РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

REGIONAL GEOLOGY and METALLOGENY

Основан в 1993 году

Учредитель — Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ФГБУ «ВСЕГЕИ»)

№ 77/2019

Главные редакторы

МОРОЗОВ Андрей Федорович Зам. руководителя Федерального агентства по недропользованию

> ПЕТРОВ Олег Владимирович Генеральный директор ФГБУ «ВСЕГЕИ»

> > Editors-in-Chief

Andrey MOROZOV Deputy Head of the Federal Agency of Mineral Resources

> Oleg PETROV Director General VSEGEI

Санкт-Петербург 🗞 Издательство ВСЕГЕИ

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ № 77/2019

Регистрационное свидетельство № П 0305 от 10.03.1993 г. (Перерегистрация ПИ № ФС 77-29340 от 24 августа 2007 г.)

Главные редакторы:

Морозов А.Ф., канд. геол.-минерал. наук Петров О.В., д-р геол.-минерал. наук, д-р эконом. наук

Заместители главного редактора:

Жамойда А.И., чл.-корр. РАН Масайтис В.Л., д-р геол.-минерал. наук Толмачева Т.Ю., д-р геол.-минерал. наук

Члены редколлегии:

Бискэ Г.С., д-р геол.-минерал. наук (СПбГУ) Бортников Н.С., академик РАН, д-р геол.-минерал. наук (ИГЕМ РАН) Вялов В.И., д-р геол.-минерал. наук (МГУ) Егоров А.С., д-р геол.-минерал. наук (СПГУ) Ермилова О.К. (ВСЕГЕИ) Жарков А.М., д-р геол.-минерал. наук (ВНИГРИ) Кашубин С.Н., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ) Котов А.Б., д-р геол.-минерал. наук (ИГГД РАН) Ларичев А.И., канд. геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ) Миронов Ю.Б., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ) Молчанов А.В., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ) Ошуркова М.В., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ) Проскурнин В.Ф., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ) Рундквист Д.В., академик РАН, д-р геол.-минерал. наук (ГГМ РАН) Сысоев А.П., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ) Ханчук А.И., академик РАН, д-р геол.-минерал. наук (ДВГИ ДВО РАН) Худолей А.К., д-р геол.-минерал. наук (СПбГУ) Зельтманн Р., д-р геол.-минерал. наук (Музей естествознания Лондона)

Editors-in-Chief:

Morozov A.F., PhD Petrov O.V., D.Sc

Deputies Editors-in-Chief:

Zhamoyda A.I., Corr. Member of RAS Masaitis V.L., D.Sc Tolmacheva T.Yu., D.Sc

Editorial board:

Biske G.S., D.Sc (SPbU) Bortnikov N.S., Academician of RAS, D.Sc (IGEM RAS) Vyalov V.I., D.Sc (MSU) Egorov A.S., D.Sc (SPMU) Ermilova O.K. (VSEGEI) Zharkov A.M., D.Sc (VNIGRI) Kashubin S.N., D.Sc (VSEGEI) Kotov A.B., D.Sc (IPGG RAS) Larichev A.I., PhD (VSEGEI) Mironov Yu.B., D.Sc (VSEGEI) Molchanov A.V., D.Sc (VSEGEI) Oshurkova M.V., D.Sc (VSEGEI) Proskurnin V.F., D.Sc (VSEGEI) Rundkvist D.V., Academician of RAS, D.Sc (SGM RAS) Sysoev A.P., D.Sc (VSEGEI) Khanchuk A.I., Academician of RAS, D.Sc (FEGI FÉB RAS) Khudoley A.K., D.Sc (SPbU) Seltmann R., D.Sc (Natural History Museum, London)

Журнал включен в национальную библиографическую базу данных «Российский индекс научного цитирования» (РИНЦ) и перечень Высшей аттестационной комиссии (ВАК) по специальности 25.00.00 – науки о Земле.

Адрес электронной версии журнала: на русском языке: http://www.vsegei.ru/ru/public/reggeology_met/content на английском языке (аннотации): http://www.vsegei.ru/en/rgm/content/index.php

Перепечатка материалов возможна только с письменного разрешения учредителя журнала.

Редакция: *О. Н. Алексеева, Л. В. Набиева, О. Е. Степурко, С. В. Щербакова* Подписано в печать 11.04.2019. Печ. л. 15. Уч.-изд. л. 15,95. Формат 60×84/8. Тираж 300 экз. Заказ № 80000555

Адрес издательства ВСЕГЕИ. Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия. Журнал «Региональная геология и металлогения». Тел. (812) 328-90-90 (доб. 23-23, 24-24) E-mail: izdatel@vsegei.ru

Отпечатано

на Картографической фабрике ВСЕГЕИ. Средний пр., 72, Санкт-Петербург, 199178, Россия Тел. (812) 328-91-90, факс 321-81-53 www.kf-vsegei.ru

© Издательство ВСЕГЕИ, «Региональная геология и металлогения», 2019



С ДНЕМ ГЕОЛОГА!

Дорогие коллеги, друзья!

