Famennian (Upper Devonian) conodont zonation: re-

vised global standard. *Bull. Geosci.*, **92**(1), 31-57. DOI 10.3140/bull.geosci.1623

- Timonin N.I. (1974) Tectonics of the Tchernyshev Swell (northern Cis-Uralian). Leningrad, Nauka Publ., 130 p. (In Russ.)
- Tsyganko V.S. (2011) Devonian of the western slope of north of Urals and Pai-Khoi (stratigraphy, principals of subdivision, correlation)). Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 356 p.
- Zhuravlev A.V. (2012) Sedimentation model of the transitional zone from the Elets to Lemva formation belts (Devonian-Carboniferous boundary, Cis-Polar Urals). Neftegazovaya Geologiya. Teoriya i Praktika, 7(4), available at: http://www.ngtp.ru/rub/2/59 2012.pdf (In Russ.)
- Zhuravlev A.V., Plotitsyn A.N., Gruzdev D.A. (2020) Ydzhid Anticline Late Famennian (south of Pechora-Kozhva Uplift, Pechora Plate). *Neftegazovaya Geologiya*. *Teoriya i Praktika*, **15**(2), available at: http://www.ngtp. ru/rub/2020/17_2020.html (In Russ.) DOI: https://doi. org/10.17353/2070-5379/17_2020
- Zhuravlev A.V., Plotitsyn A.N., Gruzdev D.A., Smoleva I.V. (2020) Carbon isotope stratigraphy of the Tournaisian (Lower Mississippian) successions of NE Europe. *Stratigr. Timescales*, 5, 468-527. https://doi.org/10.1016/ bs.sats.2020.08.007
- Zhuravlev A.V., Popov V.V., Vevel Ya.A. (2013) Calciturbidites of the Kozhym shelf depression at the border of Devonian and Carboniferous (Subpolar Urals). Sedimentary basins, sedimentation and post-sedimentation processes in geological history. Materials of the VII All-Russian lithological meeting. Novosibirsk, INGT SB RAS, V. 1, 315-317.
- Zhuravlev A.V., Sobolev D.B. (2001) Local stratigraphic chart of the Tournaisian Stage of the North of Urals. *Otech. Geologiya*, (6), 29-32. (In Russ.)
- Zhuravlev A.V., Vevel Ya.A. (2018) The late Tournaisian Event in the successions of the Kosyu-Rogovaya Depression and adjacent areas (Timan-Pechora Province). *Neftegazovaya Geologiya. Teoriya i Praktika*, **13**(1), available at: http://www.ngtp.ru/rub/2/3_2018.pdf (In Russ.) DOI: https://doi.org/10.17353/2070-5379/3_2018
- Ziegler W., Sandberg C. (1990) The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **121**, 115 p.

УДК 564.8:551.734.5(571.1)

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-4-560-573

Верхнефаменские брахиоподы из керна скважины Курган-Успенская-1 (юго-западная окраина Западной Сибири)

А. Г. Мизенс, Л. И. Мизенс

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: MizensAG@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 10.03.2021 г., принята к печати 02.04.2021 г.

Объект исследований. Брахиоподы из керна параметрической скв. Курган-Успенская-1. Скважина пробурена на юге Западной Сибири в 80 км юго-восточнее г. Курган. Брахиоподы собраны на глубине 1525.4 м в IV тектоническом блоке (интервал керна 1450–1794 м) в зеленовато-серых мергелях фаменского яруса верхнего девона. Материалы и методы. Палеонтологический материал представлен в виде целых раковин и отдельных створок брахиопод мелкого и среднего размера. Сохранность брахиопод позволяет определить их до вида и рода, иногда в открытой номенклатуре. В статье даны краткие описания имеющегося в нашем распоряжении материала. Результа*ты.* Определено 11 видов брахиопод подтипа Rhynchonelliformea, принадлежащих шести отрядам и девяти родам. В статье описаны десять видов: Orbinaria fallax (Pand.), Semiproductus amplus Bubl., Schuchertella sp., Dalejina ? sp., Camarotoechia panderi (Sem. et Moell.), C. volucera Nal., Athyris tobolica Nal., Cleiothyridina tenuilineata (Row.), Cl. ex gr. pectinata (Sem. et Moell.), Retzia ? sp., что позволяет обоснованно говорить о возрасте вмещающих их отложений, расширяет знание о составе верхнефаменских брахиопод фундамента юга Западной Сибири, а также их географическом и стратиграфическом распространении. Выводы. Анализ стратиграфического распространения описанных брахиопод с учетом данных по фораминиферам позволил определить возраст вмещающих пород как самые верхи фаменского яруса. По составу брахиопод эти породы коррелируются с одновозрастными отложениями Восточно-Европейской платформы, Тимана, Урала, Кузбасса, Рудного Алтая, Казахстана и Северной Америки.

Ключевые слова: Западная Сибирь, скважина Курган-Успенская-1, верхний девон, брахиоподы

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках НИР государственного задания ИГГ УрО РАН (№ АААА-А18-118052590032-6)

Upper Devonian brachiopods from the core of the Kurgan-Uspenskaya-1 key borehole (south-western outlying areas of Western Siberia)

Anita G. Mizens, Larisa I. Mizens

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: MizensAG@igg.uran.ru Received 10.03.2021, accepted 02.04.2021

Research subject. Brachiopods from the core of the Kurgan-Uspenskaya-1 parametric borehole. The borehole was drilled in the south of Western Siberia 80 km southeast of the Kurgan town. Brachiopods were collected at a depth of 1,525.4 m in the IV tectonic block (core interval 1,450–1,794 m) in the greenish-gray marks of the Famennian stage of the Upper Devonian. Materials and methods. The paleontological material is presented in the form of complete undamaged shells and individual valves of small- and medium-sized brachiopods. The safety of brachiopods makes it possible to determine their species and genera, sometimes in open nomenclature. The article provides a brief description of the available material. Results. 11 species of brachiopods of the subtype Rhynchonelliformea belonging to six orders and nine genera were identified. The following ten species were described: Orbinaria fallax (Pand.), Semiproductus amplus Bubl., Schuchertella sp., Dalejina? sp., Camarotoechia panderi (Sem.et Moell.), C. volucera Nal., Athyris tobolica Nal., Cleiothyridina tenuilineata (Row.), Cl. ex gr. pectinata (Sem. et Moell.), Retzia? sp. The presented information allows conclusions about the age of the sediments enclosing the brachiopods under study and expands the existing knowledge of both the composition of the Upper Famennian brachiopods of the basement of the south of Western Siberia and their geographical and stratigraphic distribution. Conclusion. An analysis of the stratigraphic distribution of the described brachiopods taking into account data on

Для цитирования: Мизенс А.Г., Мизенс Л.И. (2021) Верхнефаменские брахиоподы из керна скважины Курган-Успенская-1 (юго-западная окраина Западной Сибири). Литосфера, 21(4), 560-573. https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-4-560-573

For citation: Mizens A.G., Mizens L.I. (2021) Upper Devonian brachiopods from the core of the Kurgan-Uspenskaya-1 key borehole (south-western outlying areas of Western Siberia). Lithosphere (Russia), 21(4), 560-573. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-4-560-573

© А.Г. Мизенс, Л.И. Мизенс, 2021

foraminifera allowed us to determine the age of the host rocks as the very top of the Famennian stage. The composition of the brachiopods allows these rocks to be correlated with coeval deposits of the East European Platform, Timan, the Urals, Kuzbass, the Gorny Altai, Kazakhstan and North America.

Keywords: Western Siberia, Kurgan-Uspenskaya-1 well, Upper Devonian, brachiopods

Funding information

This work was conducted within framework of state assignment of IGG UB RAS (No. AAAA-A18-118052590032-6)

Acknowledgements

The authors express their gratitude to the photographer P.V. Shalaev and the research assistant of Laboratory of Regional Geology and Geotectonic P.B. Shiryaev for taking photographs of brachiopods.

ВВЕДЕНИЕ

В статье приводится описание брахиопод, собранных из верхнефаменских отложений, пройденных параметрической скважиной Курган-Успенская-1 на юге Курганской области в 80 км юговосточнее г. Курган (Степанова и др., 2011, рис. 1). При бурении данной скважины были вскрыты отложения нижнего карбона и верхнего девона фундамента Западно-Сибирской платформы. Они представлены разнообразными известняками, доломитами, мергелями, аргиллитами и песчаниками, находящимися в сложных тектонических взаимоотношениях. По найденным в керне скважины остаткам водорослей, фораминифер, брахиопод и мшанок установлены возраст пород и блоковое строение разреза. Схематическая реконструкция тектонического строения разреза скв. КУ-1 разработана Г.А. Мизенсом и впервые опубликована в статье Т.И. Степановой с соавторами (2011).

Находки верхнедевонских брахиопод фундамента Западно-Сибирской платформы крайне редки. Обнаруженный комплекс брахиопод из параметрической скважины интересен тем, что содержит представителей различных родов и видов из пограничного интервала девонской и каменноугольной систем и позволяет проводить корреляцию с одновозрастными отложениями Восточно-Европейской платформы, Тимана, Урала, Кузбасса, Горного Алтая, Казахстана и Северной Америки. Описанные в данной статье брахиоподы собраны на глубине 1525.4 м в IV тектоническом блоке (интервал керна 1450–1794 м), сложенном в основном глинистыми известняками фаменского яруса (рис. 1). В нижней части этого блока на глубинах 1700.4-1725.4 и 1580.1-1589.2 м Т.И. Степановой с соавторами (2011) определены фораминиферы и редкие водоросли нижне-среднефаменского и верхнефаменского возраста соответственно (но не выше зоны Quasiendothyra communis). Брахиоподы найдены выше фораминифер в зеленоватосерых мергелях, определены и большей частью описаны авторами статьи как Chonetes ? sp., Orbinaria fallax (Pand.), Semiproductus amplus Bubl., Schuchertella sp., Dalejina ? sp., Camarotoechia pan-

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021



Рис. 1. Схематическая реконструкция тектонического строения разреза скв. КУ-1 (Степанова и др., 2011).

Черной заливкой показано тело базальтов и долеритов. Римскими цифрами обозначены номера тектонических блоков.

Fig. 1. Schematic reconstruction of the tectonic structure of the KU-1 well section (Stepanova et al., 2011).

The body of basalts and dolerites is shown in black. Roman numerals indicate the numbers of tectonic blocks.

deri (Sem. et Moell.), C. volucera Nal., Athyris tobolica Nal., Cleiothyridina tenuilineata (Row.), Cl. ex gr. pectinata (Sem. et Moell.), Retzia ? sp. (рис. 2). В целом приведенный комплекс брахиопод характерен для переходных девонско-каменноугольных отложений Евразии и Северной Америки. Ранее отложения этого стратиграфического интервала (в объеме фораминиферовой зоны Quadrithyrina kobeitusana) на Урале и других регионах бывшего СССР рассматривались в составе турнейского яруса нижнего карбона (Ротай, 1941; Наливкин, 1979; Унифицированные..., 1980; Фотиева, 1985). После утверждения в 1991 г. нижней границы каменноугольной системы в основании конодонтовой зоны Siphonodella sulcata они стали относиться к самым верхам фаменского яруса верхнего девона (Стратиграфические схемы..., 1993; Алексеев, 2008; Соболев, Евдокимова, 2008).

Описанные брахиоподы хранятся в Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург), коллекция № ИГГ-1/1-16. Диагнозы родов даны по (Treatise..., 2000, 2002).

ОПИСАНИЕ БРАХИОПОД

Подтип Rhynchonelliformea Williams et al., 1996 Класс Strophomenata Williams et al., 1996 Отряд Productida Sarytcheva et Sokolskaya, 1959 Подотряд Productidina Waagen,1883 Надсемейство Productoidea Gray, 1840 Семейство Productellidae Schuchert, 1929 Подсемейство Plicatiferinae Muir-Wood et Cooper,1960 Триба Rugaurini Lazarev, 1990

Род Orbinaria Muir-Wood et Cooper, 1960

Orbinaria: Наливкин, 1979, с. 41; Фотиева, 1985, с. 31; Muir-Wood, 1965, р. 465; Brunton et al., 2000, р. 461.

Типовой вид – *Productella pyxidata* Hall, 1858; верхний фамен – ? нижний карбон Северной Америки (штаты Луизиана и Миссури).

Диагноз. Раковины слабо вогнуто-выпуклые, с концентрическим орнаментом, отчетливо выраженным на спинной створке; дорсальные иглы редкие, тонкие; вентральные иглы со слабо развитыми пустулами; зубы маленькие; передний край спинной створки с хорошо развитым субпериферическим папилозным ребром.

Распространение. Верхний девон (верхний фамен) – нижний карбон; Северная Америка, Европа, ? Северная Африка, Западная Сибирь.

Orbinaria fallax (Pander, 1862) Табл. I, фиг. 1, 2

Productus (Avonia?) fallax: Ротай, 1941, с. 93, табл. XV, фиг. 7.

Plicatifera fallax: Сарычева, 1952, с. 90, табл. 14, фиг. 91.

Orbinaria fallax: Фотиева, 1985, с. 32, табл. II, фиг. 22, 23.

Материал. Одна брюшная створка.

Описание. Брюшная створка маленького размера, слабо удлиненная, умеренно выпуклая, с плавно изогнутым профилем. Макушка широкая, выпуклая, ее кончик прижат к замочному краю. Замочный край прямой, меньше наибольшей ширины створки. Ушки маленькие, обособленные, тупоугольные, слабо округлые. Поверхность раковины покрыта тонкими концентрическими морщинками, более четко развитыми в задней половине створки. По всей поверхности расположены тонкие полые иглы; намечается слабая ребристость. Вблизи переднего края под раковинным слоем видны папилозы. Шлейф короткий с радиальными складками.

Размеры, мм:

№ экз.	Длина	Ширина
ИГГ-1/1	10.7	11.0

Сравнение и замечания. Небольшие размеры, внешнее строение и скульптура имеющейся в нашем распоряжении брюшной створки позволяют относить ее к представителям вида, указанным в синонимике. Характер скульптуры и общие формы раковины сближают описываемый экземпляр также с представителями типового вида рода *Orbinaria* (Weller, 1914, р. 100, Tabl. XIX, Fig. 1–21; Наливкин, 1979, с. 41, табл. XI, фиг. 7, 8, 17, 18, табл. XXI, фиг. 9; Brunton et al., 2000, р. 461, Fig. 305,3); от последнего он отличается менее широкой раковиной.

Распространение. Верхний фамен юга Западной Сибири; верхний фамен – нижнее турне Тимано-Печорской провинции (нюмылгский и малевский горизонты); нижнее турне Подмосковного бассейна (малевский горизонт); Е.А. Балашова (1955) и Х.С. Розман (1962) указывают на находки описываемого вида в низах джанганинской свиты (верхний фамен) Берчогурской мульды в Западных Мугоджарах и заволжском и малевском горизонтах (верхний фамен–нижнее турне) Волго-Уральской области. Верхнефаменские брахиоподы из керна скважины Курган-Успенская-1 (Западная Сибирь) Upper Devonian brachiopods from the core of the Kurgan-Uspenskaya-1 key borehole (Western Siberia)



LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021



Таблица I. Верхнефаменские брахиоподы. Скважина Курган-Успенская-1, глубина 1525.4 м Table I. Upper Fammenian brachiopods. Kurgan-Uspenskaya-1 well, depth 1525.4 m

Примечание. Все изображения брахиопод увеличены в 2 раза. Фиг. 1, 2. Orbinaria fallax (Pander, 1862); экз. № ИГГ-1/1, брюшная створка в двух положениях: 1 – брюшная створка, 2 – замочный край. Фиг. 3. Schuchertella sp.; экз. № ИГГ-1/4, спинная створка. Фиг. 4–7. Dalejina ? sp.; экз. № ИГГ-1/5, раковина в четырех положениях: 4 – брюшная створка, 5 – спинная створка, 6 – вид сбоку, 7 – передний край. Фиг. 8–11. *Camarotoechia volucera* Nalivkin, 1979; экз. № ИГГ-1/10, раковина в четырех положениях: 8 – брюшная створка, 9 – спин-

ЛИТОСФЕРА том 21 № 4 2021

Верхнефаменские брахиоподы из керна скважины Курган-Успенская-1 (Западная Сибирь) Upper Devonian brachiopods from the core of the Kurgan-Uspenskaya-1 key borehole (Western Siberia)

ная створка, 10 – вид сбоку, 11 – передний край. Фиг. 12–27. *Camarotoechia panderi* (Semenov et Moeller, 1864): 12–15 – экз. № ИГГ-1/8, 16–19 – экз. № ИГГ-1/6, 20–23 – экз. № ИГГ-1/9, 24–27 – экз. № ИГГ-1/7, четыре раковины в четырех положениях: 12, 16, 20, 24 – брюшные створки, 13, 17, 21, 25 – спинные створки, 14, 18, 22, 26 – вид сбоку, 15, 19, 23, 27 – передний край. Фиг. 28–30. *Retzia* ? sp.; экз. № ИГГ-1/16, раковина в трех положениях: 28 – брюшная створка, 29 – спинная створка, 30 – вид сбоку. Фиг. 31–36. *Cleiothyridina tenuilineata* (Rowley, 1900); экз. № ИГГ-1/13, брюшная створка в двух положениях: 31 – брюшная створка, 32 – вид сбоку; экз. № ИГГ-1/12, раковина в четырех положениях: 33 – брюшная створка, 35 – вид сбоку, 36 – передний край. Фиг. 37–40. *Cleiothyridina* ex gr. *pectinata* (Semenov et Moeller, 1864): 37–39 – экз. № ИГГ-1/15, раковина в трех положениях: 37 – брюшная створка, 38 – спинная створка, 38 – вид сбоку, 40 – экз. № ИГГ-1/14, брюшная створка. Фиг. 41–44. *Athyris tobolica* Nalivkin, 1937; экз. № ИГГ-1/11, раковина в четырех положениях: 41 – брюшная створка. 42 – спинная створка, 43 – вид сбоку, 44 – передний край. Фиг. 45–47. *Semiproductus amplus* Bublichenko, 1971: 45, 46 –экз. № ИГГ-1/2, брюшная створка в двух положениях: 45 – брюшная створка, 46 – вид сбоку, 47 – экз. № ИГГ-1/3, спинная створка.

Note. All figures are enlarged twice.

Fig. 1, 2. *Orbinaria fallax* (Pander, 1862); specimen IGG-1/1, ventral valve in two positions: 1 – ventral valve, 2 – hinge edge. Fig. 3. *Schuchertella* sp.; specimen IGG-1/4, dorsal valve. Fig. 4–7. *Dalejina* ? sp.; specimen IGG-1/5, shell in four positions: 4 – ventral valve, 5 – dorsal valve, 6 – lateral view, 7 – anterior view. Fig. 8–11. *Camarotoechia volucera* Nalivkin, 1979; specimen IGG-1/10, shell in four positions: 8 – ventral valve, 9 – dorsal valve, 10 – lateral view, 11 – anterior view. Fig. 12–27. *Camarotoechia panderi* (Semenov et Moeller, 1864); 12–15 – specimen IGG-1/8, 16–19 – specimen IGG-1/6, 20–23 – specimen IGG-1/9, 24–27 – specimen IGG-1/7, four shells in four positions: 12, 16, 20, 24 – ventral valves, 13, 17, 21, 25 – dorsal valves, 14, 18, 22, 26 – lateral view, 15, 19, 23, 27 – anterior view. Fig. 28–30. *Retzia* ? sp.; specimen IGG-1/16, shell in three positions: 28 – ventral valve, 29 – dorsal valve, 30 – lateral view. Fig. 31–36. *Cleiothyridina tenuilineata* (Rowley, 1900); specimen IGG-1/13, ventral valve, 31 – ventral valve, 32 – lateral view, specimen IGG-1/12, shell in four positions: 33 – ventral valve, 34 – dorsal valve, 35 – lateral view, 36 – anterior view. Fig. 37–40. *Cleiothyridina* ex gr. *pectinata* (Semenov et Moeller, 1864): 37–39 – specimen IGG-1/15, shell in three positions: 37 – ventral valve, 38 – dorsal valve, 39 – lateral view, 40 – specimen IGG-1/14, ventral valve. Fig. 41–44. *Athyris tobolica* Nalivkin, 1937, specimen IGG-1/11, shell in four positions: 41 – ventral valve, 42 – dorsal valve, 43 – lateral view, 44 – anterior view. Fig. 45–47. *Semiproductus amplus* Bublichenko, 1971: 45, 46 – specimen IGG-1/2, ventral valve in two positions: 45 – ventral valve, 46 – lateral view; 47 – specimen IGG-1/3, dorsal valve.