От имени Федерального агентства по недропользованию поздравляю вас с профессиональным праздником – Днем геолога! Страна по достоинству оценила наше дело, утвердив государственный статус Дня геологов!

И сегодня ваш труд закладывает основы успешной деятельности отраслей, являющихся надежной опорой экономики России. Геологическая отрасль имеет огромный творческий и интеллектуальный

потенциал. Это одна из наиболее наукоемких отраслей с высокой концентрацией передовых технологий. Профессия геолога сочетает в себе каждодневный напряженный труд и романтику, требует глубоких теоретических знаний и беззаветной преданности делу.

Уверен, что и в дальнейшем наша работа и компетентность будут определять развитие экономики, способствовать росту промышленного производства, повышению качества жизни людей.

Уважаемые коллеги, друзья! Примите искренние слова признательности за ваш нелегкий самоотверженный труд. Пусть вас никогда не покидает вера в успех, а жизненная энергия дает силы для новых открытий! Крепкого вам здоровья, благополучия и всего самого доброго!

Заместитель министра природных ресурсов и экологии Российской Федерации — руководитель Федерального агентства по недропользованию

Е.А.Киселев

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Г. В. Котляр Глобальный стратотипический разрез и точка (ГСРТ) нижней границы сакмарского яруса приуральского отдела пермской системы (Южный Урал, Россия)

О. Г. Шулятин, Б. В. Беляцкий, А. А. Кременецкий Геохимические и изотопно-геохронологические исследования полихронных цирконов из магматических пород Срединно-Атлантического хребта и некоторые особенности его строения

Т. А. Строганова, Э. М. Прасолов Изотопный состав грунтовых и поверхностных вод болотного массива Ламмин-Суо (Ленинградская область)

А. А. Рясной, Е. Н. Савельева Влияние вторичных процессов на коллекторские свойства карбонатных пород верейского нефтегазоносного комплекса (Северо-Запад Республики Башкортостан)

Р. А. Жуков, Э. М. Пинский Региональная геология: обретение себя

И. А. Зинченко Общая стратиграфическая шкала России: разработка ее цветовых моделей и адаптация для программных продуктов, реализующих технологию бассейнового моделирования

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

С. И. Турченко Высвобождение серы при метаморфизме пород в земной коре: применение к генезису золоторудных месторождений **REGIONAL GEOLOGY**

6

G. V. Kotlyar Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the lower boundary of the Sakmarian Stage of the Cisuralian, the Permian (South Urals, Russia)

 O. G. Shulyatin, B. V. Belyatsky, A. A. Kremenetsky Geochemical and geochronological studies of polychronic zircons in igneous rocks from the Mid-Atlantic Ridge and some features of its structure

- 20 T. A. Stroganova, Eh. M. Prasolov Isotope composition of ground and surface waters of the Lammin-Suo swamp massif (Leningrad region)
- 27 A. A. Ryasnoy, E. N. Saveleva Influence of secondary processes on reservoir properties of carbonate rocks in the Vereysky oil and gas field (North-West of the Republic of Bashkortostan)
- 40 R. A. Zhukov, Eh. M. Pinsky Regional geology: to find oneself
- 52 *I. A. Zinchenko* General stratigraphic chart of Russia: development of its colour models and adaptation for basin modeling software

METALLOGENY

60

S. I. Turchenko Sulfur release during rock metamorphism in the Earth's crust: application to gold deposits genesis

- Л. Б. Макарьев, У. С. Ефремова, Р. Ш. Крымский, С. А. Сергеев Возраст и стадийность уранового оруденения Туюканского рудного узла (Тонодский район, Северное Забайкалье)
- Н. В. Шатова, А. В. Молчанов, А. В. Терехов, В. В. Шатов, О. В. Петров, С. А. Сергеев, Э. М. Прасолов, Г. П. Дворник, В. И. Леонтьев
 Рябиновое медно-золото-порфировое месторождение (Южная Якутия): геологическое строение, геохимия изотопов благородных газов и изотопное (U-Pb, Rb-Sr, Re-Os) датирование околорудных метасоматитов и оруденения

В. А. Степанов Перспективы Приамурья на рудное золото

ДИСКУССИЯ

Б. А. Блюман 110 В. А. Вlyuman

67

Геология океанов и континентов и возможность создания универсальной геодинамической концепции *R. Sh. Krymsky, S. A. Sergeev* Age and stages of uranium mineralization in the Tuyukan ore cluster (Tonod district, Northern Transbaikalia)

L. B. Makarev. U. S. Efremova.

- N. V. Shatova, A. V. Molchanov, A. V. Terekhov, V. V. Shatov, O. V. Petrov, S. A. Sergeev, Eh. M. Prasolov, G. P. Dvornik, V. I. Leontev
 Ryabinovoe copper-gold-porphyry deposit (Southern Yakutia): geology, noble gases isotope systematics and isotopic (U-Pb, Rb-Sr, Re-Os) dating of wallrock alteration and ore-forming processes
- 98 *V. A. Stepanov* Potential of the Amur Region for ore gold

DISCUSSION

Geology of oceans and continents and the possibility of creating a universal geodynamic concept

Глобальный стратотипический разрез и точка (ГСРТ) нижней границы сакмарского яруса приуральского отдела пермской системы (Южный Урал, Россия)

Впервые в России ратифицирован Глобальный стратотипический разрез Усолка и точка нижней границы сакмарского яруса (нижняя пермь) для Международной хроностратиграфической шкалы пермской системы. Глубоководный конденсированный разрез Усолка и вспомогательный мелководный разрез Кондуровка большой мощности с обильной фауной были детально изучены для обоснования нижней границы сакмарского яруса с учетом всех современных международных требований.

Ключевые слова: нижняя пермь, Глобальный стратотип, сакмарский ярус, конодонты.

G. V. KOTLYAR (VSEGEI)

Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the lower boundary of the Sakmarian Stage of the Cisuralian, the Permian (South Urals, Russia)

Usolka Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Sakmarian Stage of the International Permian Timescale is ratified for the first time in Russia. The deep-water condensed Usolka section and the subsidiary thick shallow-water Kondurovka section with abundant fossils were studied for justification of the base of the Sakmarian Stage taking into account all present-day international requirements.

Keywords: Lower Permian, Global Stratotype, Sakmarian Stage, conodonts.

Как цитировать эту статью: Котляр Г. В. Глобальный стратотипический разрез и точка (ГСРТ) нижней границы сакмарского яруса приуральского отдела пермской системы (Южный Урал, Россия) // Регион. геология и металлогения. – 2019. – № 77. – С. 6–10.

В соответствии с требованиями Международной комиссии по стратиграфии, ярусные границы фанерозоя в Международной стратиграфической шкале (МСШ) определяются точками в стратотипических разрезах на уровнях, имеющих биостратиграфическое, радиометрическое, геохимическое и другие обоснования. Граница должна обладать наиболее полным корреляционным потенциалом, обеспечивающим максимальную пространственную прослеживаемость.

Пермская система – единственная, в которой нижние границы всех ярусов МСШ маркируются первым появлением (FAD) конодонтов в непрерывной филогенетической последовательности. К настоящему времени стандартизация ярусных границ среднего (гваделупского) и верхнего (лопинского) отделов Международной (Глобальной) стратиграфической шкалы завершена и все точки глобальных стратотипов границ формализованы. Из четырех ярусов нижнепермского (приуральского) отдела до 2018 г. была ратифицирована единственная нижняя граница пермской системы и ассельского яруса, установленная в Северном Казахстане в разрезе Айдаралаш, расположенном в 45 км к юго-востоку от г. Актобе [11]. Границы остальных ярусов приуральского отдела до настоящего времени не были ратифицированы.

Первоначально на роль глобального стратотипа нижней границы сакмарского яруса претендовал разрез Кондуровка, расположенный на правобережье р. Сакмара Оренбургской области Южного Урала (рис. 1) [9]. Разрез, представленный мощной серией мелководных отложений с многочисленными палеонтологическими остатками (конодонты, аммоноидеи, фузулиниды), изучался многими специалистами длительное время [2, 3, 5, 8, 10-12, 16]. Впервые Б. И. Чувашов продемонстрировал этот разрез на Международном конгрессе «Пермская система земного шара» в 1991 г. На конгрессе решением Международной полкомиссии по пермской системе (председатель В. R. Glenister) Б. И. Чувашова избрали председателем Международной рабочей группы по изучению и подготовке нижней границы сакмарского яруса для ГСРТ. Диагностичным маркером границы первоначально был выбран конодонт Sweetognathus merrili, а позднее, после долгих дискуссий, - Mesogondolella uralensis, первое появление которого практически совпадало с появлением Sweetognathus merrili. В дальнейшем уровень и критерии определения нижней границы сакмарского яруса неоднократно обсуждались в Международной подкомиссии по стратиграфии пермской системы во главе с ее председателем Shu-Zong Shen [7]. Отмечалось значительное переотложение конодонов в разрезе Кондуровка, неудачно выбранный первоначальный маркер границы — Sweetognathus merrili, отсутствие требуемых дополнительных геохронологических данных. На основании всего этого разрез был отклонен в качестве ГСРТ.

Более перспективным для обоснования нижней границы сакмарского яруса был выбран разрез Усолка, расположенный на правобережье одноименной реки вблизи санатория «Красноусольский» (рис. 1, 2) [4]. Хорошо обнаженный конденсированный и непрерывный разрез Усолка с обильными конодонтами дает полное представление о непрерывном развитии конодонтов в интервале от гжельского до средней части артинского яруса и возможность построить детальную зональную шкалу по конодонтам от верхнего карбона до иргинского горизонта артинского яруса. В результате разрез Усолка был предложен как ГСРТ для основания сакмарского яруса МСК (рис. 2). Учитывая, что разрез Кондуровка является историческим российским стратотипом сакмарского яруса с установленным детальным распространением конодонтов, фузулинид и аммоноидей, для которых принята зональная последовательность [5, 8, 9], он признан вспомогательным разрезом сакмарского яруса МСШ.