Семейство Productidae Gray, 1840 Подсемейство Leioproductinae Muir-Wood et Cooper, 1960 Триба Semiproductini McKellar, 1970

Род Semiproductus Bublichenko, 1956

Semiproductus: Бубличенко, 1956, с. 9; Сарычева, 1960, с. 227; 1963, с. 130; Muir-Wood, 1965, р. 475; Brunton et al., 2000, р. 483.

Типовой вид – *Semiproductus minax* Bublichenko, 1956; нижнее турне Казахстана.

Диагноз. Раковины среднего размера, около 35 мм; очертание субквадратное до удлиненного, вентральный профиль сильно выпуклый; морщины слабые или неполные на дисках с удлиненными основаниями игл; иглы присутствуют на слабо развитых ребрах вентрального шлейфа; латеральные ребра выдающиеся, но короткие.

Распространение. Верхний девон (верхний фамен) – нижний карбон (нижнее турне); Урал, Азия, северная Австралия.

Semiproductus amplus Bublichenko, 1971 Табл. I, фиг. 45–47

Semiproductus amplus: Бубличенко, 1971, с. 8, табл. XV, фиг. 8, 9; Литвинович, 1975, с. 66, табл. XVIII, фиг. 15–17 (см. синонимику).

Материал. Одна брюшная створка и одна спинная. Описание. Раковина средних размеров, субквадратного очертания, плоско-выпуклая. Брюшная створка ровно выпуклая со слабо развитым синусо-

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021

видным понижением в передней половине. Макушка плавно загнутая. Спинная створка резко коленообразно изогнутая, с уплощенным висцеральным диском и коротким шлейфом спереди. Замочный край длинный, прямой, с округло-треугольными ушками. Поверхность раковины покрыта часто расположенными ребрами и концентрическими морщинами с удлиненными основаниями игл. На поверхности внутренних ядер брюшной и спинной створок, а также шлейфа присутствуют неровно развитые радиальные ребра.

Размеры, мм:

№ экз.	Длина	Ширина	Примечание
ИГГ-1/2	23.8	21.8	Брюшная створка
ИГГ-1/3	13.8	18.5	Спинная створка

Сравнение и замечания. Размеры раковины, внешнее строение створок и характер скульптуры соответствуют виду *Semiproductus amplus*, описанному из тарханской свиты Рудного Алтая (см. синонимику).

Распространение. Верхний фамен юга Западной Сибири и Рудного Алтая (тарханская свита); нижнее турне Центрального Казахстана (верхняя часть кассинских слоев).

Отряд Orthotetida Waagen, 1884 Подотряд Orthotetidina Waagen, 1884 Надсемейство Orthotetoidea Waagen, 1884 Семейство Schuchertellidae Williams, 1953 Подсемейство Schuchertellinae Williams, 1953

Род Schuchertella Girty, 1904

Schuchertella: Сокольская, 1954, с. 92 (см. синонимику); 1960, с. 218; Williams, 1965, р. 408; Williams, Brunton, 2000, р. 665.

Типовой вид – *Streptorhynchus lens* White, 1862; верхний фамен Северной Америки (штат Миссури).

Диагноз. Раковины разного размера и разной текстуры ребристости; вентральная арея обычно анаклинная, хилидий выпуклый; вентральные мускульные отпечатки флабеллятные, а дорсальные аддукторные отпечатки вдавленные; каждый ряд разделен низкой миофрагмой; лопасти замочного отростка короткие, разъединенные; круральные пластины короткие, слегка изогнутые; присутствует срединная спинная септа; экстропоры (псевдопоры) лучше развиты на спинной створке.

Распространение. Верхний девон – верхний карбон, ? нижняя пермь; космополит.

Schuchertella sp. Табл. I, фиг. 3

Материал. Одна спинная створка.

Описание. Створка маленького размера, широкая, уплощенная. Замочный и передний края повреждены. Примакушечная часть широкая, плоская, хорошо обособленная. Вдоль срединной части створки от макушки до переднего края развита слабая депрессия, расширяющаяся к переднему краю. По бокам депрессии расположены две широкие, едва заметные складки (по одной с каждой стороны). Радиальные ребра тонкие, разной толщины, интеркалирующие и дихотомирующие, с четкими поперечными насечками. В примакушечной части вблизи замочной линии видны круральные пластины, расходящиеся в противоположные стороны по направлению к боковым краям.

Размеры, мм:

№ экз.	Длина	Ширина
ИГГ-1/4	7.0	13.4

Сравнение и замечания. Сохранившиеся внешние черты строение спинной створки, ее размеры и характер ребристости наиболее близки к таковым типового вида рода *Schuchertella – Sch. lens* (Weller, 1914, р. 55, Tabl. III, Fig. 1–8, ?9; Сокольская, 1963, с. 89, табл. V, фиг. 6–9; Мартынова, 1975, с. 55, табл. XVI, фиг. 20–22), что позволяет идентифицировать найденный экземпляр как *Schuchertella* sp. Более точное определение образца не позволяет сделать его сохранность.

Распространение. Типовой вид рода Schuchertella – Sch. lens (White, 1862) известен из группы формаций Киндерхук (Louisiana limestone, верхний фамен) штатов Луизиана, Миссури и Иллинойс США; тайдонского и нижнетерсинского горизонтов (? турне) Кузнецкой котловины, симоринского и кассинского горизонтов (верхний фамен) Центрального Казахстана и джанганинской свиты (верхний фамен) Мугоджар.

Класс Rhynchonellata Williams et al., 1996 Отряд Orthida Schuchert et Cooper, 1932 Подотряд Dalmanellidina Moore, 1952 Надсемейство Dalmanelloidea Schuchert, 1913 Семейство Rhipidomellidae Schuchert, 1913 Подсемейство Rhipidomellinae Schuchert, 1913

Род Dalejina Havlicek, 1953

Dalejina: Havlicek, 1953, р. 5; 1977, р. 220 (см. синонимику); Harper, 2000, р. 818.

Mendacella: Wright, 1965, p. 334 (part.).

Типовой вид – *Dalejina hanusi* Havlicek, 1953; пражский ярус Богемии (Чехия).

Диагноз. Раковины маленького размера, дорсодвояковыпуклые; передний край унисулкатный; вентральная арея загнутая; брюшная створка с рудиментарными зубными пластинами и вытянутыми, часто флабеллятными мускульными отпечатками; срединное ребро отсутствует.

Распространение. Силур (венлок) – нижний девон (эмс); космополит.

Dalejina ? sp. Табл. I, фиг. 4–7

Материал. Одна раковина.

Описание. Раковина маленького размера, субокруглого очертания, дорсодвояковыпуклая. Вентральная макушка низкая, загнутая. Арея слабо развитая. Замочный край короткий изогнутый. Передний край слабо унисулкатный. Брюшная створка умеренно выпуклая. Спинная створка менее выпуклая, с узким продольным понижением в осевой части, расширяющимся от макушечной части к переднему краю. Макушка широкая, прижатая к замочному краю. Поверхность раковины покрыта тонкими многочисленными дихотомирующими ребрами, расширяющимися от макушек к переднему краю.

Размеры, мм:

№ экз.	Длина	Ширина	Толщина
ИГГ-1/5	5.0	5.6	2.3

Сравнение и замечания. Форма раковины и характер скульптуры сближают описываемую раковину с представителями рода *Dalejina*. Наличие в нашем распоряжении только одного экземпляра не позволяет изучить его внутреннее строение, вследствие этого относим его к роду *Dalejina* условно.

Распространение. Описанная форма найдена в верхнефаменских отложениях юга Западной Сибири. Отряд Rhynchonellida Kuhn, 1949 Надсемейство Camarotoechioidea Schuchert, 1929 Семейство Camarotoechiidae Schuchert, 1929 Подсемейство Camarotoechiinae Schuchert, 1929

Род Camarotoechia Hall et Clarke, 1893

Camarotoechia: Ржонсницкая и др., 1960, с. 241; Розман, 1962, с. 87 (см. синонимику); Schmidt, McLaren, 1965, р. 580; Savage, 2002, р. 1132.

Типовой вид – *Atrypa congregata* Conrad, 1841; живетский ярус Северной Америки (штат Нью-Йорк).

Диагноз. Раковины субокруглые до поперечноовальных, с умеренно двояковыпуклым профилем; максимальное утолщение в примакушечных частях, бока и передний край пологие; синус и седло низкие, начинающиеся на макушках; передняя комиссура унипликатная, широкая, пологая. Ребра низкие, округлые, присутствуют как на боках, так в синусе и на седле, бифуркирующие и интеркалирующие. Зубные пластины короткие. Замочные пластины разделены спереди; дорсальная срединная септа длинная, но низкая; септалий короткий; дорсальное мускульное поле длинное, узкое.

Распространение. Средний (живетский ярус) – верхний девон; Северная Америка, Евразия.

Camarotoechia panderi (Semenov et Moeller, 1864) Табл. I, фиг. 12–27

Camarotoechia panderi: Ротай, 1941, с. 106, табл. XXIII, фиг. 3; Сокольская, 1952, с. 164, табл. 46, фиг. 249; Абрамян, 1957, с. 50, табл. VI, фиг. 1–2; Розман, 1962, с. 103, табл. IV, фиг. 1–8 (см. синони-мику); Фотиева, 1985, с. 44, табл. IV, фиг. 5, 6.

Camarotoechia ex gr. *panderi*: Розман, 1962, с. 104, табл. IV, фиг. 9, 10.

Материал. 16 раковин, две брюшных и две спинных створки.

Описание. Раковина маленького размера, широкая, округленно-пентагонального очертания. Наибольшая ширина соответствует средней части створки. Замочный край небольшой длины, изогнутый. Язычок высокий, округло-трапециевидный. Брюшная створка слабо выпуклая, с маленькой, торчащей и загнутой макушкой. Синус развитый, четко ограниченный. Спинная створка более вздутая, чем брюшная, с прижатой к замочному краю макушкой. Седло высокое, хорошо обособленное. Ребра резкие, округло-треугольной формы, расширяющиеся от макушек к переднему краю, более округлые и сглаженные на макушках, изредка дихотомирующие. В синусе расположено 2–3 ребра, на седле – 3–4, на боках – 4–5.

Внутреннее строение. В брюшной створке присутствуют короткие зубные пластины, в спинной – разобщенные замочные пластины, срединная септа и септалий.

Размеры, мм:

№ экз.	Длина	Ширина	Толщина
ИГГ-1/6	9.5	11.1	7.4
ИГГ-1/7	9.2	11.4	7.2
ИГГ-1/8	7.6	9.0	5.9
ИГГ-1/9	7.2	7.8	5.0

Сравнение и замечания. Имеющиеся в нашей коллекции экземпляры ринхонеллид полностью соответствуют описаниям и изображениям представителей вида *Camarotoechia panderi*, указанных в синонимике.

Распространение. Верхний фамен юга Западной Сибири, Казахстана (нижняя часть кассинских слоев), Мугоджар (джанганинские слои), Кузбасса (абышевские слои) и Армении; верхний фамен – нижнее турне Тимано-Печорской провинции (намылгский и малевский горизонты); нижнее турне Подмосковного (малевский горизонт) и Донецкого (С₁ta) бассейнов; Н.Н. Фотиева (1985) упоминает о находках описываемого вида в заволжском и малевском горизонтах (верхний фамен–нижнее турне) Волжско-Уральской области.

Camarotoechia volucera Nalivkin, 1979 Табл. I, фиг. 8–11

Camarotoechia ? volucera: Наливкин, 1979, с. 115, табл. XL, фиг. 13–15.

Материал. Одна раковина неполной сохранности.

Описание. Раковина маленького размера, округленно-пятиугольного очертания, умеренно вздутая. Замочный край короткий, сильно изогнутый. Брюшная створка слабо вздутая, с хорошо развитым синусом. Синус начинается от примакушечной части, расширяется и углубляется к переднему краю. Заднебоковые части брюшной створки резко изогнуты в сторону спинной, что является своеобразным характерным признаком вида. Вентральная макушка высокая. Спинная створка более вздутая, чем брюшная, с округлотрапециевидным седлом и резко изогнутыми в сторону брюшной створки переднебоковыми частями. Комиссура зигзагообразная. Поверхность раковины от макушек покрыта резкими, высокими и остроугольными складками. В синусе расположено две складки, на возвышении – три, на боках – шесть.

Размеры, мм:

№ экз.	Длина	Ширина	Толщина
ИГГ-1/10	11.8	11.2	5.3

Сравнение и замечания. Своеобразное внешнее строение описываемой раковины сближает ее с представителями вида, указанными в синонимике. Западносибирская форма отличается менее вздутой спинной створкой. Распространение. Верхний фамен западного склона Южного Урала (этренский ракушняк) и юга Западной Сибири.

Отряд Athyridida Boucot, Johnson et Staton, 1964 Подотряд Athyrididina Boucot, Johnson et Staton, 1964 Надсемейство Athyridoidea Davidson, 1881 Семейство Athyrididae Davidson, 1881 Подсемейство Athyridinae Davidson, 1881

Род Athyris M'Coy, 1844

Athyris: Наливкин, 1947, с. 128; Симорин, 1956, с. 213 (part.); Лихарев и др., 1960, с. 283; Boucot et al., 19656, р. 662; Грунт, 1980, с. 54 (см. синоними-ку); 1986, с. 58; Alvarez, Rong, 2002, р. 1497.

Cliothyris Agassiz, 1846; *Spirigera* Orbigny, 1847; *Spirithyris* Quenstedt, 1868; *Euthyris* Quenstedt, 1869; Treatise, 2002, p. 1497.

Типовой вид – *Terebratula concentrica* Buch, 1834; эйфельский ярус Германии.

Диагноз. Раковины маленького и среднего размера, изометричные, до слабо продольно- или поперечно-вытянутых, округлого субпентагонального очертания, дорзодвояковыпуклые; покрыты многочисленными, правильными, тонкими и слабо пластинчатыми линиями роста; передняя комиссура унипликатная; на брюшной створке развит узкий синус, начинающийся на вентральной макушке в виде бороздки и сильно расширяющийся в передней половине створки; спинная створка со слабо развитым возвышением в передней половине взрослой раковины; вентральное мускульное поле умеренно отпечатанное; замочная пластина плоская или слабо вогнутая вентрально; может присутствовать низкий септальный валик.

Распространение. Девон-? нижний карбон; космополит.

Athyris tobolica Nalivkin, 1937 Табл. I, фиг. 41–44

Athyris tobolica: Наливкин, 1937, с. 123, табл. XXXVIII, фиг. 6; Симорин, 1956, с. 216, табл. XIX, фиг. 10–12.

Материал. Одна раковина.

Описание. Раковина средних размеров, двояковыпуклая, округленно-пятиугольного очертания, с наибольшей шириной, расположенной в средней части ближе к переднему краю. Замочный край короткий, изогнутый. Брюшная створка со слабо развитым синусом, ограниченный по бокам пологими складками. Вентральная макушка маленькая загнутая. В примакушечной части створки намечается срединная бороздка, протягивающаяся до переднего края. Язычок синуса слабо изогнут в сторону спинной створки, полого дугообразный. Спинная створка менее выпуклая, чем брюшная, с обособленной макушкой, прижатой к замочному краю. Седло слабо развитое, отчетливо выраженное вблизи переднего края. Посередине седла проходит узкая бороздка. Скульптура раковины представлена тонкими тесно расположенными концентрическими линиями.

Размеры, мм:

№ экз.	Длина	Ширина	Толщина
ИГГ-1/11	13.0	14.7	8.0

Сравнение и замечания. Отличается от всех известных представителей рода *Athyris* характерными пологими складками по краям синуса и возвышения, а также наличием срединных бороздок на обеих створках.

Распространение. Верхний фамен юга Западной Сибири и Центрального Казахстана (низы кассинского горизонта, верхи зоны Quasiendothyra kobeitusana (Литвинович и др., 1975, с. 13, 18)).

Подсемейство Cleiothyridininae Alvarez, Rong et Boucot, 1998

Род Cleiothyridina Buckman, 1906

Athyris (Cliothyridina): Симорин, 1956, с. 217.

Cleiothyridina: Лихарев и др., 1960, с. 284; Boucot et al., 19656, р. 662; Наливкин, 1979, с. 154; Грунт, 1980, с. 75 (см. синонимику); 1986, с. 65; Alvarez, Rong, 2002, р. 1510.

Cliothyris Hall et Clarke, 1893; *Cleiothyridellina* Waterhouse, 1978; *Gerankalasiella* Gretchishnikova, 1996; *Kjarkiella* Gretchishnikova, 1996; Treatise, 2002, p. 1510.

Типовой вид – *Atrypa pectinifera* Sowerby, 1840; верхняя пермь, казанский, ? татарский ярусы графства Дархем Великобритании.

Диагноз. Раковины среднего размера, поперечноовальной до удлиненно-овальной формы с почти равно двояковыпуклыми створками; поверхность раковины покрыта частыми пластинами нарастания с игольчатой бахромой по краю. Присутствуют уплощенная замочная пластина и низкая срединная септа.

Распространение. Верхний девон (фаменский ярус)–верхняя пермь (казанский и ? татарский ярусы); космополит.

Cleiothyridina tenuilineata (Rowley, 1900) Табл. I, фиг. 31–36

Cliothyridina tenuilineata: Weller, 1914, p. 478, Tabl. LXXX, Fig. 1–12.

Athyris (*Cliothyridina*) *tenuilineata*: Наливкин, 1937, с. 126, табл. XXXVIII, фиг. 7, 8; Симорин, 1956, с. 217, табл. XX, фиг. 9–12.

Cleiothyridina tenuilineata: Бубличенко, 1971, с. 117, табл. XXIII, фиг. 6 (см. синонимику); Налив-

кин, 1979, с. 155, табл. LXIV, фиг. 5; Sun, Balinski, 2011, р. 815, Fig. 4D–F, J, 16B, 17.

Материал. Одна раковина и одна брюшная створка.

Описание. Раковина небольших размеров, поперечно-овального очертания, двояковыпуклая, без синуса и возвышения. Замочный край короткий, изогнутый, плавно переходит в округлые плечики. Передний край ровный. Наибольшая ширина приурочена к средней части раковины. Брюшная створка равномерно выпуклая. Макушка хорошо обособленная, оттянутая и загнутая. Спинная створка менее вздутая, чем брюшная, с наибольшей выпуклостью в задней половине. Поверхность раковины покрыта тонкими и тесно расположенными, правильными пластинами роста с игольчатыми шлейфами там, где они сохранились.

Размеры, мм:

№ экз.	Длина	Ширина	Толщина	Примечание
ИГГ-1/12	13.9	15.0	7.7	Раковина
ИГГ-1/13	12.2	14.6	_	Брюшная
				створка

Сравнение и замечания. Описанные экземпляры наибольшее сходство обнаруживают с представителями вида, указанными в синонимике, только от североамериканских и уральских экземпляров они отличаются чуть бо́льшими размерами широких раковин. Некоторое сходство западносибирские *Cleiothyridina tenuilineata* имеют с представителями вида *Cleiothyridina royssii* (Eveill.) (Сарычева, 1952, с. 237, табл. 70, фиг. 407; Наливкин, Фотиева, 1973, с. 75, табл. XXIV, фиг. 8, 9; Наливкин, 1979, с. 155, табл. LXIV, фиг. 7, 13), но отличаются от них значительно меньшими размерами раковин и более тесно расположенными пластинами роста.

Распространение. Верхний фамен юга Западной Сибири и Рудного Алтая (тарханская свита); верхний фамен–нижнее турне Казахстана (кассинские слои) и Северной Америки (киндерхук и бурлингтон); нижнее турне западного склона Северного Урала (подчеремский известняк), турне Китая.

> Cleiothyridina ex gr. pectinata (Semenov et Moeller, 1864) Табл. I, фиг. 37–40

Материал. Одна раковина и одна брюшная створка.

Описание. Раковина маленького размера, удлиненная, слабо двояковыпуклая. Вентральная макушка торчащая, слабо асимметричная, с маленьким фораменом. Синус на брюшной створке и возвышение на спинной отсутствуют. Передний край ректимаргинатный. Скульптура состоит из тонких тесно расположенных концентрических пластин нарастания с игольчатой бахромой по краю.

Размеры, мм:

№ экз.	Длина	Ширина	Толщина	Примечание
ИГГ-1/14	7.6	6.4	3.0	Брюшная
				створка
ИГГ-1/15	6.8	6.0	3.3	Раковина

Сравнение и замечания. От представителей вида *Cleiothyridina pectinata* (Ротай, 1941, с. 116, табл. XXVIII, фиг. 5; Грунт, 1980, с. 80, табл. VII, фиг. 12–14; 1986, табл. IV, фиг. 6, 7; Фотиева, 1985, с. 69, табл. VIII, фиг. 14) описываемые формы значительно отличаются меньшими размерами, слабо асимметричной формой раковины и относительно высокой торчащей макушкой.