Рис. 1. Местоположение разрезов Усолка и Кондуровка на Южном Урале, Россия



Рис. 2. Разрез Усолка. Показано положение GSSP в слое 26/3 сакмарского яруса в разрезе Усолка Южного Урала по первому появлению *Mesogondolella monstra*





Рис. 4. Комплексные данные разреза Усолка, показывающие биостратиграфические, геохронологические [15] и хемостратиграфические данные [19]

Голубым отмечена принятая и ратифицированная граница сакмарского яруса

В ходе изучения двух разрезов — Усолка, сформированного в условиях глубоководного шельфа, и вспомогательного мелководного разреза Кондуровка — после дополнительного широкого обсуждения был достигнут консенсус относительно окончательного выбора разреза, уровня границы и маркера.

ГСРТ нижней границы сакмарского яруса (нижняя пермь) (GSSP for the base-Sakmarian Stage) – первый и единственный разрез, утвержденный на территории России, был одобрен Международной подкомиссией по стратиграфии пермской системы, утвержден Международной комиссией по стратиграфии (МКС) и ратифицирован Международным союзом геологических наук (МСГН) в 2018 г.

Новым маркером нижней границы сакмарского яруса окончательно выбран конодонт Mesogondolella monstra, совместно с которым в мелководных фациях разреза Кондуровка отмечено практически одновременное появление вида Streptognathodus binodosus (рис. 2). Эволюционные линии Mesogondolella pseudostriata — M. Arcuate — M. Uralensis – M. monstra u Sweetognathus expansus – S. Merrilli – S. binodosus служат надежным обоснованием для установления ГСРТ нижней границы сакмарского яруса (рис. 3, 4). Выбранные маркеры обладают широким корреляционным потенциалом. Помимо Урала [1-3], S. binodosus установлен в Западном Техасе [13], Неваде [7, 17] Северной Америке, Западной Канаде [19] и Центральном Иране [6]. *М. monstra* обнаружен на Урале [2, 3], Центральном Иране [6] и Таиланде [14].

Фузулиниды в разрезе Усолка встречены на отдельных изолированных стратиграфических уровнях и не образуют непрерывной линии развития, позволяющей проследить филогенез какоголибо рода, однако присутствие в кровле ассельских отложений (верхняя часть слоя 25) зонального вида ассельского яруса *Sphaeroschwagerina* cf. *sphaerica*, а также наличие выше, но вблизи нижней границы сакмарского яруса фузулинид родов *Rugosofusulina*, *Pseudofusulina* и зонального вида тастубского горизонта *Pseudofusulina verneuili* подтверждает правильность выбранного по конодонтом уровня границы ассельского и сакмарского ярусов.

Проведенное высокоточным ID-TIMS методом датирование цирконов из нескольких уровней верхней части ассельских и нижней части сакмарских отложений разреза позволило установить возраст нижней границы сакмарского яруса в слое 26/3 (55,4 м от основания разреза) – $293,52 \pm 0,17$ млн лет [16] (рис. 4) и уточнить калибровку рассматриваемого интервала МСШ.

Биостратиграфические данные принятой границы подтверждены и хемостратиграфическими кривыми значений δ¹³С, δ¹⁸О, полученными в разрезах Усолка и Кондуровка [18] (рис. 4). Экскурс с двойным негативным шифтом задокументирован вблизи ассельско-сакмарской границы в обоих разрезах. Второй негативный экскурс практически совпадает с FAD *Mesogondolella* *monstra*. Этот экскурс может служить как хемостратиграфический маркер для внутриконтинентальной корреляции разрезов.

В пограничном ассельско-сакмарском исследованном интервале разреза Усолка получены изотопы стронция от конодонтовых элементов. Рассчитанный стронциевый изотопный состав морской воды в основании сакмарского яруса составляет ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,70787 [15, 16].

Таким образом, нижняя граница сакмарского яруса определяется первым появлением конодонта *Mesogondolella monstra* в слое 26/3 (рис. 3) в 55,4 м от основания разреза Усолка и практически одновременным появлением *Sweetognathus binodosus* в разрезе Кондуровка, экстраполированным геохронологическим возрастом границы 293,52 ± 0,17 млн лет, негативным хемостратиграфическим маркером (экскурс δ^{13} С) и величиной изотопов стронция ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,70787.

Проведенные многолетние и целенаправленные исследования уральскими и другими российскими специалистами совместно с американскими и китайскими геологами могут служить методическим руководством при проведении работ по обоснованию и установлению потенциальных ГСРТ фанерозоя.

1. Черных В. В. Глобальная корреляция сакмарского яруса по конодонтам // Литосфера. — 2002. — № 1. — С. 77—83.

2. Черных В. В. Зональный метод в биостратиграфии. Зональная шкала нижней перми по конодонтам. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. — 217 с.

3. Черных В. В. Нижнепермские конодонты Урала. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. – 130 с.

4. Чувашов Б. И., Дюпина Г. В., Мизенс Г. А., Черных В. В. Разрез Красноусольский // Путеводитель геологических экскурсий. Ч. II. Вып. I. – Свердловск: УрО АН СССР, 1991. – С. 5–46.

5. Чувашов Б. И., Черных В. В., Богословская М. Ф. Биостратиграфическая характеристика стратотипов ярусов нижней перми // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2002. – Т. 10, № 4. – С. 3–19.