Распространение. Вид *Cleiothyridina pectinata* известен в турнейском ярусе Тимано-Печорской провинции (упинский горизонт), Подмосковного (малевский, упинский и черепетский горизонты) и Донецкого бассейнов (C₁ta).

Подотряд Retziidina Boucot, Johnson et Staton, 1964 Надсемейство Retzioidea Waagen, 1883 Семейство Retziidae Waagen, 1883

Род Retzia King, 1850

Retzia: Лихарев и др., 1960, с. 285; Boucot et al., 1965а, с. 649; Alvarez, Rong, 2002, р. 1587.

Trigeria Bayle, 1878: Alvarez, Rong, 2002, p. 1587.

Типовой вид – *Terebratula adrieni* de Verneuil et d'Archiac, 1845; нижний девон (верхний эмс) Испании.

Диагноз. Раковины маленького и среднего размера, удлиненно-овального или округлого очертания, равностворчатые, умеренно вздутые, ребристые. Вентральная макушка слабо загнутая, с фораменом. Синус и возвышения слабо развитые или отсутствуют. Зубные пластины тонкие и высокие; ножной воротничок хорошо развитый; кардинальные фланги тонкие и уплощенные, выступающие в задневентральном направлении; замочная пластина короткая по сравнению с длинными и плоскими внешними замочными пластинами, поддерживается высокой и тонкой срединной септой; югум выдается в задневентральном направлении в виде длинного отростка, который может перейти в короткий раздвоенный зубец или стать толстым и иглистым.

Распространение. Верхний силур (? лудлов)нижний карбон (визе); Европа, Урал, Азия.

> *Retzia* ? sp. Табл. I, фиг. 28–30

Материал. Одна раковина.

Описание. Раковина маленького размера, удлиненно-овального очертания, двояковыпуклая, ребристая. Брюшная створка с острой торчащей слабо загнутой макушкой и узким синусом, развитым в передней половине створки. Спинная створка более выпуклая, чем брюшная, с узким седлом, развитым в передней части. Задняя половина спинной створки уплощенная. Поверхность раковины покрыта округло-треугольными ребрами: два – в синусе, три – на седле и по бокам.

Размеры, мм:

№ экз.	Длина	Ширина	Толщина
ИГГ-1/16	4.4	4.1	2.8

Сравнения и замечания. Найденная в керне раковина наибольшее сходство обнаруживает с представителями рода *Retzia* отряда атиридид. Отличается маленькими размерами, несколько приплюснутыми заднебоковыми частями и более обособленными синусом и возвышением. Из-за ограниченного количества материала внутреннее строение не было изучено.

Распространение. Представители рода *Retzia* известны в отложениях верхнего силура–нижнего карбона (визейский ярус).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Описанные виды брахиопод известны в отдельных регионах России (Восточно-Европейская платформа, Тиман, Урал, Кузбасс, Рудный Алтай), а также в Казахстане и Северной Америке. Анализ их стратиграфического распространения позволяет сделать вывод о верхнефаменском возрасте включающих их отложений. В изученном комплексе присутствуют брахиоподы, принадлежащие относительно древним родам, таким как Dalejina и Camarotoechia, первые представители которых появляются в силуре и среднем девоне. Род Athyris широко распространен только в девонской системе. Три рода Orbinaria, Semiproductus, Schuchertella появляются в позднем девоне и переходят в ранний карбон. Первые представители рода *Cleio*thyridina также появляются в позднем девоне и существуют до конца пермского периода. Проанализировав стратиграфическое распределение найденных видов, необходимо отметить, что два из них Camarotoechia volucera Nal. и Athyris tobolica Nal. известны из верхнефаменских отложений западного склона Урала и Центрального Казахстана (Наливкин, 1979; Литвинович и др., 1975). Виды Orbinaria fallax (Pand.), Semiproductus amplus Bubl. и Camarotoechia panderi (Sem. et Moell.) возникают в верхнем фамене и проходят в нижнее турне. Формы, описанные нами как Cleiothyridina ex gr. pectinata (Sem. et Moell.), сильно отличаются от типовых экземпляров турнейского вида и, возможно, относятся к новому виду. Установленный по брахиоподам возраст косвенно подтверждается и находками в ниже залегающих отложениях фораминифер зоны Quasiendothyra communis. Следует отметить, что описанные брахиоподы отличаются

мелкими размерами, что, по-видимому, связано с неблагоприятными условиями обитания этих беспозвоночных или сортировкой их раковин подводными течениями перед захоронением.

Благодарности

Авторы выражают благодарность фотографу П.В. Шалаеву и научному сотруднику лаборатории региональной геологии и геотектоники П.Б. Ширяеву за фотографирование брахиопод.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамян М.С. (1957) Брахиоподы верхнефаменских и этренских отложений юго-западной Армении. Ереван: Изд-во АН Армян. ССР, 143 с.
- Алексеев А.С. (2008) Каменноугольная система. Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. СПб.: ВСЕГЕИ, 61-68.
- Балашова Е.А. (1955) Продуктиды турнейских отложений Бер-Чогура (Мугоджары). Учен. зап. ЛГУ, **189**, *Сер. геол. наук*, (6), 124-156.
- Бубличенко Н.Л. (1956) Некоторые новые представители брахиопод девона и карбона Рудного Алтая и Сары-Арка. Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол., 23, 93-104.
- Бубличенко Н.Л. (1971) Брахиоподы нижнего карбона Рудного Алтая (тарханская свита). Алма-Ата: Наука, 189 с.
- Грунт Т.А. (1980) Атиридиды Русской платформы. М.: Наука, 164 с.
- Грунт Т.А. (1986) Система брахиопод отряда Атиридида. М.: Наука, 200 с.
- Литвинович Н.В. (1975) Семейство Leioproductidae. Фауна пограничных отложений девона и карбона Центрального Казахстана. Материалы по геологии Центрального Казахстана. Т. XVIII. М.: Недра, 62-68.
- Литвинович Н.В., Мартынова М.В., Аксенова Г.Г. (1975) Стратиграфия пограничных отложений девона и карбона. Фауна пограничных отложений девона и карбона Центрального Казахстана. Материалы по геологии Центрального Казахстана. Т. XVIII. М.: Недра, 8-19.
- Лихарев Б.К., Макридин В.П., Никифорова О.И., Ржонсницкая М.А. (1960) Надсемейство Athyracea. *Мшанки, брахиоподы. Основы палеонтологии.* (Под ред. Т.Г. Сарычевой). М.: АН СССР, 280-286.
- Мартынова М.В. (1975) Семейство Orthotetidae. Фауна пограничных отложений девона и карбона Центрального Казахстана. Материалы по геологии Центрального Казахстана. Т. XVIII. М.: Недра, 54-55.
- Мизенс Г.А., Кучева Н.А., Степанова Т.И., Мизенс Л.И., Толоконникова З.А., Иванова Р.М., Рыльков С.А. (2011) Стратиграфия и условия образования девонских и каменноугольных отложений Тобол-Убаганского поднятия и Вагай-Ишимской впадины (юго-западная окраина Западной Сибири). Литосфеpa, (4), 20-44.
- Наливкин Д.В. (1937) Брахиоподы верхнего и среднего девона и нижнего карбона Северо-Восточного Казахстана. Тр. ЦНИГРИ. Вып. 99. М.; Л.: ОНТИ НКТП

CCCP, 200 c.

- Наливкин Д.В. (1947). Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Девонская система. Т. III. М.; Л.: Госгеолиздат, 246 с., 56 табл.
- Наливкин Д.В. (1979) Брахиоподы турнейского яруса Урала. Л.: Наука, 248 с.
- Наливкин Д.В., Фотиева Н.Н. (1973) Брахиоподы пограничных отложений турнейского и визейского ярусов западного склона Урала. М.: Наука, 119 с.
- Ржонсницкая М.А., Лихарев Б.К., Макридин В.П. (1960) Отряд Rhynchonellida. Мшанки, брахиоподы. Основы палеонтологии. (Под ред. Т.Г. Сарычевой). М.: АН СССР, 239-257.
- Розман Х.С. (1962) Стратиграфия и брахиоподы фаменского яруса Мугоджар и смежных районов. *Тр. Геол. ин-та. Вып. 50.* М.: АН СССР, 228 с.
- Ротай А.П. (1941) Класс Brachiopoda. Брахиоподы. Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Т. IV. Нижний отдел каменноугольной системы. (Под ред. Л.С. Либровича). М.; Л.: Госгеолиздат, 85-117.
- Сарычева Т.Г. (1960) Семейство Echinoconchidae Stehli, 1954. Мшанки, брахиоподы. Основы палеонтологии. (Ред. Т.Г. Сарычева). М.: Изд-во АН СССР, 227-229.
- Сарычева Т.Г., Сокольская А.Н. (1952) Род *Plicatifera* Chao, 1927. Определитель палеозойских брахиопод Подмосковной котловины. Тр. Палеонт. ин-та. АН СССР, Т. XXXVIII. (Отв. ред. Ю.А. Орлов). М.: Издво АН СССР, 89-91.
- Сарычева Т.Г., Сокольская А.Н. (1952) Семейство Rhynchonellidae Gray, 1848. Определитель палеозойских брахиопод Подмосковной котловины. Тр. Палеонтол. ин-та. Т. XXXVIII. (Отв. ред. Ю.А.Орлов). М.: Издво АН СССР, 161-170.
- Сарычева Т.Г., Сокольская А.Н., Безносова Г.А., Максимова С.В. (1963) Отряд Strophomenida. Брахиоподы и палеогеография карбона Кузнецкой котловины. Тр. Палеонтол. ин-та. Т. ХСV. (Отв. ред. Т.Г. Сарычева). М.: АН СССР, 206-220.
- Симорин А.М. (1956) Стратиграфия и брахиоподы Карагандинского бассейна. Алма-Ата: АН Каз. ССР, 300 с.
- Соболев Н.Н., Евдокимова И.О. (2008) Девонская система. Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. СПб.: ВСЕГЕИ, 52-60.
- Сокольская А.Н. (1954) Строфомениды Русской платформы. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 51. 191 с.
- Сокольская А.Н. (1960) Отряд Strophomenida. *Мшанки, брахиоподы. Основы палеонтологии.* (Под ред. Т.Г. Сарычевой). М.: Изд-во АН СССР, 79-104.
- Степанова Т.И., Кучева Н.А., Мизенс Г.А., Иванова Р.М., Мизенс Л.И., Толоконникова З.А., Рыльков С.А. (2011) Стратиграфия палеозойского разреза, вскрытого параметрической скважиной Курган-Успенская-1 (юго-западная окраина Западной Сибири). *Литосфера*, (3), 3-21.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой) (1993). Объяснительная записка. Екатеринбург: Межведомственный стратиграфический комитет России. 151 л. 139 с.
- Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала (1980). Объяснительная записка.

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021

Ч. 1. Свердловск: УНЦ АН СССР, 153 с.

- Фотиева Н.Н. (1985) Определитель брахиопод пограничных отложений девона и карбона. М.: Наука, 80 с.
- Alvarez F., Rong Jia-yu (2002) Athyrididina, Retziidina. Treatise on Invertebrate Paleontology. Pt H. Brachiopoda. (Ed. by R.L. Kaesler). Revised. Geol. Soc. Amer., Inc., Univ. Kansas. Boulder, Colorado, and Lawrence, Kansas. V. 4, 1496-1601.
- Boucot A.J., Johnson J.G., Staton R.D. (1965a) Suborder Retziidina. *Treatise on Invertebrate Paleontology*. *Pt H. Brachiopoda*. (Ed. by R.C. Moore). Geol. Soc. Amer., Inc., Univ. Kansas Press. Lawrence, Meriden, N. Y. V. 2, 649-654.
- Boucot A.J., Johnson J.G., Staton R.D. (19656) Suborder Athyrididina. *Treatise on Invertebrate Paleontology*. *Pt H. Brachiopoda*. (Ed. by R.C. Moore). Geol. Soc. Amer., Inc., Univ. Kansas Press. Lawrence, Meriden, N. Y. V. 2, 654-667.
- Brunton C.H.C., Lazarev S.S., Grant R.E., Jin Yu-gan (2000) Productidina. *Treatise on Invertebrate Paleontology*. *Pt H. Brachiopoda*. (Ed. by R.L. Kaesler). Revised. Geol. Soc. Amer., Inc., Univ. Kansas. Boulder, Colorado, and Lawrence, Kansas. V. 3, i-ii, 424-565.
- Harper D.A.T. (2000) Dalmanellidina. Treatise on Invertebrate Paleontology. Pt H. Brachiopoda. (Ed. by R.L. Kaesler). Revised. Geol. Soc. Amer., Inc., Univ. Kansas. Boulder, Colorado, and Lawrence, Kansas. V. 3, 782-844.
- Havlicek V. (1953) O nekolika novych ramenonozcich ceskeho a moravskeho stredniho devonu. Vestn. Ustr. Ust. Geol., 28. Praha, 4-9.
- Havlicek V. (1977) Brachiopods of the order Orthida in Czechoslovakia. *Rozpravy Ustr. Ust. Geol.*, **44**, 327 p., 56 pl.
- Muir-Wood H.M. (1965) Productidina. Treatise on Invertebrate Paleontology. Pt H. Brachiopoda. (Ed. by R.C. Moore). Revised. Geol. Soc. Amer., Inc., Univ. Kansas. Boulder, Colorado, and Lawrence, Kansas. V. 1, 439-510.
- Savage N.M. (2002) Superfamily Camarotoechioidea. Treatise on Invertebrate Paleontology. Pt H. Brachiopoda. (Ed. by R.L. Kaesler). Revised. Geol. Soc. Amer., Inc., Univ. Kansas. Boulder, Colorado, and Lawrence, Kansas. V. 4, 1132-1164.
- Schmidt H., McLaren D.J. (1965) Subfamily Camarotoechiinae. Ed. by R.C. Moore. *Treatise on Invertebrate Paleontology. Pt H. Brachiopoda*. (Ed. by R.C. Moore). Geol. Soc. Amer., Inc., Univ. Kansas Press. Lawrence, Meriden, N. Y. V. 2, 580-584.
- Sun Y., Balinski A. (2011) Silicified Mississippian brachiopods from Muhua, southern China: Rhynchonellides, athyridides, spiriferinides, and terebratulides. *Acta Paleontol. Pol.*, 56(4), 793-842.
- Treatise on Invertebrate Paleontology (2000) Pt H. Brachiopoda. Revised. Geol. Soc. Amer., Inc., Univ. Kansas. Boulder, Colorado and Lawrence, Kansas. V. 2, 3, i-xxx, 1-423; i-ii, 424-919.
- Treatise on Invertebrate Paleontology (2002) Pt H. Brachiopoda. Revised. Geol. Soc. Amer., Inc., Univ. Kansas. Boulder, Colorado and Lawrence, Kansas. V. 4, i-xxxix, 921-1688.
- Weller S. (1914) The Mississippian Brachiopoda of the Mississippi Valley Basin. Illinois, State Geol. Survey. Mon.

1. 508 p., 83 pls.

- Williams A. (1965) Suborder Strophomenidina. Treatise on Invertebrate Paleontology. Pt H. Brachiopoda. (Ed. by R.C. Moore). Geol. Soc. Amer., Inc., Univ. Kansas Press. Lawrence, Meriden, N. Y. V. 1, 362-412.
- Williams A., Brunton C.H.C. (2000) Orthotetidina. Treatise on Invertebrate Paleontology. Pt H. Brachiopoda. (Ed. by R.L. Kaesler). Revised. Geol. Soc. Amer., Inc., Univ. Kansas. Boulder, Colorado, and Lawrence, Kansas. V. 3, 644-681.
- Wright A.D. (1965) Superfamily Enteletacea. Treatise on Invertebrate Paleontology. Pt H. Brachiopoda. (Ed. by R.C. Moore). Geol. Soc. Amer., Inc., Univ. Kansas Press. Lawrence, Meriden, N. Y. V. 1, 328-346.

REFERENCES

- Abramyan M.S. (1957) Brachiopods of the Upper Famennian and Etroeungt deposits of southwestern Armenia. Erevan, AN Armyan. SSR, 143 p. (In Russ.)
- Alekseev A.S. (2008) The Carboniferous system. The state of knowledge of the Precambrian and Phanerozoic stratigraphy of Russia. Tasks for further research. Resolutions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its standing boards. V. 38. St.Petersburg, VSEGEI, 61-68. (In Russ.)
- Alvarez F., Rong Jia-yu (2002) Athyrididina, Retziidina. Treatise on Invertebrate Paleontology. Pt H. Brachiopoda. (Ed. by R.L. Kaesler). Revised. Geol. Soc. Amer., Inc., Univ. Kansas. Boulder, Colorado, and Lawrence, Kansas. V. 4, 1496-1601.
- Balashova E.A. (1955) Productids of Tournaisian deposits of Ber-Chogur (Mugodzhary). Uch. zap. LGU, 189, Ser. Geol., (6), 124-156. (In Russ.)
- Boucot A.J., Johnson J.G., Staton R.D. (1965a) Suborder Retziidina. *Treatise on Invertebrate Paleontology*. *Pt H. Brachiopoda*. (Ed. by R.C. Moore). Geol. Soc. Amer., Inc., Univ. Kansas Press. Lawrence, Meriden, N. Y., V. 2, 649-654.
- Boucot A.J., Johnson J.G., Staton R.D. (19656) Suborder Athyrididina. *Treatise on Invertebrate Paleontology*. *Pt H. Brachiopoda*. (Ed. by R.C. Moore). Geol. Soc. Amer., Inc., Univ. Kansas Press. Lawrence, Meriden, N. Y., V. 2, 654-667.
- Brunton C.H.C., Lazarev S.S., Grant R.E., Jin Yu-gan (2000) Productidina. *Treatise on Invertebrate Paleontology*. *Pt H. Brachiopoda*. (Ed. By R.L. Kaesler). Revised. Geol. Soc. Amer., Inc., Univ. Kansas. Boulder, Colorado, and Lawrence, Kansas, V. 3, i-ii, 424-565.
- Bublichenko N.L. (1956) Some new representatives of the Devonian and Carboniferous brachiopods of the Rudny Altai and Sary-Ark. *Izv. AN Kaz. SSR. Ser. Geol.*, 23, 93-104. (In Russ.)
- Bublichenko N.L. (1971) Brachiopods of the Lower Carboniferous of the Rudny Altai (Tarkhan Formation). Alma-Ata, Nauka Publ., 189 p. (In Russ.)
- Fotieva N.N. (1985) Key of brachiopods of the Devonian and Carboniferous sediments. Moscow, Nauka Publ., 80 p. (In Russ.)
- Grunt T.A. (1980) Athyridids of the Russian platform. Moscow, Nauka Publ., 164 p. (In Russ.)
- Grunt T.A. (1986) Classification of brachiopods of the order Athyridida. Moscow, Nauka Publ., 200 p. (In Russ.)
- Harper D.A.T. (2000) Dalmanellidina. Treatise on In-

vertebrate Paleontology. Pt H. Brachiopoda. (Ed. by R.L. Kaesler). Revised. Geol. Soc. Amer., Inc., Univ. Kansas. Boulder, Colorado, and Lawrence, Kansas, V. 3, 782-844.

- Havlicek V. (1953) O nekolika novych ramenonozcich ceskeho a moravskeho stredniho devonu. Vestn. Ustr. Ust. Geol., 28, Praha, 4-9.
- Havlicek V. (1977) Brachiopods of the order Orthida in Czechoslovakia. *Rozpravy Ustr. Ust. Geol.*, 44, 1-327, 56 pl.
- Likharev B.K., Makridin V.P., Nikiforova O.I., Rzhonsnitskaya M.A. (1960) Superfamily Athyracea. Bryozoans, brachiopods. *The basics of paleontology*. (Ed. by T.G. Sarycheva). Moscow, AN SSSR, 280-286. (In Russ.)
- Litvinovich N.V. (1975) Family Leioproductidae. Fauna of the boundary sediments of the Devonian and Carboniferous of Central Kazakhstan. Geology of Central district of Kazakhstan. V. XVIII. Moscow, Nedra Publ., 62-68. (In Russ.)
- Litvinovich N.V., Martynova M.V., Aksyonova G.G. (1975) Stratigraphy of the boundary sediments of the Devonian and Carboniferous. Fauna of the boundary sediments of the Devonian and Carboniferous of Central Kazakhstan. Geology of Central district of Kazakhstan. V. XVIII. Moscow, Nedra Publ., 8-19. (In Russ.)
- Martynova M.V. (1975) Family Orthotetidae. Fauna of the boundary sediments of the Devonian and Carboniferous of Central Kazakhstan. Geology of Central district of Kazakhstan. V. XVIII. Moscow, Nedra Publ., 54-55. (In Russ.)
- Mizens G.A., Kucheva N.A., Stepanova T.I., Mizens L.I., Tolokonnikova Z.A., Ivanova R.M., Ryl'kov S.A. (2011) Stratigraphy and sedimentary environments of Devonian and Carboniferous deposits in Tobol-Ubagan uplift and Vagay-Ishim depression (south-western districts of Western Siberia). *Lithosphere (Russia)*, (4), 20-44. (In Russ.)
- Muir-Wood H.M. (1965) Productidina. Treatise on Invertebrate Paleontology. Pt H. Brachiopoda. (Ed. by R.C. Moore). Revised. Geol. Soc. Amer., Inc., Univ. Kansas. Boulder, Colorado, and Lawrence, Kansas, V. 1, 439-510.
- Nalivkin D.V. (1937) Brachiopods of the Upper and Middle Devonian and Lower Carboniferous of north-eastern Kazakhstan. Moscow; Leningrad, ONTI NKTP SSSR, 200 p. (In Russ.)
- Nalivkin D.V. (1947) Atlas of Index forms of fossil faunas of the USSR. Devonian system. V. III. Moscow; Leningrad, Gosgeolizdat Publ., 246 p., 56 tabl. (In Russ.)
- Nalivkin D.V. (1979) Brachiopods of the Tournaisian stage of the Urals. Leningrad, Nauka Publ., 248 p. (In Russ.)
- Nalivkin D.V., Fotieva N.N. (1973) Brachiopods of the boundary deposits of the Tournaisian and Visean stages of the western slope of the Urals. Moscow, Nauka Publ., 119 p. (In Russ.)
- Rotai A.P. (1941) Class Brachiopoda. Brachiopods. Atlas of the leading forms of fossil faunas of the USSR. V. IV. Low division of Carboniferous system. (Ed. by L.S. Librovich). Moscow; Leningrad, Gosgeolizdat Publ., 85-117. (In Russ.)
- Rozman Kh.S. (1962) Stratigraphy and brachiopods of the Famennian stage of Mugodzhary and related areas. Moscow, AN SSSR, 228 p. (In Russ.)

ЛИТОСФЕРА том 21 № 4 2021

- Rzhonsnitskaya M.A., Likharev B.K., Makridin V.P. (1960) Order Rhynchonellida. *Bryozoans, brachiopods. The ba*sics of paleontology. (Ed. by T.G. Sarycheva). Moscow, AN SSSR, 239-257. (In Russ.)
- Sarycheva T.G. (1960) Family Echinoconchidae Stehli, 1954. Bryozoans, brachiopods. The basics of paleontology. (Ed. by T.G. Sarycheva). Moscow, AN SSSR, 227-229. (In Russ.)
- Sarycheva T.G., Sokol'skaya A.N. (1952) Genus Plicatifera Chao, 1927. Key to Paleozoic brachiopods of Moscow Basin. Tr. Paleontol. in-ta. V. XXXVIII. Moscow, AN SSSR, 89-91. (In Russ.)
- Sarycheva T.G., Sokol'skaya A.N. (1952) Family Rhynchonellidae Gray, 1848. *Key of Paleozoic brachiopods of Moscow basin.* (Ed. Orlov Yu.A.). Moscow, AN SSSR Publ., 161-170. (In Russ.)
- Sarycheva T.G., Sokol'skaya A.N., Beznosova G.A., Maksimova S.V. (1963) Order Strophomenida. *Brachiopods and paleogeography of the Carboniferous of the Kuznetsk Basin*. Moscow, AN SSSR Publ., 206-220. (In Russ.)
- Savage N.M. (2002) Superfamily Camarotoechioidea. Treatise on Invertebrate Paleontology. Pt H. Brachiopoda. (Ed. by R.L. Kaesler). Revised. Geol. Soc. Amer., Inc., Univ. Kansas. Boulder, Colorado, and Lawrence, Kansas, V. 4, 1132-1164.
- Schmidt H., McLaren D.J. (1965) Subfamily Camarotoechiinae. *Treatise on Invertebrate Paleontology*. *Pt H. Brachiopoda*. (Ed. by R.C. Moore). Geol. Soc. Amer., Inc., Univ. Kansas Press. Lawrence, Meriden, N. Y., V. 2, 580-584.
- Simorin A.M. (1956) Stratigraphy and brachiopods of the Karaganda basin. Alma-Ata, AN Kaz. SSR, 300 p. (In Russ.)
- Sobolev N.N., Evdokimova I.O. (2008) The Devonian system. The state of knowledge of the Precambrian and Phanerozoic stratigraphy of Russia. Tasks for further research. Resolutions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its standing boards. V. 38. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 52-60. (In Russ.)
- Sokol'skaya A.N. (1954) Strophomenids of the Russian platform. *Tr. Paleontol. Inst. AN SSSR*, V. 51, 191 p. (In Russ.)

Sokol'skaya A.N. (1960) Order Strophomenida. Bryozoans,

brachiopods. The basics of paleontology. (Ed. by T.G. Sarycheva). Moscow, AN SSSR, 206-220. (In Russ.)

- Stepanova T.I., Kucheva N.A., Mizens G.A., Ivanova R.M., Mizens L.I., Tolokonnikova Z.A., Ryl'kov S.A. (2011) Stratigraphy of the Paleozoic section exposed by the Kurgan-Uspenskaya-1 parametric well (southwestern margin of Western Siberia). *Lithosphere (Russia)*, (3), 3-21. (In Russ.)
- Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic). (1993) Explanatory note. Ekaterinburg, Interdepartmental Stratigraphic Committee of Russia Publ., 151 sh., 139 p. (In Russ.)
- Sun Y., Balinski A. (2011) Silicified Mississippian brachiopods from Muhua, southern China: Rhynchonellides, athyridides, spiriferinides, and terebratulides. *Acta Paleontol. Pol.*, 56(4), 793-842.
- Treatise on Invertebrate Paleontology. (2000) Pt H. Brachiopoda. Revised. Geol. Soc. Amer., Inc., Univ. Kansas. Boulder, Colorado and Lawrence, Kansas, V. 2, 3, i-xxx, 1-423; i-ii, 424-919.
- Treatise on Invertebrate Paleontology. (2002) Pt H. Brachiopoda. Revised. Geol. Soc. Amer., Inc., Univ. Kansas. Boulder, Colorado and Lawrence, Kansas, V. 4, i-xxxix, 921-1688.
- Unified and correlative stratigraphic schemes of the Urals. (1980) Explanatory note. Pt 1. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR. 153 p. (In Russ.)
- Weller S. (1914) The Mississippian Brachiopoda of the Mississippi Valley Basin. Illinois, State Geol. Survey. Mon. 1. 508 p., 83 pls.
- Williams A. (1965) Suborder Strophomenidina. Treatise on Invertebrate Paleontology. Pt H. Brachiopoda. (Ed. by R.C. Moore). Geol. Soc. Amer., Inc., Univ. Kansas Press. Lawrence, Meriden, N. Y., V. 1, 362-412.
- Williams A., Brunton C.H.C. (2000) Orthotetidina. Treatise on Invertebrate Paleontology. Pt H. Brachiopoda. (Ed. by R.L. Kaesler). Revised. Geol. Soc. Amer., Inc., Univ. Kansas. Boulder, Colorado, and Lawrence, Kansas, V. 3, 644-681.
- Wright A.D. (1965) Superfamily Enteletacea. Treatise on Invertebrate Paleontology. Pt H. Brachiopoda. (Ed. by R.C. Moore). Geol. Soc. Amer., Inc., Univ. Kansas Press. Lawrence, Meriden, N. Y., V. 1, 328-346.

УДК 549.324.3:553.08(234.82)

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-4-574-594

Теллуриды и висмутотеллуриды палладия в сульфидных медноникелевых рудах проявления Савабейское (Ненецкий автономный округ, Россия)

Р. И. Шайбеков¹, Б. А. Макеев¹, Н. Н. Кононкова², С. И. Исаенко¹, Е. М. Тропников¹

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167982, Республика Коми, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mail: shaybekov@geo.komisc.ru ²ГЕОХИ РАН, 119991, Москва, ул. Косыгина, 19

Поступила в редакцию 11.02.2021 г., принята к печати 12.04.2021 г.

Объект исследования. Сульфидное медно-никелевое рудопроявление Савабейское, находящееся в центральной части хенгурского (центральнопайхойского) габбродолеритового комплекса, в пределах Югорского полуострова, расположенного на крайнем северо-востоке европейской части России, в Архангельской области, между Баренцевым и Карским морями. Материалы и методы. В качестве материала использовались пробы сульфидных медно-никелевых руд с благороднометалльной минерализацией. Исследования теллуридов и висмутотеллуридов палладия производились с помощью оптической и сканирующей электронной микроскопии, дифракции отраженных электронов (EBSD), рентгеноструктурного анализа, рамановской спектроскопии (КР). Результаты. На основе комплекса методов впервые получены данные о присутствии в Пайхойско-Вайгачско-Южноновоземельском регионе теллуридов и висмутотеллуридов палладия – майченерита, меренскиита и неназванного минерала платиновой группы (МПГ) ряда котульскит-меренскиит с идеализированной формулой Pd2(TeSbBi)3. На основе рентгеноструктурного анализа рассчитан параметр элементарной ячейки майченерита: a = 6.638(2) Å. По результатам рамановской спектроскопии теллуриды и висмутотеллуриды палладия были разделены на четыре группы: Sbкотульскит (не содержит раман-активных колебательных мод); неназванный МПГ Pd₂(TeSbBi)₃ (полосы в диапазоне 95–103, 121–126 см⁻¹, получены впервые); Sb-меренскиит (полоса 126–135 см⁻¹); майченерит (полосы с максимумами 100 и 116 см-1, получены впервые). Методом EBSD получены линии Кикучи для майченерита и минерала ряда котульскит-меренскиит. Выводы. Исследование теллуридов и висмутотеллуридов палладия показало, что при их диагностике существует ряд проблем (широкие вариации составов, низкая твердость, маленькие размеры, тонкие сростки нескольких индивидов, наличие примесей и т. д.), влияющих на установление их минеральной формы и требующих комплексного подхода. Полученные методом комбинационного рассеяния света спектры майченерита и неназванного МПГ могут служить в качестве эталонов для экспрессной идентификации их природных форм в отличие от EBSD, требующего более качественной пробоподготовки. Повышенные содержания сурьмы в рудных и минералах благородных металлов на рудопроявлении Савабейское отражают сурьмяную металлогеническую специфику, характерную для всей Уральско-Новоземельской провинции.

Ключевые слова: сульфидное медно-никелевое оруденение, Пай-Хой, габбродолериты, майченерит, котульскит, меренскиит, минерал ряда котульскит–меренскиит, рамановская спектроскопия, EBSD, рентгеноструктурный анализ

Источник финансирования

Работа выполнена по теме НИР госзадания (ГР № АААА-А17-117121270036-7) ИГ Коми НЦ УрО РАН и при частичной финансовой поддержке РФФИ и правительства Республики Коми в рамках научного проекта № 20-45-110006 p_a.

Palladium tellurides and bismuthtellurides in sulfide copper-nickel ores of the Savabeisky ore occurrence (Nenets Autonomous District, Russia)

Renat I. Shaybekov¹, Boris A. Makeev¹, Natal'ya N. Kononkova², Sergei I. Isaenko¹, Evgenii M. Tropnikov¹

Для цитирования: Шайбеков Р.И., Макеев Б.А., Кононкова Н.Н., Исаенко С.И., Тропников Е.М. (2021) Теллуриды и висмутотеллуриды палладия в сульфидных медно-никелевых рудах проявления Савабейское (Ненецкий автономный округ, Россия). *Литосфера*, **21**(4), 574-594. https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-4-574-594

For citation: Shaibekov R.I., Makeev B.A., Kononkova N.N., Isaenko S.I., Tropnikov E.M. (2021) Palladium tellurides and bismuthtellurides in sulfide copper-nickel ores of the Savabeisky ore occurrence (Nenets Autonomous District, Russia). *Lithosphere (Russia)*, **21**(4), 574-594. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-4-574-594

© Р.И. Шайбеков, Б.А. Макеев, Н.Н. Кононкова, С.И. Исаенко, Е.М. Тропников, 2021

Теллуриды и висмутотеллуриды палладия в медно-никелевых рудах Ненецкого автономного округа Palladium tellurides and bismuthtellurides in copper-nickel ores of the Nenets Autonomous District, Russia

¹N.P. Yushkin Institute of Geology Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167982, Komi Republik, Russia,

e-mail: shaybekov@geo.komisc.ru

²V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Moscow, Russia

Received 11.02.2021, accepted 12.04.2021

Research subject. The Savabeisky sulfide copper-nickel ore occurrence, located in the central part of the Khengur (Central Pay-Khoy) gabbro-dolerite complex of the Pay-Khoy, within the Yugorsky Peninsula, located in the Far North-East of the European part of Russia, in the Arkhangelsk region, between the Barents and Kara Seas. Materials and methods. Samples of copper-nickel ores with noble metal mineralization were studied. Palladium tellurides and bismuthtellurides were characterized using optical and scanning electron microscopy, electron backscatter diffraction (EBSD), X-ray structural analysis and Raman spectroscopy. Results. Bismuthtellurides in the Paykhoysko-Vaigach-Yuzhnonovozemelskiy region michenerite, merenskyite and unidentified palladium telluride of the kotulskite-merenskyite series with crystal formula Pd₂(TeSbBi)₃- were found for the first time. The unit cell parameter of Pay-Khoy michenerite was calculated using X-ray diffraction analysis data: a = 6.638(2) Å. According to Raman spectroscopy, the palladium tellurides and bismuthtellurides of the Savabeisky ore occurrence were distinguished into 4 groups: Sb-kotulskite (does not contain Raman-active modes), unnamed PGM Pd_2 (TeSbBi)₃ (bands in the range 95–103, 121–126 cm⁻¹, obtained for the first time), Sb-merenskyite (band 126-135 cm⁻¹), michenerite (bands with maxima 100 and 116 cm⁻¹, obtained for the first time). The Kikuchi lines for michenerite and the mineral of the kotulskite-merenskyite series were obtained by the EBSD method. Conclusions. The diagnosis of palladium tellurides and bismuthtellurides is a rather complicated problem (wide variations in compositions, low hardness, small size, thin intergrowths of several individuals, the presence of impurities, etc.) affecting the determination of their mineral form and requiring an integrated approach. The Raman spectra of michenerite and unnamed PGM can be used as standards for the rapid identification of their natural forms, in contrast to EBSD, which requires improved sample preparation. The relatively high content of antimony in the ore minerals and noble metals minerals at the Savabeisky ore occurrence is the antimony metallogenic specificity characteristic of the entire Uralsko-Novozemelskiy province.

Keywords: copper-nickel ore occurrence, Pay-Khoy, gabbro-dolerites, michenerite, kotulskite, merenskyite, mineral of the kotulskite-merenskyite series, Raman spectroscopy, EBSD, X-ray crystallography

Funding information

The reported study was carried out according to R&D (SR No. AAAA-A17-117121270036-7) of IG Komi FRC SC UB RAS and partially funded by RFBR and the government of the Komi Republic according to the research project No. 20-45-110006 r_a

Acknowledgements

The authors are deeply grateful to S.V. Teplyakova, a researcher of the Meteoritics Laboratory of the GEOKHI RAS for help in preparing this article.

ВВЕДЕНИЕ

В 2009 г. в результате изучения образцов с сульфидной медно-никелевой минерализацией из канав № 17, 32 и 36 рудопроявления Савабейское выявлено большое количество и разнообразие минералов благородных металлов (Шайбеков, 2013). Последующие исследования позволили получить дополнительные данные по его химическому составу и провести диагностику методами рентгеновской микротомографии и рамановской спектроскопии. На основе этих данных удалось получить плотностные характеристики, объемные содержания и выделить две разновидности висмутотеллуридов палладия, которые фактически попадали в изоморфный ряд садбериит(PdSb)соболевскит(PdBi)-котульскит (Pd(Te, Bi)_{2-x})-(фру дит(PdBi₂)) (Шайбеков, Журавлев, 2016; Шайбеков и др., 2017). К сожалению, этих данных оказалось недостаточно для установления точной минеральной принадлежности ввиду широких вариаций состава, что было обусловлено маленькими размерами зерен и требовало проведения дополнительных исследований.

В настоящей статье приводятся результаты исследования теллуридов и висмутотеллуридов палладия минералого-спектроскопическими методами, описываются сложности их диагностики и состава, приводятся рентгеноструктурные данные и спектры комбинационного рассеяния света (КРспектры).

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

В качестве объекта исследования использовались пробы сульфидных медно-никелевых шлирово-гнездово-прожилково-вкрапленных руд проявления Савабейское, находящегося в центральной части хенгурского (центральнопайхойского) габбродолеритового комплекса Пай-Хоя.

Проявление Савабейское открыто в 1976 г. при проведении поисковых работ на цветные металлы и впоследствии детально изучено горными выработками и бурением (Юшкин и др., 2007; Зархидзе и др., 2017). По результатам этих исследований установлено, что в структурном отношении рудопроявление приурочено к северо-восточному флангу сложнодислоцированного интрузивно-

го тела, смятого вместе с вмещающими черными углисто-глинистыми сланцами хенгурской свиты $(\varepsilon_3 - O_2 hn)$ в мелкие изоклинальные складки, осложненные разнонаправленными разрывными нарушениями. Интрузивное тело представляет собой гравитационно-дифференцированную серию, характеризующуюся широким набором дифференциатов (полный разрез, сверху вниз): микродолериты; лейкократовые среднекристаллические такситовые долериты; меланократовые среднекристаллические оливинсодержащие габбро; меланократовые среднекристаллические габбро, габбродолериты, такситовые долериты; среднекристаллические кварцсодержащие порфировидные долериты, крупно- и среднекристаллические кварцевые долериты; габбродолериты с линзами пегматоидных долеритов, долерит-пегматиты; среднекристаллические такситовые долериты; микродолериты (рис. 1). Породы в разной степени подверглись вторичным изменениям (эпидотизация, альбитизация, хлоритизация, амфиболитизация, окварцевание).

В рамках рудопроявления по структурно-морфологическим и минералогическим особенностям выделяются два типа руд.

1 тип (около 20%) – шлирово-вкрапленный кубанит-пентландит-халькопирит-пирротиновый состоит из пирротина – до 15%, халькопирита – до 5%, пентландита и кубанита – доли процента. В пределах рудопроявления минерализация концентрируется в зоне линзовидной формы мощностью 0.6-10.0 м, прослеженной по канавам на 170 м, с четко выраженной приуроченностью к меланократовым среднекристаллическим габбродолеритам с пойкилофитовой и гипидиоморфнозернистой структурой. Основная масса рудных минералов в форме рассеянной вкрапленности (до 5 мм) и шлиров (до 3 см) представлена пирротином и халькопиритом. Шлиры можно разделить на два вида: крупные (до 3 см) халькопирит-пирротиновые, где центральная часть представлена зернистым пирротином, нередко замещающимся виоларитом, а краевая и, реже, нижняя часть - халькопиритом; и, по нашим наблюдениям, более мелкие (до 1 см) существенно халькопиритовые шлиры, которые представляют собой сростки халькопирита (замещается ковеллином) с кварцем. Изредка в халькопирите присутствуют идиоморфные включения сфалерита, а также овальные зерна пирротина. Последний вид является основным концентратором благородных металлов. Содержания цветных металлов в рудах данного типа, %: Cu – 0.01–0.31, Ni – 0.007-0.070, Со - 0.003-0.010. Бедная халькопиритпирротиновая минерализация вкрапленного типа была также отмечена в горизонте среднекристаллических порфировидных кварцсодержащих габбродолеритов на противоположном крыле антиклинали в виде неправильной формы линзовидных зон. Содержания рудных компонентов в них составляют, %: Cu – 0.10–0.04, Ni – 0.007–0.020, Co – 0.003– 0.007 (Чулаевский и др., 1979; Юшкин и др., 2007; Зархидзе и др., 2017).

2 тип (до 10%) – гнездово-вкрапленный, прожилково-вкрапленный пирит-халькопирит-пирротиновый, приуроченный к горизонту кварцевых крупнокристаллических долеритов и долерит-пегматитов. Минерализация в виде мелких вкрапленников равномерно рассеянна в габбродолеритах, нередко формирует гнезда до 8 мм и прожилки до 1 см. Основная масса рудных минералов представлена ксеноморфными выделениями пирротина (до 7 мм), неравномерно распределенными среди силикатов и нередко находящимися в сростках с халькопиритом и собственно халькопиритом (до 2 мм), который нередко замещает пирротин и содержит редкие включения сфалерита. Пирит (до 0.5 мм) в основном развит по периферии зерен пирротина и трещинам в нем, но иногда может образовывать мелкозернистые агрегаты. Содержание цветных металлов в данном типе следующие, %: Ni – 0.01-0.06, Со - 0.003-0.007, Си - 0.01-0.23 (Чулаевский и др., 1979; Юшкин и др., 2007; Зархидзе и др., 2017).