6. Balini M. et al. First report of Upper Pennsylvanian ammonoids and Lower Permian conodonts from Bagh-e-Vang area (Central Iran) / M. Balini, R. Mandrioli, A. Nicora, L. Angiolini, I. Violo, Z. Sohrabi, M. Bahramanesh // Permophiles. – 2015. – Vol. 62. – P. 25–27. 7. Chernykh V. V., Chuvashov B. I., Shen S. Z. and

7. Chernykh V. V., Chuvashov B. I., Shen S. Z. and Henderson C. M. Proposal for the Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base-Sakmarian Stage (Lower Permian) // Permophiles. – 2016. – Vol. 63. – P. 4–18.

8. Chuvashov B. I., Chernykh V. V., Davydov V. I., Pnev V. P. Kondurovsky section // Permian System: Guides to Geological Excursion in the Uralian Type Localities. Jontly published by Uralian Branch, Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg, Russia and ESRI, Occasional Publications ESRI, University of South Carolina, New Series, 1993. – N 10. – P. 102–119.

9. Chuvashov B. I., Chernykh V. V., Leven E. Ya, Davydov V. I., Bowring S. A., Ramezani J., Glenister B. F., Hendrson C. M., Schiappa T. A., Northrup C. J., Snyder W. S., Spinosa C., Wardlaw B. R. Proposal for the Base of the Sakmarian Stage: GSSP in the Kondurovsky Section, Southern Urals, Russia // Permophiles. – 2002. – Vol. 41. – P. 4–13. 10. Davydov V. I., Zinder W. S., Spinosa C. Upper Paleozoic fusulinacean biostratigraphy of the Southern Urals // Permophiles. – 1997. – Vol. 30. – P. 11–14.

11. Davydov V. I. Proposal of Aidaralash as Global Stratotype Section and Point (GSSP) for base of the Permian System / V. I. Davydov, B. F. Glenister, C. Spinosa, S. M. Ritter, V. V. Chernykh, B. R. Wardlaw and W. S. Snyder // Episodes. – 1998. – Vol. 21, N 1. – P. 11–18.

12. Davydov V. I., Leven E. Y., Chuvashov B. I. Fusulinid Biostratigraphy in Asselian – Sakmarian transition in stratotype area Southern Urals, Russia // Permophiles. – 1999. – Vol. 35. – P. 30–31.

 Davydov V. I. and Wardlaw B. R. Progress on the Cisuralian (Lower Permian) timescale, Southern Urals, Russia // *Permophiles.* – 2005. – Vol. 45. – P. 9–11.
 Metcalfe I., Henderson C. M., Wakta K. Lower Per-

14. Metcalfe I., Henderson C. M., Wakta K. Lower Permian conodonts from Palao-Tethys Ocean Plate Stratigraphy in the Chiang Mai – Chiang Rai Suture Xone, northern Thailand // Gondwana Research. – 2017. – Vol. 44. – P. 54–66.

15. Schmitz M. D., Davydov V. I., Snyder W. S. Permo-Carboniferous Conodonts and Tuffs: High precision marine Sr isotope geochronology // Permophiles. – 2009. – Vol. 53, N 1. – P. 49.

16. Schmitz M. D., Davydov V. I. Quantitative radiometric and biostratigraphic calibration of the Pennsylvanian – Early Permian (Cisuralian) time scale and pan-Euramerican chronostratigraphic correlation // Geological Society of America Bulletin. – 2012. – Vol. 124. – P. 549–577.

17. Wardlaw B. R., Gallegos D. M., Chernykh V. V., Snyder W. S. Early Permian conodont fauna and stratigraphy of the Garden Valley formation, Eureka County, Nevada // Micropaleontology. – 2015. – Vol. 61, N 4–5. – P. 389–387.

cropaleontology. – 2015. – Vol. 61, N 4–5. – P. 389–387. 18. Zeng J., Cao C. C., Davydov V. I., Shen S. Carbon isotope stratigraphy and implications of paleoclimatic changes during the Cisuralian (Early Permian) in the Southern Urals, Russia // Gondwana Research. – 2012. – Vol. 21, Iss. 2–3. – P. 601–610.

19. Zubin-Stathopoulus K. D., Beaucham B., Davydov V. I., Henderson C. M. Variabiliti of Pennsylvanian–Permian Carbonate Association and implications for NW Pangea Paleogeography, east-central British Columbia, Canada // Geoogical Society, London, Special Publications. – 2013. – Vol. 376, N 1. – P. 47–72.

1. Chernyh V. V. Global correlation of the Sakmar tier by conodonts. *Litosfera*. 2002. N 1, pp. 77–83. (In Russian).

2. Chernyh V. V. Zonal'nyj metod v biostratigrafii. Zonal'naya shkala nizhnej permi po konodontam [Zonal method in biostratigraphy. Zonal scale of the Lower Permian by conodonts]. Ekaterinburg: IGG UrO RAN. 2005. P. 217.

3. Chernyh V. V. Nizhnepermskiye konodonty Urala [Lower Permian conodonts of the Urals]. Ekaterinburg: IGG UrO RAN. 2006. P. 130.