Исследование наиболее богатых рудных зон, проведенное в рамках геологического доизучения территории (канавы № 17 и 36), позволило впервые выявить в них самородную медь в виде бурокрасных чешуек и дендритоподобных агрегатов. Кроме того, при относительно стабильном содержании цветных металлов (Си – 0.21%, Ni – 0.032– 0.054%) сумма Pt + Pd + Аи варьирует от 0.076 до 0.360 г/т (Зархидзе и др., 2017).

По современным данным, возраст хенгурского (центральнопайхойского) габбродолеритового комплекса в целом оценивается как позднедевонский (Шайбеков, 2006; Шишкин и др., 2009).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для исследования висмутотеллуридов палладия использовалось два метода: 1) из сульфидных медно-никелевых руд отбирались участки с максимальными концентрациями минералов меди, далее изготавливались полированные шайбы, которые в дальнейшем сначала изучались под рудным микроскопом, затем напылялись углеродом для последующих микрозондовых исследований; 2) для выделения непосредственно зерен теллуридов и висмутотеллуридов палладия пробы сульфидной медно-никелевой руды измельчались до размерности +0.25 ... +0.50 мм с последующим ситованием, затем пропускались через бромоформ с выделением тяжелой фракции и дополнительно разделялись на магнитную и немагнитную части. После этого полученный концентрат немагнитной фракции доводился повторно и далее вручную под бинокулярным микроскопом помещался на двухТеллуриды и висмутотеллуриды палладия в медно-никелевых рудах Ненецкого автономного округа 57 Palladium tellurides and bismuthtellurides in copper-nickel ores of the Nenets Autonomous District, Russia



Рис. 1. Геологическая схема рудопроявления Савабейское (фрагмент геологической карты участка "Савабейский") (Чулаевский и др., 1979).

1 – четвертичные отложения (Q) – суглинки бурые со щебнем и гравием; 2 – Хенгурская свита (€₃-O₂hn) – переслаивание углисто-глинистых, кремнисто-углистых, кремнисто-углисто-глинистых сланцев; 3–9 – хенгурский (центральнопайхойский) габбродолеритовый комплекс (vβD₃h): 3 – микродолериты, микрогаббро, 4 – среднекристаллические оливинсодержащие габбро, 5 – среднекристаллические меланократовые габбро, габбродолериты с элементами такситовой структуры, 6 – среднекристаллические лейкократовые долериты такситовой структуры, 7 – среднекристаллические кварцсодержащие долериты, 8 – крупно- и среднекристаллические кварцевые габбродолериты, долериты, 9 – пегматоидные кварцевые габбродолериты; 10 – контактово-метосоматические породы – роговики; 11 – границы: а – геологические, б – фациальных разностей; 12 – разрывные нарушения; 13 – халькопирит-пирротиновая минерализация вкрапленного, прожилкововкрапленного типа: а – пирротина, б – халькопирита; 14 – шлирово-вкрапленная минерализация кубанит-пентландитхалькопирит-пирротинового состава; 15 – элементы залегания: а – нормальное, б – опрокинутое; 16 – канавы и их номера; 17 – место отбора проб.

Fig. 1. Geological scheme of the Savabeyskoe ore occurrence (the geological map of the Savabeisky site, a fragment) (Chulaevsky et al., 1979).

1 – Quaternary deposits (Q) – Brown loam with crushed stone and gravel; 2 – Hengur suite (\mathcal{C}_3 - \mathcal{O}_2hn) – the interbedding of carbonaceous-argillaceous, siliceous-carbonaceous-argillaceous shales; 3–9 – Hengur (Central Pay-Khoy) gabbrodolerite complex ($\nu\beta D_3h$): 3 – microdolerite, microgabbro, 4 – medium-crystalline olivine-bearing gabbro, 5 – medium-crystalline olivine-bearing gabbro, gabbrodolerites with elements of taxite structure, 6 – medium-crystalline leucocratic dolerites, 9 – pegmatoid quartz gabbrodolerites; 10 – hornfelses; 11 – boundaries: a – geological, 6 – facies differences; 12 – disjunctive breaks; 13 – chalcopyrite-pyrrhotine mineralization of disseminated, vein-disseminated type: a – pyrrhotine, 6 – chalcopyrite; 14 – schlieren-disseminated mineralization of cubanite-pentlandite-chalcopyrite-pyrrhotine composition; 15 – elements of bedding: a – normal, 6 – overturned; 16 – ditches and their numbers; 17 – place of sampling.

сторонний проводящий углеродный скотч (аналитик Н.К. Хачатурян) с последующим напылением углеродом для электронно-микроскопических исследований.

Оптические свойства минералов изучались на универсальном микроскопе Nikon Eclipse

LV100ND. Изображения рудной минерализации получены на электронном микроскопе Tescan Vega3 LMH (SEM-изображения) в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар) с ускоряющим напряжением 20 кВ, током пучка 15 нА. Анализ химического состава минералов производился

в режиме энергодисперсионного микроанализатора (EDS) с применением INCA X-MAX 50 mm фирмы Oxford Instruments с напряжением 20 кВ, силой тока 15 нА, вакуумом 0.05 Па, временем экспозиции 500 000 импульсов (с учетом вычета фона), диаметром пучка 2 мкм. При проведении количественных анализов использованы следующие рентгеновские спектральные линии и стандартные образцы: PtLa (Pt), PdLa (Pd), AgLa (Ag), TeLa (PbTe), SbLa (Sb), ZnLa (Zn), AsLa (InAs), SeLa (Se), AuMa (Au), PbMa (PbTe), BiMa (Bi), CuKa (Cu), NiKa (Ni), FeKa, SKa (FeS₂), HgKa (HgTe), CaKa (волластонит), SiKa, OKa (SiO₂), AlKa (Al₂O₃). Нижние пределы обнаружения для висмутотеллуридов палладия, мас. %: Pd – 0.28, Te – 0.30, Sb – 0.27, Bi – 0.32, Fe, Ni – 0.09. Определение химического состава минерала и наиболее крупных включений в сульфидах осуществлялось на рентгеноспектральном микроанализаторе Cameca SX 100 на базе ГЕОХИ РАН (Москва), при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 30 нА, диаметр зонда 1 мкм, с использованием РАР-коррекции (Практическая..., 1978). Нижняя граница определяемых концентраций для всех элементов – 0.02 мас. %. При проведении количественного анализа применялись следующие рентгеновские аналитические линии и эталоны: Pt (Pt), Pd (Pd), Au (Au), Ag (Ag), Bi (Bi), Se (Se) – чистые металлы, Ag, Te (Ag₂ Te), Sb (InSb), Fe, Cu (CuFeS), Ni (NiS), Pb (PbS).

Твердость определялась с помощью микротвердометра ПМТ-3 согласно методике С.И. Лебедевой (1963) с нагрузкой 5 г.

Регистрация КР-спектров проводилась на высокоразрешающем микроспектрометре LabRam НК 800 (Horiba Jobin Yvon) в ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар) на базе ЦКП "Геонаука" при комнатной температуре. Условия регистрации спектров: решетка монохроматора 600 ш/мм, конфокальное отверстие 300 мкм, щель 100 мкм, время экспозиции 1-10 с, количество циклов накопления сигнала 10, мощность возбуждающего излучения Ar⁺-лазера ($\lambda = 514.5$ нм) – 12.0 и 1.2 мВт, для Не–Nе-лазера ($\lambda = 632.8$ нм) – 2.0 и 0.2 мВт. В полученных спектрах изученных образцов с помощью стандартной программы обработки спектров LabSpec 5.39 определены положения максимумов полос с помощью свертки функций Гаусса – Лоренца (функции псевдо-Фойгта).

Рентгеноструктурный фотометрический анализ майченерита проводился в рентгеновской камере Дебая – Шеррера (РКД) с диаметром 57.3 мм на базе аппарата рентгеновского острофокусного (АРОС) с рентгеновской трубкой, обладающей железным анодом. Фильтрование излучения не проводилось, образец снимался без растирания в порошок.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Минералого-геохимические особенности. В результате изучения медно-никелевых руд проявления Савабейское было проанализировано 61 микровключение теллуридов и висмутотеллуридов палладия, локализующихся преимущественно в халькопирите и ковеллине, реже на границе халькопирита со сфалеритом и силикатами, в кварце и непосредственно в силикатах. Микровключения характеризуются изометричной или удлиненно-вытянутой формой, нередко отмечаются кристаллографические очертания. Цвет включений стально-серый, серовато-белый до кремовобелого. Определение степени анизотропности показало, что они представлены как изотропными, так и анизотропными разностями. Полученные данные по химическому составу микровключений отражают их широкие вариации, но позволяют выделить лишь близкий по стехиометрическим показателям минерал майченерит (табл. 1). Анализ халькопирита, в котором находятся микровключения теллуридов и висмутотеллуридов палладия, показал присутствие в нем примесей Bi, Pb, Te, Sb (доли процента) и полное отсутствие никеля, золота и селена (см. табл. 1).

Химический состав включений, близких к майченериту, наиболее устойчивый и имеет следующие вариации элементов (n = 18): Pd – 24.09–26.50 (25.42) – здесь и далее в скобках указано среднее значение, Sb – 2.27–5.04 (4.39), Te – 29.12–33.33 (32.20), Bi - 35.15-38.86 (37.19), Ag - 0.00-0.74 (см. табл. 1). Отношения Te/Bi и Pd/(Te + Bi) составляют 0.75-0.90 (0.87) и 0.35-0.39 (0.37) соответственно. Минерал изотропный, размеры микровключений варьируют от 2 до 18 мкм. Нередко майченерит находится в сростках со сперрилитом, который, в свою очередь, содержит примеси сурьмы и теллура. Эмпирическая формула майченерита рудопроявления Савабейское может быть представлена в следующем виде $(Pd_{0.99-1.05}Ag_{0.00-0.03})(Bi_{0.74-0.85}Sb_{0.12-0.16})Te_{1.04-1.10}$, ср. $Pd_{0,01}(Bi_{0,76}Sb_{0,15})_{0,91}Te_{1,08}$.

Идентифицировать минеральную форму остальных 42 теллуридов и висмутотеллуридов палладия по химическому составу ввиду широких вариаций содержаний и несоответствия ни одному известному минералу данным методом не представляется возможным.

Отражение химического состава теллуридов и висмутотеллуридов палладия на схеме смесимости твердых растворов системы Pd–Bi–Te показало, что 17 включений (6, 10, 17, 24, 27–31, 33–35, 40, 42, 53–55) оказались в области, близкой к минералу майченерит (рис. 2). Остальные 43 включения имеют широкий разброс от области смесимости меренскиита + котульскита, котульскита + майченерита до котульскита. Габлица 1. Химический состав теллуридов, висмутотеллуридов палладия, мас. % **Fable 1.** Chemical composition of tellurides, palladium bismuth tellurides, wt %

Pd/(Te + + Bi)Te/Bi $\begin{array}{c} 1.73 \\ 4.89 \\ 11.70 \\ 0.82 \\ 1.82 \\ 1.78 \\ 1.96 \end{array}$ 1.75 2.29 2.15 1.72 1.83 1.83 $1.88 \\
0.88 \\
1.24$ 1.13 1.73 1.78 1.87 2.34 1.14 0.880.85 1.71 Котульскит. Pt – 0.09, Ni – 0.30, Fe – 3.06. Неназв. МПГ? $Pd_{2,17}(Te_{1.56}Sb_{0.74}Bi_{0.52})_{2.83}$ S – 1.88, Au – 0.06, Cu – 3.13, Pb – 0.03, Неназв. МПГ? $Pd_{2.28}(Te_{1.43}Sb_{0.79}Bi_{0.51})_{2.72}$ Іеназв. МПГ? Pd_{2.19}(Te_{1.53} Sb_{0.74}Bi_{0.54})_{2.81} $(Pd_{0.64}Fe_{0.12}Cu_0.11Ag_{0.05}Ni0_{.01}Au_{0.001}Pt_{0.001}$ Неназв. МПГ $Pd_{2.08}(Te_{1.60} Sb_{0.83}Bi_{0.50})_{2.92}$ Неназв. МПГ $Pd_{2.17}(Te_{1.52} Sb_{0.79} Bi_{0.53})_{2.83}$ Неназв. МПГ Pd_{2.12}(Те_{1.66} Sb_{0.77}Bi_{0.44})_{2.88} Неназв. МПГ $Pd_{2.05}(Te_{1.65} Sb_{0.84}Bi_{0.47})_{2.95}$ Неназв. МПГ Pd_{2.31}(Te_{1.46}Sb_{0.72}Bi_{0.50})_{2.69} Неназв. МПГ $Pd_{2.14}(Te_{1.59}Sb_{0.73}Bi_{0.55})_{2.86}$ Меренскиит. $Pd_{1.18}(Te_{1.25}Bi_{0.33}Sb_{0.24})_{1.82}$ $Mepeнскиит. Pd_{1.12}(Te_{1.42}Sb_{0.28}Bi_{0.18})_{1.88}$ Майченерит. $Pd_{0.99}(Bi_{0.79}Sb_{0.16})_{0.95}Te_{1.06}$ Майченерит. $Pd_{1.03}(Bi_{0.74}Sb_{0.16})_{0.90}Te_{1.07}$ Майченерит. $Pd_{1.05}(Bi_{0.75}Sb_{0.16})_{0.91}Te_{1.04}$ Неназв. МПГ Pd_{2.16}(Te_{1.56}Sb_{0.78}Bi_{0.50})_{2.84} Майченерит. $Pd_{1.02}(Bi_{0.74}Sb_{0.16})_{0.90}Te_{1.07}$ Меренскиит. $Pd_{1.32}(Te_{0.95}Sb_{0.40}Bi_{0.34})_{1.68}$ Котульскит. $Pd_{0.91}(Te_{0.59}Sb_{0.29}Bi_{0.21})_{1.09}$ Котульскит. $Pd_{0.94}(Te_{0.57}Sb_{0.29}Bi_{0.20})_{1.06}$ Котульскит. $Pd_{0.95}(Te_{0.64}Bi_{0.32}Sb_{0.09})_{1.05}$ Меренскиит. $Pd_{1,36}(Te_{0.74}Sb_{0.50}Bi_{0.40})_{1.64}$ Котульскит. $Pd_{0.94}(Te_{0.46}Sb_{0.35}Bi_{0.25})_{1.06}$ $Kotyльскит. Pd_{0.89}(Te_{0.61}Sb_{0.30}Bi_{0.20})_{111}$ $(Te_{0.57}Bi_{0.19}Sb_{0.18}Sb_{0.18}Se_{0.001})_{1.06}$ Примечание $Pb_{0.0003})_{0.94}$ Se - 0.0335.35, Bi - 0.16, Pb - 0.15, Te - 0.15Сумма - 101.19 Fe-31.61, S-0.06, Sb -0.05. Ccp: Cu – 33.81 Ассоциации Ccp, CvCcp, Ttn Ccp, Cv Ccp Ccp Ccp, Cv Ccp, Cv Ccp, Cv Ccp, Cv Ccp, Cv Ccp, Cv Ccp, Tth Ccp, Tth Ccp, Cv Ccp, Cv Ccp, Ttn Ccp, Tth Ccp, Cv CcpCcpCcpРазмер, MKM 2.42.5 1.4 1.46.4 1.5 6.8 2.5 17 2 8.6 2.5 1.5 0 0 <u>1</u> 4 0 $\boldsymbol{\omega}$ 00.86 100.48 100.47 00.07 103.44 100.95 100.01 100.02 99.96 99.60 99.18 00.92 99.44 99.32 100.01 99.45 99.87 99.65 99.86 98.88 99.01 99.45 99.49 98.6 \mathbb{N} H.o. H.o. H.o. Н.о. H.o. Н.о. H.o. H.o. H.o. 1.21 1.21 Ag 17.88 17.24 38.49 17.49 16.67 36.93 14.70 15.71 16.70 16.95 18.26 16.65 36.83 25.49 21.69 18.36 16.83 16.6115.9817.67 20.62 9.79 18.01 37.04 17.77 B 29.38 31.85 32.03 32.39 33.72 28.75 33.33 31.36 32.40 31.49 24.55 29.09 29.50 29.89 31.46 32.72 33.70 41.28 23.50 30.85 47.91 31.01 31.3631.36Элемен e H 16.3214.09 10.05 12.56 14.34 13.49 14.44 14.07 16.16 15.36 14.97 14.42 15.2513.9017.26 14.93 5.04 4.15 15.9 8.98 4.51 4.73 4.55 7.71 Sb 36.69 35.31 34.73 39.78 33.22 25.76 38.74 36.32 38.69 38.87 37.17 36.89 31.72 37.69 35.91 26.03 36.08 37.62 37.51 32.83 39.57 24.71 26.50 36.69 36.51 Pd Tescan Vega 3 LMH (EDS) Tescan Vega 3 LMH (EDS) Tescan Vega 3 LMH (EDS) escan Vega 3 Изм. прибор LMH (EDS) Cameca SX Cameca SX Cameca SX 100 (WDS) 100 (WDS) 100 (WDS) № п.п. 111 112 113 113 16 17 18 19 $2 \omega 4 2 0 - 8 0$ 20 21 22

Теллуриды и висмутотеллуриды палладия в медно-никелевых рудах Ненецкого автономного округа Palladium tellurides and bismuthtellurides in copper-nickel ores of the Nenets Autonomous District, Russia

0.64

0.76 0.37 0.68

0.73

0.81

 $0.84 \\ 0.84 \\ 0.81 \\ 0.81$

Ni - 0.40. Неназв. МПГ ($Pd_{2.17}Ni_{0.04}$)_221

 $(Te_{1.46}Sb_{0.86}Bi_{0.48})_{2.79}$

Котульскит? $Pd_{1,21}(Te_{1.09} Sb_{0.40}Bi_{0.30})_{1.79}$

Ccp, Cv

2 9.6

100.38

1.07H.o. H.o.

16.43 37.18 36.18

36.20 32.50 32.67

12.81

4.45 4.18

33.86 25.99

23

25.69

Cameca SX 100 (WDS)

100.11

98.72

Ccp

Ccp

100.22

H.o.

16.77

 $\overline{C}cp$

Майченерит. Рd_{1.03}(Bi_{0.75}Sb_{0.16})_{0.91}Te_{1.07} <u>Майченерит.</u> Рd₁₀₂(Bi₀₇₄Sb_{0.15})_{0.89}Te_{1.09}

 $0.64 \\ 0.37$ 0.37

2.20 0.87 0.90

 $\begin{array}{c} 0.75 \\ 0.75 \\ 0.70 \\ 0.88 \\ 0.88 \\ 0.78 \end{array}$

0.38

0.71

0.39

0.560.90

 $\begin{array}{c} 0.76 \\ 0.55 \\ 0.81 \\ 0.35 \\ 0.74 \\ 0.72 \end{array}$

579

 $0.68 \\ 0.62$

1.78 2.14

Неназв. МПГ Pd_{2.06}(Те_{1.61}Sb_{0.78}Bi_{0.55})_{2.94}

Котульскит? $Pd_{1.18}(Te_{1.09}Sb_{0.42}Bi_{0.31})_{1.82}$

Ccp, Cv

Ccp

1.5

100.50 99.80

H.o. 0.95

18.2716.87

32.58 36.14

14.97 13.23

34.68 32.62

escan Vega 3

LMH (EDS)

25 26

Pd/(Te +	+ Bi)	0.38	0.37	0.35 0.38	0.36	0.68	0.37	0.37	0.37	0.73	0.67	0.76	0.70	0.41	0.84	0.36	0.66	0.56		0.85	0.076	00	0.73	0.69	0.95	0.69	0.72	0.35	0.35	0.36	0.66	0.71	0.68
Te/Bi		0.88	0.89	0.75 0.87	0.85	1.81	0.88	0.88	0.88	1.83	2.04	1.71	1.74	1.24	1.30	0.87	1.95	4.51	1 60	1 60	1.64		2.08	1.80	0.96	1.98	1.86	0.89	0.88	0.88	1.78	1.83	1. 9 6
Примечание		Майченерит. Рd _{1.03} (Bi _{0.75} Sb _{0.15}) _{0.90} Te _{1.08}	Майченерит. Рd _{1.01} (Bi _{0.75} Sb _{0.16}) _{0.91} Te _{1.09}	Майченерит. Рd ₀₉₉ (Bi _{0.85} Sb _{0.12}) _{0.97} Те _{1.04} Майченерит. Рd(Bio.25b,)Те	Майченерит. (Pd1.00Ag0.02)1.02(Bi0.77Sb0.15)0.92	и ст. 1 Неназв. МПГ Pd _{2.06} (Те _{1.64} Sb _{0.74} Bi _{0.55}) _{2.94}	Майченерит. Рd _{1.02} (Bi _{0.75} Sb _{0.16}) _{0.91} Te _{1.08}	Майченерит. Рd _{1.02} (Bi _{0.75} Sb _{0.15}) _{1.90} Te _{1.08}	Майченерит. ($Pd_{1.00}Ag_{0.03})_{1.03}(Bi_{0.77}Sb_{0.16})_{0.93}$	теназв. МПГ Pd _{2.14} (Te _{1.58} Sb _{0.75} Bi _{0.53}) ₂₈₆	Неназв. МПГ Рd _{2.05} (Te _{1.70} Sb _{0.73} Bi _{0.51}) _{2.95}	Неназв. МПГ Рd _{2.19} (Te _{1.51} Sb _{0.77} Bi _{0.54}) _{2.81}	Неназв. МПГ Pd _{2.08} (Te _{1.58} Sb _{0.79} Bi _{0.55}) _{2.92}	Меренскиит. (Рd _{0.97} Ag _{0.03}) _{1.00} (Те _{1.10} Bi _{0.54}	о ^{200,35/2.00} Меренскиит. (Рd _{1.34} Ag _{0.02})1.36(Te _{0.76} Sb _{0.52} Ві.х.). с.	Майченерит. Рd ₁₀₁ (Bi _{0.76} Sb _{0.15}) _{0.91} Te _{1.08}	Неназв. МПГ Pd _{2.02} (Te _{1.67} Sb _{0.79} Bi _{0.52}) _{2.98}	Ni – 0.72. Меренскиит?	$Pd_{1.13}(Te_{1.37}Sb_{0.32}Bi_{0.19})_{1.87}$	IICH43B. IVIIII ГU2.16(IC1.54200.74D10.56)2.84 Коталт Dd (Та Sh Bi)	Memericult (Dd $\Delta \alpha$) (Te Bi	$S_{0,32} = S_{0,32} $	Меренскиит. Pd _{1.28} (Te _{0.99} Sb _{0.44} Bi _{0.29}) _{1.72}	Неназв. МПГ Pd _{2.07} (Te _{1.61} Sb _{0.77} Bi _{0.55}) _{2.93}	Котульскит. Рd _{0.94} (Te _{0.57} Sb _{0.28} Bi _{0.22}) _{1.06}	Неназв. МПГ Pd _{2.07} (Te _{1.67} Sb _{0.74} Bi _{0.51}) _{2.93}	Неназв. МПГ Рd _{2.10} (Te _{1.58} Sb _{0.80} Bi _{0.52}) _{2.90}	Майченерит. Рd _{0.99} (Bi _{0.76} Sb _{0.16}) _{0.92} Te _{1.10}	Майченерит. Рd _{0.99} (Bi _{0.76} Sb _{0.16}) _{0.92} Te _{1.09}	Майченерит Pd _{1.01} (Bi _{0.76} Sb _{0.13}) _{0.89} Te _{1.10}	Неназв. МПГ Pd _{2.04} (Te _{1.65} Sb _{0.75} Bi _{0.56}) _{2.96}	Неназв. МПГ Pd _{2.09} (Te _{1.59} Sb _{0.78} Bi _{0.53}) _{2.91}	Неназв. МШІ Рd _{2.04} (Ie _{1.66} Sb _{0.78} B1 _{0.52}) _{2.96}
Ассоциации		Ccp	Ccp	Ccp Ccn	Ccp, Cv	Ccp, Cv	Ccp	Ccp	Ccp	Ccp	Ccp, Cv	Ccp, Cv	Ccp, Sph	Ccp, Cv	Ccp, Cv	Ccp	Ccp	Ccp, Cv		Cen Cr		up, u	Ccp	Ccp	Ccp, Cv	Ccp, Cv	<i>Ccp</i> , Cv						
Размер,	MKM	4	10.6	04	4.6	5.6	11	9.3	2	1.6	3.1	2.5	4.2	10.7	6	13.8	10.8	1.9	Ċ	י ג ג ג) L L		3.5	2.6	2.5	3.3	2.6	18	6.8	11.5	12.2	15.2 5	n
∇		99.61	99.90	95.34 99.65	100.16	99.47	99.85	99.77	99.35	100.10	100.24	99.62	99.32	99.66	99.05	99.71	99.74	100.17	00 57	10.66	100.17	11.001	98.89	99.89	98.80	99.94	100.18	99.76	99.82	100.31	99.89	100.69	99.20
	Ag	H.o.	Н.о.	H.o. H.o.	0.47	H.o.	Н.о.	Н.о.	0.74	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.79	0.65	Н.о.	Н.о.	Н.о.	ч	н.о.	1 58	00.1	Н.о.	Н.о.	Н.о.	H.o.	H.o.						
	Bi	36.9	36.93	38.86 36.87	38.12	18.13	37.00	37.11	35.15	17.49	16.94	17.81	18.08	27.98	19.41	37.34	17.23	10.34	10.00	18.12	17 57	70.11	15.86	18.00	21.17	16.98	17.17	37.28	37.42	37.80	18.47	17.68	16.01
JIEMEHT	Те	32.48	32.86	29.12 32.05	32.25	32.77	32.68	32.70	30.79	32.02	34.50	30.37	31.50	34.66	25.15	32.52	33.65	46.62	20.06	00.00	10.02	10.07	33.02	32.33	20.39	33.67	31.93	33.13	32.83	33.33	32.97	32.37	33.21
C	Sb	4.19	4.53	3.27 4.62	4.21	14.19	4.48	4.33	4.54	14.51	14.18	14.72	15.03	10.62	16.57	4.42	15.08	10.44	0001	13.40	17.74	+7:/1	14.14	14.83	17.75	14.35	15.51	4.54	4.74	3.72	14.41	15.17	14.94
	Pd	26.04	25.57	24.09 26.11	25.12	34.38	25.68	25.64	24.13	36.09	34.61	36.72	34.71	25.61	37.26	25.44	33.78	32.05	<i>LL 76</i>	20.77 40.13	35 16	01.00	35.87	34.73	39.49	34.95	35.57	24.81	24.82	25.45	34.04	35.47	34.04
Изм. прибор	<u> </u>	Cameca SX 100 (WDS)	Tescan Vega 3 LMH (EDS)	Cameca SX 100 (WDS)	Tescan Vega 3																												
№ п.п.		27	28	29 30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	7	47	24	È	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	28
																				ли	то	СΦ	EP/	4	тол	л 2	יו	No 4	1 2	202	1		

Габлица 1. Окончание Гable 1. Ending

	۱
Ending	
-	
e	
0	
~	

Pd	Sb	e ۲		~		MKM				+ Bi)
	2	2	Π	Ag						
36.88	13.90	30.18	19.58	Н.о.	100.54	2.5	Ccp, Sph	Неназв. МПГ Рd _{2.19} (Te _{1.50} Sb _{0.72} Bi _{0.59}) _{2.81}	1.54	0.74
37.31	14.89	30.57	16.17	0.69	99.63	4.7	Ccp, Cv	Неназв. МПГ $Pd_{2.24}(Te_{1.50}Sb_{0.77}Bi_{0.49})_{2.76}$	1.89	0.80
24.68	3.94	32.76	37.75	Н.о.	99.12	60	Ccp	Майченерит. Рd _{0.99} (Bi _{0.77} Sb _{0.14}) _{0.91} Te _{1.10}	0.87	0.35
20.39	2.30	28.91	48.63	Н.о.	100.95			Ni $-$ 0.20, Fe $-$ 0.21, S $-$ 0.18, Pb $-$ 0.11, Se $-$ 0.02.	0.59	0.26
								маиченерит. (Ро.841 F e _{0.017} N 10.015 P0.002)0.875 (Bi1.022 Sb0.083 S0.025 Se _{0.001})1.131 Te _{0.995}		
	24.68	24.68 3.94 20.39 2.30	24.68 3.94 32.76 20.39 2.30 28.91	24.68 3.94 32.76 37.75 20.39 2.30 28.91 48.63	24.68 3.94 32.76 37.75 H.o.	24.68 3.94 32.76 37.75 H.o. 99.12 20.39 2.30 28.91 48.63 H.o. 100.95	24.68 3.94 32.76 37.75 H.o. 99.12 60 20.39 2.30 28.91 48.63 H.o. 100.95	24.68 3.94 32.76 37.75 H.o. 99.12 60 Ccp	24.68 3.94 32.76 37.75 H.o. 99.12 60 <i>Сср.</i> Майченерит. Рd _{0.99} (Bi _{0.77} Sb _{0.14}) _{0.91} Te _{1.10} 20.39 2.30 28.91 48.63 H.o. 100.95 60 <i>Сср</i> Майченерит. Рd _{0.99} (Bi _{0.77} Sb _{0.14}) _{0.91} Te _{1.10} Майченерит. (Pd _{0.841} Fe _{0.017} Ni _{0.015} Pb _{0.002}) _{0.875} (Bi _{1.075} Sb _{0.017} Ni _{0.015} Pb _{0.002}) _{0.875}	24.68 3.94 32.76 37.75 H.o. 99.12 60 Сср. сг Майченериг. Рd _{0.99} (Bi _{0.77} Sb _{0.14}) _{0.91} Te _{1.10} 0.87 20.39 2.30 28.91 48.63 H.o. 100.95 Ni - 0.20, Fe - 0.21, S - 0.18, Pb - 0.11, 0.59 0.87 20.39 2.30 28.91 48.63 H.o. 100.95 Ni - 0.20, Fe - 0.21, S - 0.18, Pb - 0.11, 0.59 0.87 20.39 2.30 28.91 48.63 H.o. 100.95 Ni - 0.20, Fe - 0.21, S - 0.18, Pb - 0.11, 0.59 0.59 20.39 2.30 28.91 48.63 H.o. 100.95 Maйченериг. (Pd _{0.841} Fe _{0.017} Ni _{0.015} Pb _{0.002}) _{0.875} 0.59

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021

Минералогическим методом, согласно описанной в подразделе "Методика исследований" схеме, из концентрата немагнитной фракции, полученного из медно-никелевых руд, удалось выделить одно зерно висмутотеллурида палладия с индукционными гранями, размером около 60 мкм (рис. 3а). Исследование зерна под оптическим микроскопом показало, что он изотропный и имеет стально-серый цвет с металлическим блеском (см. рис. 3а, б). Химический состав минерала, полученный с помоэнергодисперсионного микроанализатора ЩЬЮ на приборе Tescan Vega3 LMH, показал содержания элементов, близкие к таковым минерала майченерит, а использование волнового микроанализатора (см. табл. 1) позволило установить примеси Ni, Fe, S, Pb, Se, в единичном случае был отмечен кислород, в двух случаях зафиксирована примесь Аи в количествах 0.16 и 0.58 мас. %. Элементное картирование показало неравномерное распределение элементов в последовательности Fe > Sb > Pd > Bi > Te (рис. 3в). Нанесение анализов химического состава зерна майченерита на схему полей смесимости твердых растворов тройной системы Pd-Bi-Te подтвердило, что состав, полученный с использованием энергодисперсионного микроанализатора, попадает в поле, близкое к майченериту, тогда как данные, полученные на волновом микроанализаторе, ввиду более низкого содержания палладия и значительных – висмута, смещаются в область смесимости фрудита, майченерита и цумоита (см. рис. 2). Методом рамановской спектроскопии для минерала впервые получены КРспектры (n = 4) с интенсивными широкими полосами на 100 и 116 см⁻¹ (рис. 3г).

Исследование зерна майченерита с использованием рентгеноструктурного фотометрического анализа, несмотря на маленькие размеры, позволило зафиксировать на дебаеграмме две сильные штриховые линии и восемь слабых, которые (Шаскольская, 1984) могут указывать на его монокристалличность. Согласно полученным данным, параметр элементарной ячейки, рассчитанный методом наименьших квадратов, составил a = 6.638 (2) Å, что соответствует кубической сингонии (табл. 2). Сходные параметры элементарной ячейки были отмечены для анизотропного зерна майченерита из шахты Виктория месторождения Садбери (Канада): a = 6.629 (1) Å (Cabri, Laflamme, 1976), тогда как для изотропных зерен из шахты Фруд-Майн месторождения Садбери (Канада) а = 6.65 Å (Міchener, 1940) и a = 6.68 Å (Hawley, Berry, 1958), для сурьмянистых разностей из Садбери а = 6.646 (5) Å (Cabri et al., 1973), из концентратов никелевого рудника Коппер Клифф месторождения Садбери a = 6.642 (1) Å (Childs, Hall, 1973), для платиновой разновидности из Мончегорского месторождения a = 6.654 (2) Å (Генкин, Королев, 1961; Генкин и др., 1963), из рудного тела Левак Вест а = 6.646 Å

com-

plex of methods reflected in the article; only maychenerite is reliably diagnosed by its chemical composition. Inclusions that have not been confirmed by other methods are marked with a

covellite,

- chalcopyrite, $C\nu$ -

Ccp -

- not detected.

Note. H.o.

question mark next to the name.

которые не подтверждены иными методам.

Tm – titanite, Sph – sphalerite. The names of the minerals in the table are based on the interpretation of the results of the



Рис. 2. Схема полей смесимости твердых растворов системы Pd-Bi-Te при температуре до 489°С.

Включения теллуридов и висмутотеллуридов палладия: 1 – EDS, 2 – WDS; 3–5 – отдельное зерно: 3 – EDS, 4 – WDS, 5 – EDS включений. Сплошными линиями отмечены экспериментальные данные, штриховыми – результаты интерполяции. Схема составлена на основе работ (Cabri et al., 1973; Cabri, Laflamme, 1976; Hoffman, MacLean, 1976). Сокращения здесь и далее (Whitney, Evans, 2010; Symbols..., 2020): *fro* – фрудит, *mch* – майченерит, *kt* – котульскит, *pr* – поларит, *mrk* – меренскиит, *tb* – теллуровисмутит, *tsm* – цумоит, Te_L – Te-расплав. Цифры здесь и далее соответствуют номерам включений в табл. 1. Серый круг – расчетный состав майченерита.

582

Теллуриды и висмутотеллуриды палладия в медно-никелевых рудах Ненецкого автономного округа 5 *Palladium tellurides and bismuthtellurides in copper-nickel ores of the Nenets Autonomous District, Russia*

Fig. 2. Diagram of the fields of miscibility of solid solutions of the Pd-Bi-Te system at temperatures up to 489°C.

Inclusions of tellurides and bismuthtellurides: 1 - EDS, 2 - WDS; 3-5 - single grain: 3 - EDS, 4 - WDS, 5 - EDS inclusions. The solid lines mark the experimental data, the dotted lines mark the interpolation results. The scheme is based on (Cabri et al., 1973; Cabri, Laflamme, 1976; Hoffman, MacLean, 1976). Abbreviations henceforward (Whitney, Evans, 2010; Symbols..., 2020): *fro* – frudite, *mch* – michenerite, *kt* – kotulskite, *pr* – polarite, *mrk* – merenskyite, *tb* – tellurobismutite, *tsm* – tsumoite, Te_L – Te-melt. The numbers (henceforward) correspond to the numbers of the inclusions in the Table 1. Gray circle – calculated composition of michenerite.



Рис. 3. ВЅЕ-изображения зерна майченерита с лицевой (а) и обратной (б) сторон, карта распределения основных элементов (в), КР-спектр, n = 4 (г).

Fig. 3. BSE images of michenerite grains from the front (a) and back (6) sides, map of the distribution of the main elements (B), Raman spectra, n = 4 (Γ).

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021

able 2. Results of	measuren	nent and c	alculation	of the deb	yegrams of mi	ichenerite	and thei	r comparisoi	n with literal	ure data			
hkl	ABT(орские дан	нные	(Te	нкин и др., 19	961, 1963	((Hawley, Be	srry, 1958)		(Cabri et al	., 1973)	
	Pd _{0.88} (F	3i _{1.04} Sb _{0.08}) (упрощ.) энокриста	1.12Te1.00 ИЛЛ	Pd _{0.72} Pt _{0.} Мончего местор	²¹ Ві _{0.98} Те _{1.02} рское Си-Ni эождение	Рd _{0.75} Рt _{0.}	25BiTe Te3.)	PdF Frood Mine Onta	3i ₂ , Sudbury, rio	Pd _{1.00} (Bi _{0.88} Vermilion Mines,	Sb _{0.11})Te _{1.00} and Frood Sudbury	РdВ; (синт	Te e3.)
	APOC IIIe _l	, камера / jeppa 57.3 ivчение Fe	Дебая– ; мм, еК.	yPC	С-55 с камеро излучение]	й 57.3 м FeKa	Ч,	Камера, Шерерра излучени	Дебая– 57.3 мм, ie CuK.	57.3 и 1] ь	14.6 мм камер и Гандольфи, излучени	ы Дебая-Ш Ni-фильтр, e CuK	epeppa
	p	Δd	I	p	Ι	q	I	, b	Ĩ	q	, I	d d	Ι
002	3.31	0.05	20	3.30	36	3.32	29	3.39	10	3.33	10	3.321	30
012	2.97	0.04	100	2.97	100	2.97	100	2.99	100	2.97	100	2.974	100
112	2.70	0.03	80	2.70	81	2.712	87	2.73	80	2.71	80	2.715	80
022	2.36	0.02	20	2.34	13	2.348	19	2.37	15	2.35	30	2.350	40
113	1.995	0.016	10	2.00	54	2.003	78	2.01	90	2.003	100	2.000	90
222	1.920	0.014	10	1.91	7	1.917	7	1.92	5	1.916	20	1.914	20
023	1.836	0.013	10	1.84	21	1.842	33	1.86	15	1.841	40	1.843	50
123	1.776	0.012	10	1.77	40	1.774	49	1.79	75	1.778	80	1.773	80
124	1.446	0.007	10	1.449	20	1.449	24	1.46	30	1.451	70	1.451	70
233	1.419	0.007	10	1.416	10	1.416	12	1.42	10	1.417	40	1.417	50
Сингония							Ky6	ическая					
Параметр элем. ячейки (а), Å	9	638 ± 0.00	02	6.654	1 ± 0.002	6.653 ±	0.002	6.6	8	6.646 =	± 0.005	$6.651 \pm$	0.005

Таблица 2. Результаты измерения и расчета дебаеграмм майченерита и их сравнение с литературными данными

ЛИТОСФЕРА том 21 № 4 2021

Шайбеков и др. Shaibekov et al. (Cabri, Laflamme, 1976), для минерала из Китайского медно-никелевого месторождения со значительным преобладанием теллура над висмутом a = 6.651 (3) Å (Huang et al., 1974). Таким образом, полученные параметры элементарной ячейки зерна сопоставимы с таковыми майченерита из других месторождений (см. табл. 2).

Рамановская спектроскопия теллуридов и висмутотеллуридов палладия. Исходя из существенного различия в соотношениях элементов при диагностике включений в сульфидных медноникелевых рудах методами микрозондового анализа с использованием энергодисперсионного и волнового микроанализаторов, предпринята попытка их идентификации с применением метода рамановской спектроскопии.

Анализ изученных микровключений висмутотеллуридов и теллуридов палладия позволил получить КР-спектры для 44 зерен размером от 1 до 20 мкм. На основе полученных данных нами выделено четыре группы, из которых только три можно отнести к определенной минеральной форме.

Первая группа представлена 7-ю близкими по положению уширенных полос КР-спектрами с максимумами в диапазоне 91–95 см⁻¹ (рис. 4а). Смещение положения полос для КР-спектров некоторых из включений в сторону увеличения относительного волнового числа может быть связано с их малой интенсивностью и уширением вследствие перекрытия слабого сигнала от включения более интенсивным сигналом фоновой люминесценции. Согласно (Vymazalova et al., 2014), данный диапазон близок к спектру богатого теллуром котульскита, для которого авторами была зафиксирована полоса 97 см⁻¹. В нашем случае, по данным WDS, минерал обеднен теллуром и имеет повышенные содержания сурьмы, т. е. это Sb-содержащая разновидность котульскита. Полученные КР-спектры и их сравнение показали, что, вероятнее всего, КР-спектр котульскита не имеет раман-активных колебательных мод.

Вторая группа представлена 21-м КР-спектром (рис. 4б), которые полностью соответствуют выявленному нами в более ранних работах минералу промежуточного ряда котульскит-меренскиит. Все полученные КР-спектры данной группы сходны между собой по положению полос и соотношению их интенсивностей. Незначительные смещения положения полос, появление шумов и разная интенсивность полос могут быть связаны с ориентировкой, химическим составом и особенностями анализируемых микровключений. По данным микрозондовых и оптических исследований, поверхность минерала имеет признаки неоднородности, кроме того, характеризуется микропористостью. Для данной группы микровключений характерны КРспектры с уширенными полосами 95-103 и 121-126 см⁻¹. Эти данные и сопоставление их с химическим составом позволяют представить идеализированную эмпирическую формулу рассматриваемого минерала в виде Pd₂(TeSbBi)₃.