4. Chuvashov B. I., Dyupina G. V., Mizen G. A., Chernykh V. V. Krasnousolsky Section. *Geological Excursions Guide*. *Part II. Iss. I.* Sverdlovsk: UrO AN SSSR. 1991. P. 5–46. (In Russian). 5. Chuvashov B. I., Chernykh V. V., Bogoslovskaya M. F. The Biostratigraphic characteristic of the stratotypes of the Lower Permian Tiers. *Stratigrafiya. Geol. korrelyatsiya.* 2002. Vol. 10. No 4, pp. 3–19. (In Russian).

6. Balini, M., Mandrioli, R., Nicora, A., Angiolini, L., Violo, I., Sohrabi, Z., Bahramanesh, M. 2015: First report of Upper Pennsylvanian ammonoids and Lower Permian conodonts from Bagh-e-Vang area (Central Iran). *Permophiles*. 62. 25–27.

7. Chernykh, V. V., Chuvashov, B. I., Shen, S. Z. and Henderson, C. M. 2016: Proposal for the Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base-Sakmarian Stage (Lower Permian). *Permophiles*. 63. 4–18.

8. Chuvashov, B. I., Chernykh, V. V., Davydov, V. I., Pnev, V. P. 1993: Kondurovsky section. *Permian System: Guides to Geological Excursion in the Uralian Type Localities.* 10. 102–119.

9. Chuvashov, B. I., Chernykh, V. V., Leven, E. Ya, Davydov, V. I., Bowring, S. A., Ramezani, J., Glenister, B. F., Hendrson, C. M., Schiappa, T. A., Northrup, C. J., Snyder, W. S., Spinosa, C., Wardlaw, B. R. 2002: Proposal for the Base of the Sakmarian Stage: GSSP in the Kondurovsky Section, Southern Urals, Russia. *Permophiles.* 41. 4–13.

10. Davydov, V. I., Zinder, W. S., Spinosa, C. 1997: Upper Paleozoic fusulinacean biostratigraphy of the Southern Urals. *Permophiles.* 30. 11–14.

11. Davydov, V. I., Glenister, B. F., Spinosa, C., Ritter, S. M., Chernykh, V. V., Wardlaw, B. R., and Snyder, W. S. 1998: Proposal of Aidaralash as Global Stratotype Section and Point (GSSP) for base of the Permian System. *Episodes*. 21. 1. 11–18.

12. Davydov, V. I., Leven, E. Y., Chuvashov, B. I. 1999: Fusulinid Biostratigraphy in Asselian – Sakmarian Transition in Stratotype Area Southern Urals, Urals. *Permophiles*. 35. 30–31.

13. Davydov, V. I. and Wardlaw, B. R. 2005: Progress on the Cisuralian (Lower Permian) timescale, Southern Urals, Russia. *Permophiles.* 45. 9–11.

14. Metcalfe, I., Henderson, C. M., Wakta, K. 2017: Lower Permian conodonts from Palao-Tethys Ocean Plate Stratigraphy in the Chiang Mai – Chiang Rai Suture Xone, northtern Thailand. *Gondwana Research.* 44. 54–66.

15. Schmitz, M. D., Davydov, V. I., Snyder, W. S. 2009: Permo-Carboniferous Conodonts and Tuffs: High precision marine Sr isotope geochronology. *Permophiles*. 53. 1. 49.

16. Schmitz, M. D., Davydov, V. I. 2012: Quantitative radiometric and biostratigraphic calibration on the Pennsylvanian – Early Permian (Cisuralian) time scale and pan-Euramerican chronostratigraphic correlation. *Geological Society* of America Bulletin. 124. 549–577.

17. Wardlaw, B. R., Gallegos, D. M., Chernykh, V. V., Snyder, W. S. 2015: Early Permian conodont fauna and stratigraphy of the Garden Valley formation, Eureka County, Nevada. *Micropaleontology*. 61. 4–5. 389–387.

18. Zeng, J., Cao, C. C., Davydov, V. I., Shen, S. 2012: Carbon isotope stratigraphy and implications of paleoclimatic changes during the Cisuralian (Early Permian) in the Southern Urals, Russia: *Gondwana Research*. 21. 2–3. 601–610.

19. Zubin-Stathopoulus, K. D., Beaucham, B., Davydov, V. I., Henderson, C. M. 2013: Variabiliti of Pennsylvanian – Permian Carbonate Association and implications for NW Pangea Paleogeography, east-central British Columbia, Canada. *Geoogical Society, London, Special Publication.* 376. 1. 47–72.