585

В третью группу попадают 7 спектров (рис. 5а), похожих на те, которые ранее были интерпретированы нами по химическому составу как близкие к майченериту. КР-спектры данной группы имеют две интенсивные полосы в диапазоне 100-102 и 112-116 см⁻¹, уменьшение их полуширины может свидетельствовать о высокой степени кристалличности минерала. Сравнение этих данных с полученными ранее КР-спектрами майченерита (см. рис. Зг) позволяет с большой уверенностью диагностировать данные включения как идентичный минерал. Характер полученных спектров дает возможность предполагать наличие как минимум еще одной активной моды в области менее 90 см⁻¹. Ввиду особенностей используемого прибора и того, что данная область обрезается фильтром, подтвердить это предположение не предоставляется возможным (см. рис. 5а).

Четвертая группа представлена 9-ю КР-спектрами с характерным максимумом в диапазоне 126– 135 см⁻¹ (рис. 5б). Спектры этой группы имеют сходство со спектром меренскиита (132 см⁻¹ (Bakker, 2014)). При этом состав включений отличается значительным содержанием сурьмы и отсутствием платины, поэтому мы предполагаем, что включения являются Sb-содержащим меренскиитом.

EBSD. Диагностика теллуридов и висмутотеллуридов палладия данным методом сталкивается с массой трудностей ввиду того, что часто из-за малой размерности и твердости в трещинах и кавернах окружающего его халькопирита они имеют неровную кавернозную/пористую поверхность ниже поверхности окружающей их матрицы. Пробоподготовка в виде обработки поверхности с использованием ионного травления дала возможность получить картины Кикучи для 6-ти микровключений (см. табл. 1, ан. 31, 38, 39, 55, 56, 60), находящихся непосредственно в тетрагональном халькопирите (рис. 6а; 12 полос, $\sigma = 0.12$).

Зерно висмутотеллурида палладия, диагностированное нами по химическому составу и рамановской спектроскопии как майченерит (табл. 3, ан. 31), по данным дифракции отраженных электронов, имеет четкую картину Кикучи этого минерала с совпадением по 10-ти полосам со средним угловым отклонением 0.47 (рис. 6б). Два других висмутотеллурида палладия (см. табл. 3, ан. 38, 39), которые по данным химического анализа и рамановской спектроскопии отнесены к минералу ряда котульскит-меренскиит, имеют более сложную картину Кикучи, что подтверждает факт правильности отнесения минерала к промежуточному виду. Так, в зерне висмутотеллурида палладия (рис. 6в, ан. 38, размер 2.5 мкм) отмечается соответствие минералам котульскиту (по 8-и полосам, $\sigma = 0.62$) и меренскииту (по 7-и полосам, $\sigma = 0.99$).

5)

ЛИТОСФЕРА том 21 № 4 2021

(43)

(49)

б



 $a - kotulskite, \delta - Pd_2(TeSb, Bi)_3.$

Теллуриды и висмутотеллуриды палладия в медно-никелевых рудах Ненецкого автономного округа Palladium tellurides and bismuthtellurides in copper-nickel ores of the Nenets Autonomous District, Russia

587



Относительное волновое число, см-1

Рис. 5. КР-спектры.

а – майченерит, б – меренскиит.

Fig. 5. Raman spectra.

 $a-michenerite,\, \delta-merenskyite.$

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021

Шайбеков и др. Shaibekov et al.



Fig. 6. Kikuchi figures.

a – tetragonal chalcopyrite; 6 – michenerite (analysis 31); B – Pd₂(TeSbBi)₃ (analysis 38, Fig. 76); r – Pd₂(TeSbBi)₃ (analysis 39).
Эле-	Котульскит (PdTe)			Меренскиит (PdTe ₂)			Майченерит (PdTeBi)			Неназв. МПГ
мент	Pd – 45.47, Te – 54.53			Pd – 29.43, Te – 70.57			Pd – 24.02, Bi – 47.17,			$Pd_2(TeSbBi)_3$
							Te – 28.80			
	(Юшко-	(Cabri,	Авторские	(Юшко-	(Cabri,	Авторские	(Юшко-	(Cabri,	Авторси	кие данные
	Захарова	2002)	данные	Захарова	2002)	данные	Захарова и	2002)		
	идр.,			идр.,			др., 1986)			
	1980)	265.450	22.62	1980)	10 5 01 0	25.61	10.0.00.0	01.05	24.00	24.20.20.07
Pd	31.3– 45.9	36.5-45.9	32.62– 40.13	12.0–33.2	12.7–31.0	37.26	12.0–28.3	21-25	24.09– 26.50	34.38-38.87
Pt	0.0–0.3	0.00-1.03	0.00-0.09	0.00-21.7	0–24	H.o.	0.0–10.4	0.0–3.1	H.o.	H.o.
Te	27.0-	27.0-52.7	20.39–	33–69	33.0-69.3	25.15-	25.2-33.8	28.0-	29.12-	29.09-34.50
	53.4		36.20			47.91		32.4	33.13	
Bi	1.2-33.0	2.4–35.5	16.43–	0.5–26.4	0.00-	9.79–27.98	25.4–50.0	37.5-	35.15-	14.70–18.29
			25.49		36.04			47.8	38.86	
Sb	0-1	0.0–10.2	4.15–17.75	0.0–1.9	0.0–0.7	7.71–17.24	0.0–11.6	0.0–6.9	3.27-5.04	13.90–16.77
Ni	Н.д.	0.03-0.80	0.00-0.30	0.0-17.1	0.0–5.9	H.o.	0.0–2.6	0.0–1.4	0.0-0.2	0.0–0.4
Pb	0–3	0.00–9.55	0.00-0.03	Н.д.	Н.д.		Н.д.	Н.д.	0.00-0.11	H.o.
Cu,	< 0.5	0.0-0.2	0.00-3.13		0.0-0.2	0.65-1.58			H.o.	
Ag										
Fe	Н.д.	0.00-0.55	0.00-3.06		0.0-1.1	H.o.			0.00-0.21	
Ir		0.00-0.41	H.o.		Н.д.				H.o.	
S		Н.д.	0.00-1.88		0.0-0.1				0.00-0.18	
Se			0.00-0.03		0.00-7.36				0.00-0.02	

Таблица 3. Таблица химических составов некоторых теллуридов и висмутотеллуридов палладия, мас. %

 Table 3. Chemical composition of some tellurides and bismuthtellurides, wt %

Примечание. Н.о. – не обнаружено, Н.д. – нет данных.

Note. H.o. - not detected, H.д. - no data.

В другом зерне (рис. 6г, ан. 39) наблюдается более четкая картина Кикучи с 8 (9)-ю полосами котульскита ($\sigma = 0.44$ (0.53)) и меренскиита с 9 (10)-ю полосами и среднеугловым отклонением, равным 0.94 (0.92). Важным и интересным фактом в последнем случае является наличие в краевой части зерна области с 10-ю полосами ($\sigma = 0.49$) майченерита, т. е. данное зерно размером 4.2 мкм представляет собой тонкое срастание двух минералов, что в связи с маленькими размерами и локальностью используемых ранее методов (EDS, рамановская и оптическая микроскопия) не было диагностировано.

Микротвердость. Ввиду небольшого размера включений измерения микротвердости удалось произвести только для двух наиболее крупных из них. Для майченерита VHN₅ = 153 кг/мм² (см. табл. 1, одно измерение, включение 55), а для неназванного МПГ Pd₂(Te, Sb, Bi)₃ VHN₅ = 124 кг/мм² (см. табл. 1, три измерения, включение 56). Согласно данным, отраженным в работах (Cabri et al., 1973; Hudson et al., 1978), для майченерита микротвердость VHN₁₀ = 189 (платиновая разновидность) и VHN₂₅ = 311–321 кг/мм². По данным (Юшко-Захарова и др., 1986) со ссылками на первоисточники (Лебедева, 1963), твердость Bapьирует для платиносодержащего майченерита VHN₂ от

228–300 кг/мм². Полученное нами значение микротвердости для майчненерита несколько отличается, но не является отражением кристаллохимических особенностей или влиянием примесей, а связано, вероятно, с весом груза, использованного при диагностике, т. е. чем меньше вес груза, тем меньше получаемое значение, что также находит отражение в работе (Hudson et al., 1978).

589

ОБСУЖДЕНИЕ

Проблема диагностики теллуридов и висмутотеллуридов палладия рудопроявления Савабейское складывается из нескольких признаков: размеров анализируемых включений, широких вариаций составов, твердости, присутствия тонких срастаний нескольких минералов, используемых методов для идентификации их минеральной принадлежности. На химический состав микровключений также может оказывать влияние окружающая матрица, немаловажным является факт широкой изоморфной смесимости между основными элементами теллуридов и висмутотеллуридов палладия – Bi, Te, Sb и Pd (Юшко-Захарова и др., 1986).

Наиболее устойчивым и близким к стехиометричному составу из рассмотренных минеральных



Рис. 7. Характер взаимоотношений теллуридов и висмутотеллуридов палладия.

а – сросток майченерита и сперрилита, б – майченерит и минерал $Pd_2(TeSbBi)_3$ в халькопирите, в – сросток сперрилита и меренскиита (см. рис. 4, спектр 61) в силикатной матрице. Вверху – BSE-изображение, полученное на Tescan Vega 3 LMH, внизу – на оптическом микроскопе Nikon Eclipse LV100ND. Qtz – кварц, Px – пироксен, Ccp – халькопирит, Spy – сперрилит, Mch – майченерит, Mrk – меренскиит.

Fig. 7. SEM-images of tellurides, palladium bismuthtellurides.

a – intergrowth of michenerite and sperrylite, 6 – michenerite and the mineral Pd₂(TeSbBi)₃ in chalcopyrite, B – intergrowth of sperrylite and merenskyite (see Fig. 4, spectrum 61) in a silicate matrix. On the top is a BSE image taken with the Tescan Vega 3 LMH, on the below with a Nikon Eclipse LV100ND optical microscope. Qtz – quartz, Px – pyroxene, Ccp – chalcopyrite, Spy – sperrylite, Mch – michenerite, Mrk – merenskyite.

включений является майченерит, который хорошо диагностируется как оптическим методом, будучи единственным изотропным минералом, так и рентгеноструктурным и спектроскопическим методами. Остальные микровключения идентифицируются только с использованием рамановской спектроскопии, в меньшей степени методом дифракции отраженных электронов (EBSD). Согласно этим данным, картина взаимоотношений палладиевых минералов отражена на рис. 7.

Известный факт, что котульскит, майченерит и меренскиит имеют широкие вариации составов, часто перекрывающие друг друга (см. табл. 3) (Юшко-Захарова и др., 1986; Cabri, 2002). В частности, для котульскита характерна полная смесимость Те и Ві, нередко может происходит замещение Рd на Ві (до 20%) и обратно, а также присутствовать примесь Pb – до 5%. Кроме того, для котульскита было отмечено замещение висмута сурьмой – до 10% (по неподтвержденным данным – 25%) (Юшко-Захарова и др., 1986). Главная особенность изученной нами минерализации – значительная сурьмянистая составляющая, которая оказывает сильное влияние на химический состав и тем самым практически исключает из диагностических методов анализ химического состава как основного, за исключением майченерита. По экспериментальным данным (El-Boragy, Schubert, 1971), Те и Sb в системе Pd-Sb-Te обладают полной смесимостью; атомы Sb могут занимать позиции как Pd, так и Те (Яловой и др., 1973), что ярко прослеживается в установленных нами меренскиите (ан. 19) и котульските (ан. 15). Во всех анализах микровключений теллуридов и висмутотеллуридов палладия содержание Sb уменьшается в последовательности: котульскит-меренскиит-майченерит. Из них наиболее стабильными с узкими интервалами химического состава являются майченерит и минерал ряда котульскит-меренскиит Pd₂(TeSbBi)₃ (см. табл. 3). Для последних также характерны и относительно узкие вариации отношений Te/Bi и Pd/(Te + Bi), равные для майченерита 0.75-0.90 и 0.35-0.39, для Pd₂(TeSbBi)₃ – 1.69–2.29 и 0.66–0.84, тогда как для котульскита и меренскиита эти отношения находятся в более широких пределах: 0.96-2.20, 0.62-0.95 и 1.13-4.89, 0.41-0.84 соответственно. Кроме то-

го, неназванный МПГ Pd₂(TeSbBi)₃ характеризуется довольно стабильным химическим составом, где содержания основных элементов варьируют в следующих пределах (n = 27, в скобках среднее): Pd – 33.78–38.87 (35.84), Sb – 13.90–16.77 (14.87), Te – 29.03-34.50 (31.90), Bi - 14.70-19.58 (17.32), эмпирическая формула (Pd_{2.02-2.31}Ni_{0.04})(Te_{1.43-1.70}Sb_{0.72-0.86} Bi_{0.44-0.59}), ср. Pd_{2.13}(Te_{1.58}Sb_{0.77}Bi_{0.52})_{2.87}. Возможно, мы имеем дело с полностью сформировавшимся и неизвестным ранее, но при этом устойчивым по химическому составу минералом промежуточного ряда котульскит-меренскиит. Стоит отметить, что сходная по составу минеральная фаза с формулой ((Pd_{2.08}Ni_{0.04})_{2.12}(Te_{1.61}Sb_{0.92}Bi_{0.35})_{2.88}) была установлена в единичном случае в сульфидных рудах скв. № 24 Чинейского месторождения (Толстых и др., 2008), кроме того, множественные включения составов Pd₂(TeSbBi)₃ были также установлены в Ni-Cu-(PGE) месторождения Ваара (Восточная Финляндия) (Konnunaho et al., 2013) и др.

Условия формирования теллуридов и висмутотеллуридов палладия на основе химического состава определить сложно ввиду их широких вариаций, поэтому их мы можем рассматривать только с точки зрения структурных взаимоотношений и экспериментальных данных.

Экспериментальными исследованиями показано, что твердый раствор между PdTe-PdTe₂ довольно широк. Наличие полного твердого раствора между котульскитом и меренскиитом при температуре 690-640°С отмечали З.С. Медведева с соавторами (1961), ниже указанной температуры раствор распадается на смесь двух твердых растворов. Непрерывный твердый раствор между PdTe и PdTe₂ выше 660-670°С выделили А. Кекшус и У.Б. Пирсон (Kjekshus, Pearson, 1965), которые отметили и ограниченные диапазоны гомогенности при более низких температурах. Котульскит устойчив до температуры 746°С, хотя замещение Те на Ві может снижать его стабильность до 600°С (Hoffman, MacLean 1976). Так, Х.М. Хелми с соавторами (Helmy et al., 2007) наблюдали образование идиоморфного котульскита при температуре выше 625°С. Э. Хоффман и В. Маклин (Hoffman, MacLean 1976), изучая систему Pd-Bi-Te, наблюдали непрерывный твердый раствор в диапазоне 710-575°С между котульскитом и меренскиитом, кристаллизация последнего происходила при температуре ниже 575°С. Тонкие срастания котульскита и меренскиита в экспериментах в системе Pd-Sb-Te выше 600°С отмечали В. Ким и Г. Чао (Kim, Chao, 1991), интерпретируя эти сростки как результат растворения изначально гомогенных кристаллических интерметаллических соединений PdTe_{1+x}. Образование майченерита с недостатком Ві и избытком Те происходит в диапазоне температур 489-501°С, а майченерит и меренскиит устойчивы при 450-490°С (Hoffman, MacLean,

1976). Состав майченерита при $489 \pm 2^{\circ}$ С варьирует от Pd_{0.99}Bi_{0.79}Te_{1.22} до Pd_{0.95}Bi_{1.11}Te_{0.94} (Hoffman, MacLean, 1976). Избыток Ві характерен для теллуридов, образованных при более низких температурах в пределах 380–490°С, в частности для Ві-котульскита, Pd- и Те-меренскиита, Те-фрудита с дефицитом Pd (Makovicky, 2002).

591

Таким образом, присутствие минералов промежуточного состава между котульскитом и меренскиитом (твердый раствор), отсутствие структур распада меренскиита с образованием котульскита, сростки майченерита и меренскиита со сперрилитом, который содержит примеси Те и Sb (см. рис. 7а, в), и установленным Pd_2 (TeSbBi)₃, сосуществование майченерита и Pd_2 (TeSbBi)₃ (см. рис. 76), наличие отдельных зерен Sb-содержащего меренскиита, сходство составов теллуридов и висмутотеллуридов с фазами, сосуществующими при 489°C (Cabri et al., 1973; Hoffman, MacLean 1976), указывают на то, что изученные теллуриды и висмутотеллуриды палладия формировались при температурах ниже 600°C.

Использование метода EBSD в нашем случае показало, что изначальная тонкая полировка при изготовлении полированного шлифа часто не дает возможности получить картины Кикучи для висмутотеллуридов палладия. Применение метода ионного травления позволило получить более ровную поверхность для включений в халькопирите, но по отношению к другим минералам, а также основной массе картина поверхности иногда существенно ухудшается, иногда с выкрашиванием наименее стабильных областей, что связано с особенностями самих минералов. Следовательно, для получения результатов для микроразмерных минералов с низкой твердостью, повышенной пористостью и нередко неоднородным составом необходимо использование более частного метода, например среза локальным ионным пучком. Недавно в открытом доступе появилась информация (неопубликованные данные) о применении ионной полировки в двухлучевом сканирующем электронно-ионном микроскопе (FIB-SEM, ИГЕМ РАН, оператор М.Л. Лукашова), с помощью которой удалось получить линии Кикучи меренскиита размером $\approx 1 \times 7$ мкм с большим содержанием висмута, т. е. FIB-SEM имеет существенное преимущество перед полировкой широким пучком ионов аргона для диагностики теллуридов и висмутотеллуридов палладия.

Присутствие в минералах повышенных содержаний сурьмы отражает металлогеническую специфику, характерную для рудопроявлений и месторождений Пай-Хоя, о-ва Вайгач, Новой Земли, Полярного Урала, в том числе золоторудных проявлений Манитанырдского района, и свойственную для всей Уральско-Новоземельской провинции (Юшкин, 1980; Силаев и др., 1985; Майорова, Ефанова, 2019; Майорова и др., 2020).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящими исследованиями впервые получены данные о присутствии майченерита, меренскиита и минерала ряда котульскит-меренскиит с идеализированной формулой Pd₂(TeSbBi)₃ в сульфидных медно-никелевых рудах рудопроявления Савабейское и в целом в Пайхойско-Вайгачско-Южноновоземельском регионе.

Показано, что при диагностике теллуридов и висмутотеллуридов палладия существует ряд проблем (широкие вариации составов, смесимость Pd, Те, Sb и Bi, низкая твердость, маленькие размеры, тонкие сростки нескольких индивидов, наличие примесей и т. д.), влияющих на установление их минеральной формы и требующих комплексного подхода. По результатам рамановской спектроскопии теллуриды и висмутотеллуриды палладия рудопроявления Савабейское могут быть разделены на четыре группы: Sb-котульскит (не содержит раман-активных колебательных мод в КРспектре), неназванный МПГ Pd₂(TeSbBi)₃ (полосы в диапазоне 95-103, 121-126 см⁻¹, получены впервые), Sb-меренскиит (полоса 126–135 см⁻¹), майченерит (полосы с максимумами 100 и 116 см⁻¹, получены впервые). Исходя из структурных взаимоотношений и особенностей химического состава, можно утверждать что изученные теллуриды и висмутотеллуриды палладия формировались при температурах ниже 600°С. Так как установленный минерал Pd₂(TeSbBi)₃ имеет довольно стабильный химический состав, повторяемые КР-спектры и хорошо отражающий промежуточный состав в ряду котульскит-меренскиит, требуется проведение экспериментальных исследований в целях синтеза подобных минеральных фаз.

Полученные КР-спектры для теллуридов и висмутотеллуридов палладия могут служить в качестве эталонов для экспрессной идентификации его природных форм в отличие от EBSD, требующего более качественной пробоподготовки.

Благодарности

Авторы выражают искреннюю благодарность научному сотруднику лаборатории метеоритики ГЕОХИ РАН С.В. Тепляковой за помощь при подготовке данной статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Генкин А.Д., Журавлев Н.Н., Смирнова Е.М. (1963) Мончеит и котульскит – новые минералы и состав майченерита. *Зап. ВМО*, **92**(1), 33-50.
- Генкин А.Д., Королев Н.В. (1961) К методике определения небольших зерен минералов в рудах. *Геология рудн. месторождений*, **5**, 63-79.
- Зархидзе Д.В., Пискун П.П., Красножен А.С., Девятуха Ю.А., Старикова Е.В., Бартова А.В., Клевцов А.С., Войтович З.Н., Цыбульская А.Е., Алексеева Н.А., Бо-

гатырева Е.В., Ухач Т.Н., Романов А.А. (2017) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Изд. 2-е. Сер. Вайгачско-Пайхойская. Л. R-41-XXVIII, XXIX (Усть-Кара). Объясн. зап. М.: ВСЕГЕИ, 180 с.

- Лебедева С.И. (1963) Определение микротвердости минералов. М.: АН СССР, 124 с.
- Майорова Т.П., Ефанова Л.И. (2019) Проявление золотомышьяковистого типа Нияхойское-2 на Полярном Урале (кряж Манитанырд). *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, **8**, 33-41. DOI: 10.19110/2221-1381-2019-8-33-41
- Майорова Т.П., Тропников Е.М., Шуйский А.С. (2020) Редкие минералы в золоторудных проявлениях Манитанырдского района (Полярный Урал). Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения – 2020). Мат-лы Рос. конф. с междунар. участием. Сыктывкар: ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 48-49.
- Медведева З.С., Клочко М.А., Кузнецов В.Г., Андреева С.Н. (1961) Диаграмма состояния системы палладий-теллур. *Журн. неорг. химии*, **6**(7), 1737-1739.
- Практическая электронная растровая микроскопия. (1978) (Под ред. Дж. Гоулдстейна, Х. Яковица). М.: Мир, 656 с.
- Силаев В.И., Яковлева О.А., Тихомирова В.Д. (1985) Блеклые руды Уральско-Новоземельской складчатой области. Докл. АН СССР, **284**(3), 681-689.
- Толстых Н.Д., Орсоев Д.А., Кривенко А.П., Изох А.Э. (2008) Благороднометалльная минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы. Новосибирск: Параллель, 194 с.
- Чулаевский А.М., Короткова Г.А., Белоусов В.Н., Чепкасова Т.В. (1979) Отчет по производству поисковых работ на сульфидные медно-никелевые руды в междуречье Хейяга–Хенгуръю на территории листов R-41-115-A (a, б), Б; R-41-116-A, Б. 537 с. Архангельская область. Воркута, Росгеолфонд.
- Шайбеков Р.И. (2006) Долеритовое тело (Сопча) Центрального Пай-Хоя и его датирование с использованием U-Pb-метода (SHRIMP II). *III Сиб. Междунар. конф. молодых ученых по наукам о Земле.* Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 246-248.
- Шайбеков Р.И. (2013) Платиносульфидная минерализация в габбродолеритах Пай-Хоя. Сыктывкар: ИГ КНЦ УрО РАН, 108 с.
- Шайбеков Р.И., Журавлев А.В. (2016) МПГ-минерализация в сульфидных рудах проявления Савайбейский (Центральный Пай-Хой, Югорский полуостров). Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН, 9-10(261), 45-51. DOI: 10.19110/2221-1381-2016-10-45-51
- Шайбеков Р.И., Исаенко С.И., Журавлев А.В., Вымазалова А. (2017) Диагностика природных теллуридов благородных металлов методами рамановской спектроскопии и рентгеновской микротомографии (рудопроявление Савабейский, Пай-Хой). Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН, 267(3), 39-44. DOI: 10.19110/2221-1381-2017-3-39-44
- Шаскольская М.П. (1984) Кристаллография. М.: Высш. шк., 376 с.
- Шишкин М.А., Шкарубо С.И., Маркина Н.М., Молчанова Е.В., Калаус С.В. (2009) Основные итоги создания комплексной государственной геологической карты м-ба 1 : 1 000 000. 3-е поколение листа R-41 (Амдерма). Геология и минеральные ресурсы Европейского

ЛИТОСФЕРА том 21 № 4 2021

Теллуриды и висмутотеллуриды палладия в медно-никелевых рудах Ненецкого автономного округа Palladium tellurides and bismuthtellurides in copper-nickel ores of the Nenets Autonomous District, Russia

Северо-Востока России. Мат-лы конф. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 183-185.

- Юшкин Н.П. (1980) Опыт среднемасштабной топоминералогии. Пайхойско-Южноновоземельская минералогическая провинция. Л.: Наука, 376 с.
- Юшкин Н.П., Кунц А.Ф., Тимонин Н.Н. (2007) Минерагения Пай-Хоя. Екатеринбург: УрО РАН, 291 с.
- Юшко-Захарова О.Е., Иванов В.В., Соболева Л.Н., Дубакина Л.С., Щербачев Д.К., Куличихина Р.Д., Тимофеева О.С. (1986) Минералы благородных металлов. Справочник. М.: Недра, 272 с.
- Яловой А.А., Сидоров А.Ф., Рудашевский Н.С., Будько И.А. (1973) Боровскит Pd₃SbTe₄ новый минерал. *Зап. ВМО*, **102**(4), 427-431.
- Bakker R.J. (2014) Application of combined micro-Raman and electron probe microanalysis to identify platinum group minerals. *11th EMAS regional workshop on electron probe microanalysis of materials today. Practical Aspects*, 215-233. http://fluids.unileoben.ac.at/Publications files/Bakker EMAS.pdf
- Cabri L.J. (2002) The Platinum-Group Minerals. *The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group elements.* (Ed. by L.J. Cabri). Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, 54, 13-129.
- Cabri L.J., Harris D.C., Gait R.I. (1973) Michenerite (Pd-BiTe) redefined and froodite (PdBi₂) confirmed from the Sudbury area. *Canad. Miner.*, **11**, 903-912.
- Cabri L.J., Laflamme J.H.G. (1976) The mineralogy of the platinum-group elements from some copper-nickel deposits of the Sudbury area, Ontario. *Econ. Geol.*, **71**(7), 1159-1195. DOI: 10.2113/gsecongeo.71.7.1159
- Childs J.D., Hall S.R. (1973) The crystal structure of michenerite, PdBiTe. Can. Miner., 12, 61-65.
- El-Boragy M., Schubert K. (1971) Uber einige Varianten der NiAs-Familie in Mischungen des Palladiums mit B-Elementen. Z. Metallkunde, 62(4), 314-323.
- Hawley J.E., Berry L.G. (1958) Michenerite and froodite, palladium bismuthide minerals. *Canad. Miner.*, 6, 200-209.
- Helmy H.M., Ballhaus C., Berndt J., Bockrath C., Wohlgemuth-Ueerwasser C. (2007) Formation of Pt, Pd and Ni tellurides: Experiments in sulphide-telluride systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **153**, 577-591. DOI: 10.1007/ s00410-006-0163-7
- Hoffman E., MacLean W.H. (1976) Phase relations of michenerite and merenskyite in the Pd–Bi–Te system. *Econom. Geol.*, **71**(7), 1461-1468. DOI: 10.2113/gsecongeo.71.7.1461
- Huang W.-k., Ye X-x., Zang Y.-m., Zhuang C.-f., Feng J.-m. (1974) Biteplatinite-merenskyite system and michenerite from a mining district in China and problems concerning their classification and nomenclature. *Geochim.*, **12**, 258-267. (In Chinese with English abstract)
- Hudson D.R., Robinson B.W., Vigers B.W. (1978) Zoned michenerite-testibiopalladite from Kambalda, Western Australia. *Canad. Miner.*, 16(2), 121-126.
- Kim W.S., Chao G.Y. (1991) Phase relations in the system Pd–Sb–Te. *Canad. Miner.*, **29**(3), 401-409.
- Kjekshus A., Pearson W.B. (1965) Constitution and magnetic and electrical properties of palladium tellurides (PdTe-PdTe₂). *Can. J. Phys.*, **43**, 438-449.
- Konnunaho J.P., Hanski E.J., Bekker A., Halkoaho T.A.A., Hiebert R.S., Wing B.A. (2013) The Archean komati-

LITHOSPHERE (RUSSIA) volume 21 No. 4 2021

ite-hosted, PGE-bearing Ni-Cu sulfide deposit at Vaara, eastern Finland: evidence for assimilation of external sulfur and post-depositional desulfurization. *Mineral. Depos.*, **48**(8), 967-989. DOI: 10.1007/s00126-013-0469-0

- Makovicky E. (2002) Ternary and quaternary phase systems with PGE. The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group elements. (Ed. by L.J. Cabri). Can Inst. Mining Metall. Petroleum, 54, 131-175.
- Michener C.E. (1940) Minerals associated with Large Sulphide Bodies of the Sudbury Type. PhD Thesis. Toronto, 63 p.
- Symbols for rock- and ore-forming minerals. (2020) *Canad. Miner.*, https://www.mineralogicalassociation.ca/wordpress/wp-content/uploads/2020/01/symbols.pdf
- Vymazalova A., Zaccarini F., Bakker R.J. (2014) Raman spectroscopy characterization of synthetic platinumgroup minerals (PGM) in the Pd–Sn–Te and Pd–Pb– Te ternary systems. *Eur. J. Miner.*, **26**, 711-716. DOI: 10.1127/ejm/2014/0026-2408
- Whitney D.L., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Amer. Miner.*, 95(1), 185-187. DOI: 10.2138/am.2010.3371

REFERENCES

- Bakker R.J. (2014) Application of combined micro-Raman and electron probe microanalysis to identify platinum group minerals. 11th EMAS regional workshop on electron probe microanalysis of materials today. Practical Aspects, 215-233. http://fluids.unileoben.ac.at/Publications_files/Bakker_EMAS.pdf
- Cabri L.J. (2002) The Platinum-Group Minerals. *The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group elements.* (Ed. by L.J. Cabri). Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, 54, 13-129.
- Cabri L.J., Harris D.C., Gait R.I. (1973) Michenerite (Pd-BiTe) redefined and froodite (PdBi₂) confirmed from the Sudbury area. *Canad. Miner.*, **11**, 903-912.
- Cabri L.J., Laflamme J.H.G. (1976) The mineralogy of the platinum-group elements from some copper-nickel deposits of the Sudbury area, Ontario. *Econ. Geol.*, **71**(7), 1159-1195. DOI: 10.2113/gsecongeo.71.7.1159
- Childs J.D., Hall S.R. (1973) The crystal structure of michenerite, PdBiTe. *Can. Miner.*, **12**, 61-65.
- Chulaevsky A.M., Korotkova G.A., Belousov V.N., Chepkasova T.V. (1979) Report on the production of search works for sulfide copper-nickel ores in the Kheiyaga-Khenguryu interfluve on the territory of sheets R-41-115-A (a, b), B; R-41-116-A, B. Arhangelsk region. Vorkuta, 537 p. *Rosgeolfond*. (In Russian, unpublished)
- El-Boragy M., Schubert K. (1971) Über einige Varianten der NiAs-Familie in Mischungen des Palladiums mit B-Elementen. Z. Metallkunde, 62(4), 314-323.
- Genkin A.D., Zhuravlev N.N., Smirnova E.M. (1963) Moncheite and kotulskite – new minerals and michenerite composition. *Zapiski VMO*, **92**(1), 33-50. (In Russ.)
- Genkin A.D., Korolev N.V. (1961) Method for determining small grains of minerals in ores. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, 5, 63-79. (In Russ.)
- Hawley J.E., Berry L.G. (1958) Michenerite and froodite, palladium bismuthide minerals. *Canad. Miner.*, **6**, 200-209.
- Helmy H.M., Ballhaus C., Berndt J., Bockrath C., Wohlge-

Шайбеков и др. Shaibekov et al.

muth-Ueerwasser C. (2007) Formation of Pt, Pd and Ni tellurides: Experiments in sulphide-telluride systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **153**, 577-591. DOI: 10.1007/s00410-006-0163-7

- Hoffman E., MacLean W.H. (1976) Phase relations of michenerite and merenskyite in the Pd–Bi–Te system. *Econ. Geol.*, **71**(7), 1461-1468. DOI: 10.2113/gsecongeo.71.7.1461
- Hudson D.R., Robinson B.W., Vigers B.W. (1978) Zoned michenerite-testibiopalladite from Kambalda, Western Australia. *Canad. Miner.*, 16(2), 121-126.
- Huang W.-k., Ye X-x., Zang Y.-m., Zhuang C.-f., Feng J.-m. (1974) Biteplatinite-merenskyite system and michenerite from a mining district in China and problems concerning their classification and nomenclature. *Geochim.*, **12**, 258-267. (In Chinese with English abstract)
- Kim W.S., Chao G.Y. (1991) Phase relations in the system Pd–Sb–Te. *Canad. Miner.*, **29**(3), 401-409.
- Kjekshus A., Pearson W.B. (1965) Constitution and magnetic and electrical properties of palladium tellurides (PdTe-PdTe₂). *Can. J. Phys.*, **43**, 438-449.
- Konnunaho J.P., Hanski E.J., Bekker A., Halkoaho T.A.A., Hiebert R.S., Wing B.A. (2013) The Archean komatiite-hosted, PGE-bearing Ni-Cu sulfide deposit at Vaara, eastern Finland: evidence for assimilation of external sulfur and post-depositional desulfurization. *Mineral. Depos.*, **48**(8), 967-989. DOI: 10.1007/s00126-013-0469-0
- Lebedeva S.I. (1963) Determination of microhardness of minerals. Moscow, AN SSSR, 124 p. (In Russ.)
- Makovicky E. (2002) Ternary and quaternary phase systems with PGE. *The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group elements*. (Ed. by L.J. Cabri). Can Inst. Mining Metall. Petroleum, **54**, 131-175.
- Maiorova T.P., Efanova L.I. (2019) Manifestation of the gold-arsenic type Nyakhoiskoe-2 in the Polar Urals (Manitanyrd ridge). Vestn. IG Komi NTs UrO RAN, 8, 33-41. (In Russ.) DOI: 10.19110/2221-1381-2019-8-33-41
- Maiorova T.P., Tropnikov E.M., Shuisky A.S. (2020) Rare minerals in gold ore occurrences of the Manitanyrd region (Polar Urals). Modern problems of theoretical, experimental and applied mineralogy (Yushkinsky readings – 2020). Materials Rus. Conf. with int. participation. Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN, 48-49. (In Russ.)
- Medvedeva Z.S., Klochko M.A., Kuznetsov V.G., Andreeva S.N. (1961) Equilibrium Diagram of the Palladium-Tellurium System. *Zhurn. Neorgan. Khimii*, 6(7), 1737-1739. (In Russ.)
- Michener C.E. (1940) Minerals associated with Large Sulphide Bodies of the Sudbury Type. PhD Thesis. Toronto, 63 p.
- Practical electron scanning microscopy. (1978) (Eds J. Gouldstein, H. Jacowitz). Moscow, Mir Publ., 656 p. (In Russ.)
- Silaev V.I., Yakovleva O.A., Tikhomirova V.D. (1985) Faded ores of the Ural-Novaya Zemlya folded region. *Dokl.* AN SSSR, 284(3), 681-689. (In Russ.)
- Shaskol'skaya M.P. (1984) Crystallography. Textbook. Moscow, Vyssh. Shk. Publ., 376 p. (In Russ.)

- Shaybekov R.I. (2006) Dolerite body (Sopcha) of Central Pay-Khoy and its dating by U-Pb method (SHRIMP II). *Third Siberian Int. Conf. Young Scientists on Earth Sci.* Novosibirsk, IIGM SB RAS, 246-248. (In Russ.)
- Shaybekov R.I. (2013) Platinum sulfide mineralization in gabbro-dolerites of Pay-Khoy. Syktyvkar, IG Komi NC UrO RAN, 108 p. (In Russ.)
- Shaybekov R.I., Zhuravlev A.V. (2016) Platinum mineralization in sulphide ores of the Sawaybeysky occurrence (Central Pay-Khoy, Ugra Peninsula). Vestn. IG Komi NTs UrO RAN, 261(9-10), 45-51. (In Russ.) DOI: 10.19110/2221-1381-2016-10-45-51
- Shaybekov R.I., Isaenko S.I., Zhuravlev A.V., Vymazalova A. (2017) Diagnostics of natural tellurides of noble metals using Raman spectroscopy and X-ray microtomography (Savabeysky, Pay-Khoy ore occurrence). *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, 267(3), 39-44. (In Russ.) DOI: 10.19110/2221-1381-2017-3-39-44
- Shishkin M.A., Shkarubo S.I., Markina N.M., Molchanova E.V., Kalaus S.V. (2009) The main results of the creation of complex state geological map 1 : 1000 000 scale. 3rd gen. Sheet R-41 (Amderma). *Geology and Mineral Resources of the European North-East of Russia*. Materials conf. V. II. Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN, 183-185. (In Russ.)
- Symbols for rock- and ore-forming minerals (2020). *Canad. Miner.*, https://www.mineralogicalassociation.ca/wordpress/wp-content/uploads/2020/01/symbols.pdf
- Tolstykh N.D., Orsoev D.A., Krivenko A.P., Izokh A.E. (2008) Noble metal mineralization in layered ultramaficbasic massifs in the south of the Siberian platform. Novosibirsk, Parallel' Publ., 194 p. (In Russ.)
- Vymazalova A., Zaccarini F., Bakker R.J. (2014) Raman spectroscopy characterization of synthetic platinumgroup minerals (PGM) in the Pd–Sn–Te and Pd–Pb– Te ternary systems. *Eur. J. Miner.*, **26**, 711-716. DOI: 10.1127/ejm/2014/0026-2408
- Whitney D.L., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Amer. Miner.*, 95(1), 185-187. DOI: 10.2138/am.2010.3371
- Yalovoy A.A., Sidorov A.F., Rudashevsky N.S., Bud'ko I.A. (1973) Borovskite – Pd₃SbTe₄ is a new mineral. Zap. VMO, **102**(4), 427-431. (In Russ.)
- Yushkin N.P. (1980) Experience of medium-scale topomineralogy. Paihoi-Yuzhno-Novaya Zemlya mineralogical province. Leningrad, Nauka Publ., 376 p. (In Russ.)
- Yushkin N.P., Kuntz A.F., Timonin N.N. (2007) Minerageny of Pay-Khoy. Ekaterinburg, UB RAS, 291 p. (In Russ.)
- Yushko-Zakharova O.E., Ivanov V.V., Soboleva L.N., Dubakina L.S., Shcherbachev D.K., Kulichikhina R.D., Timofeeva O.S. (1986) Minerals of noble metals. Handbook. Moscow, Nedra Publ., 1986, 272 p. (In Russ.)
- Zarkhidze D.V., Piskun P.P., Krasnozhen A.S., Devyatukha Yu.A., Starikova E.V., Bartova A.V., Klevtsov A.S., Voitovich Z.N., Tsybul'skaya A.E., Alekseeva N.A., Bogatyreva E.V., Ukhach T.N., Romanov A.A. (2017) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1: 200 000. Second ed. Vaygach-Paykhoiskaya series. Sheets R-41-XXVIII, XXIX (Ust-Kara). Report. Moscow, VSEGEI Publ., 180 p. (In Russ.)

ЛИТОСФЕРА том 21 № 4 2021

ЛИТОСФЕРА Том 21 № 4

Июль-Август 2021

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

Учредитель Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации ПИ № ФС77-77043 от 21 октября 2019 г. в Министерстве цифрового развития, связи и массовых коммуникаций Российской Федерации

> Технический редактор Е.И. Богданова Корректоры Н.М. Катаева, М.О. Тюлюкова Оригинал-макет Н.С. Глушковой Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН Усл. печ. л. 19,0	№ 109 Дата выход Учизд. л. 19,0	а в свет 26.08.2021 Тираж 120	Формат 60 × 84 ¹ / ₈ Цена 990 руб. 00 коп.	Печать офсетная Заказ							
Институт геологии	и геохимии УрО РАН	Екатер	оинбург, 620110, ул. Ака	ад. Вонсовского, 15							
Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии ООО Универсальная Типография "Альфа Принт" 620049, г. Екатеринбург, переулок Автоматики, 2ж.											

20049, г. Екатеринбург, переулок Автоматики, 2 Тел.: 8 (800) 300-16-00 www.alfaprint24.ru

LITHOSPHERE (Russia) Vol. 21 No. 4

July-August 2021

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

Founder The Federal State Institution of Science the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry Russian Academy of Sciences Ural Branch

Registration certificate PI No. FS77-77043 from October 21, 2019 Ministry of Digital Development, Communications and Mass Media of the Russian Federation

> Technical editor E.I. Bogdanova Correctors N.M. Kataeva, M.O. Tulukova Original-layout N.S. Glushkova Cover layout A.Yu. Savelieva

 IPD IGG UB RAS № 109
 Signed in print 26.08.2021
 Format 60 × 84½
 Offset print

 Cond. print. sh. 19,0
 Found.-publ. sh. 19,0
 Circulation 120
 Price 990 rub. 00 kopecks
 Order

 Institute of Geology and Geochemistry UB RAS
 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620110

 Printed from the ready-made original layout in typography
 OOO Universal Printing House "Alpha Print"

 OW Automation Long Ekaterinburg, 620040

OOO Universal Printing House "Alpha Print" 2ж Automation Lane, Ekaterinburg, 620049 Тел.: 8 (800) 300-16-00 www.alfaprint24.ru