Kotlyar Galina Vasilevna – Leading Researcher, A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia. <Galina_Kotlyar@vsegei.ru>

Котляр Галина Васильевна – вед. науч. сотрудник, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия. <Galina_Kotlyar@vsegei.ru>

О. Г. ШУЛЯТИН (ВНИИОкеангеология), Б. В. БЕЛЯЦКИЙ (ВСЕГЕИ), А. А. КРЕМЕНЕЦКИЙ (ИМГРЭ)

Геохимические и изотопно-геохронологические исследования полихронных цирконов из магматических пород Срединно-Атлантического хребта и некоторые особенности его строения

Исследованы полихронные цирконы магматических пород базит-ультрабазитового состава Срединно-Атлантического хребта. Датирование цирконов привело к открытию ряда особенностей формирования океанической коры. Было установлено, что наряду с молодыми цирконами, чей возраст близок времени излияния кайнозойских базальтов, в породах встречаются и более древние (ксеногенные) цирконы. Определены отличия молодых и древних цирконов по морфологическим особенностям, внутреннему строению, температуре кристаллизации и содержанию в них РЗЭ. Выявлена дискретность концентраций датировок цирконов, совпадающих по времени проявления с тектоно-магматическими эпохами на прилегающих континентах. С привлечением геологических данных представляется, что современная кора Атлантического океана состоит из комплекса основания, сложенного дислоцированными и метаморфизованными породами базит-ультрабазитового комплекса архейско-палеозойского возраста и перекрывающих их неметаморфизованных эффузивных и осадочных пород плейстоцен-голоценового комплекса.

Ключевые слова: Срединно-Атлантический хребет, датирование, полихронный циркон, протокора.

O. G. SHULYATIN (VNIIOkeangeologia), B. V. BELYATSKY (VSEGEI), A. A. KREMENETSKY (IMGRE)

Geochemical and geochronological studies of polychronic zircons in igneous rocks from the Mid-Atlantic Ridge and some features of its structure

Polychronic zircons in basite-ultrabasite igneous rocks from the Mid-Atlantic Ridge have been studied. A number of features distinguishing oceanic crust formation were discovered following the zircons' age determination. It was found out, that along with young zircons, whose age is close to the time of Cenozoic basalt eruption, more ancient (xenogenic) zircons occur in the rocks. It was determined how young zircons differ from ancient ones in their morphological features, internal structure, crystallization temperature, and REE content. Discrete concentrations in zircon dating, coinciding in their manifestation time with tectonic-magmatic epochs in the adjacent continents were identified. In accordance with the geological data, it appears that the present crust in the Atlantic Ocean represents a basement composed of Archean-Paleozoic basite-ultrabasite dislocated and metamorphosed rocks along with Pleistocene-Holocene unmetamorphosed effusive and sedimentary rocks.

Keywords: Mid-Atlantic Ridge, age determination, polychronic zircon, protocrust.

Как цитировать эту статью: Шулятин О. Г., Беляцкий Б. В., Кременецкий А. А. Геохимические и изотопно-геохронологические исследования полихронных цирконов из магматических пород Срединно-Атлантического хребта и некоторые особенности его строения // Регион. геология и металлогения. – 2019. – № 77. – С. 11–19.

Срединно-Атлантический хребет (САХ) в настоящее время является одним из наиболее исследованных в геологическом плане хребтов Мирового океана. Повышенный интерес к изучению его строения и эволюции геологического развития в первую очередь обусловлен тем, что в его пределах выявлено множество рудопроявлений глубинных полиметаллических сульфидов, представляющих промышленную значимость. С целью обнаружения крупных месторождений полиметаллических сульфидов три государства (Россия, Франция и Польша) подали заявки в Международный орган по морскому дну и получили участки на заявленных площадях вдоль осевой зоны САХ, где проводят достаточно детальные геолого-поисковые и разведочные работы. Материалом для данной работы послужил собранный нами и ПМГРЭ каменный материал и все доступные отечественные и зарубежные публикации.

В строении САХ принимают участие магматические породы, представленные как излияниями базальтов, так и плутоническими образованиями габбро-ультрабазитового комплекса, перекрытые тонким плащом очень слаболитифицированных океанических осадков. Последние в днище рифтовой долины нередко полностью отсутствуют, а в бортах рифта мощность их обычно не превышает 10 м. Среди магматических пород доминирующее площадное распространение занимают излияния базальтов. Породы габброультрабазитового комплекса в структуре хребта имеют подчиненное значение, но в целом в САХ они широко распространены.

Одним из первых, кто анализировал геологическое строение САХ и пришел к выводу о разновозрастности слагающих его магматических образований, был А. В. Пейве [12]. Он обоснованно считает, что в строении этого хребта участвуют два комплекса пород: нижний, названный им метаморфическим, сложенный в основном измененными и тектонизированными кристаллическими базит-ультрабазитовыми породами, и верхний осадочно-вулканогенный, недислоцированный и неметаморфизованный.

Аргументация представлений А. В. Пейве не была принята сторонниками плейттектонической гипотезы развития океанов, в основе которой аккреция океанической коры в приосевых зонах срединно-океанических хребтов, где обнажаются самые молодые магматические образования: как эффузивные, так и плутонические породы габбро-ультрабазитового комплекса, а также постулируется образование всех магматических пород из единого приповерхностного магматического очага.

Кристаллические породы габбро-ультрабазитового комплекса в САХ и эскарпах некоторых трансверсивных хребтов имеют региональное распространение. Они нередко прослеживаются на десятки и даже сотни километров, но все же при превалирующем площадном развитии базальтов. Эти глубинные породы, представленные в разной степени метаморфизованными разновидностями габброидов и серпентинизированных перидотитов [14], послужили в количественном отношении главным объектом радиологических исследований и определения их возраста. Как показали первые геохронологические определения возраста магматических пород, выполненные по цирконам (SHRIMP и «классическим» методом), породообразующим минералам и валовым пробам пород из приосевой зоны САХ, были выявлены разновозрастные датировки - от кайнозоя до докембрия включительно [21]. Эти данные явно противоречили плейттектонической концепции о нахождении в осевой зоне хребта только молодых магмообразований (кайнозой-раннемезозойского возраста). При этом древние докайнозойские радиологические датировки были определены не только для плутонических пород габбро-ультрабазитового комплекса, но и метабазальтов, метапикритов и диабазов. Древние датировки свидетельствуют о том, что частично излияния этих эффузивных и внедрение плутонических пород происходили еще в период докайнозойского магматизма и рифтинга. В это время площади современной Атлантики, по-видимому, представляли собой

несколько возрастных групп, которые совпадают с планетарными тектоно-магматическими эпохами на континентах, что, очевидно, может свидетельствовать о согласованном во времени геодинамическом развитии материков и разделяющих их пространств (впоследствии занятых океаном). Упорядоченный (дискретный) характер распределения возрастов пород отражает многоэтапность проявления магматизма на САХ [22]. Древние плутонические образования иногда сопровождались излияниями эффузивных пород, что подтверждается идентификацией метабазальтов, метадолеритов и метапикритов, комплементарных по возрасту древним кристаллическим породам (протокора). Следует отметить, что в единичных образцах габброидов нашей коллекции не были обнаружены полихронные цирконы, а присутствовали только цирконы с древними датировками. Наличие протокоры не только на САХ, но и на значительных площадях Атлантики в целом подтверждается и геологическими данными, приведенными ниже. Датирование и изучение циркона из пород океанической коры (габброиды, базальты, абис-

область с древней субконтинентальной (?) лито-

сферной мантией. Выявленные дискретные дати-

ровки радиологического возраста распадаются на

сальные перидотиты), благодаря развитию локальных методов анализа, в последние годы привели к открытию ряда особенностей формирования океанической коры [33, 36, 39]. В частности, было установлено, что наряду с молодыми цирконами, чей возраст близок времени излияния базальтов [7, 16, 17, 39], в породах встречаются и более древние цирконы [1, 3, 10, 17, 19, 21, 36, 41]. Их происхождение разными исследователями трактуется часто с противоположных позиций, и полной ясности в этом вопросе до сих пор нет [8]. Наиболее распространенная точка зрения — эти цирконы ксеногенные, захвачены породами океана при формировании расплавов в мантии или по пути их следования к поверхности при частичной ассимиляции верхнемантийного вещества [7, 19, 37]. При этом подразумевается, что в мантию попадают цирконы и породы, их вмещающие, изначально коровые, в процессе палеосубдукции [20, 24] или в процессе раскрытия океана (roll-over [36]). Если предположить возможность существования в глубокой мантии или даже на границе ядра и нижней мантии гипотетического «кладбища слэбов» [41] с разновозрастными кристаллическими породами, то возникает вопрос, как долго в таких экстремальных условиях может сохраниться изотопно-геохронологическая информация в цирконах, учитывая, что температуры нижней мантии достигают 1800 °С и более. Экспериментальные работы по диффузии свидетельствуют, что частичная гомогенизация, элементная и изотопная, будет достигнута в зернах циркона в течение первых десятков тысяч лет [27] и, хотя сам циркон при этом и может сохраниться как минеральный индивид [9], возрастная память о предшествующей его истории должна быть утеряна. Об этом же свидетельствуют высокотемпературные эксперименты на единичных зернах цирконов, сопровождаемые локальными SHRIMP анализами изотопных систем, и модельные расчеты вероятности проявления унаследованных возрастов при датировании единичных зерен в сформированной случайным образом многомерной выборке из образца породы с унаследованной компонентой [25]. Таким образом, чтобы сохранить свой древний изотопный возраст, цирконы «субдуцирванных слэбов» должны быть блокированы от температурного и флюидного воздействия окружающей мантии, что представляется проблематичным, но возможным для ряда геодинамических моделей, использующих понятие ограниченной конвекции в мантии [35]. Континентальное происхождение этих ширконов также требует доказательства, так как во многих случаях не только морфологическая форма, но и состав микроэлементов не позволяет трактовать эти цирконы как производные континентальных расплавов [5, 13, 30, 40]. Необходимо отметить, что и петролого-геохимических свидетельств контаминации базитовых расплавов веществом континентальной коры также обнаружить, как правило, не удается [29].

Для отдельных образцов габброидов и перидотитов иногда получают тренды в изотопных координатах, которые, если их рассматривать как следствие накопления радиогенных изотопов, могут свидетельствовать об их относительно древнем возрасте [27]. В некоторых случаях такие тренды – мантийные изохроны – могут быть получены и по породообразующим минералам этих габброидов. Возможное образование таких изохрон в процессах смешения вещества расплавов или мантийных источников рассмотрено в ряде работ [27, 38]. Тем не менее полностью исключить возрастное значение подобных трендов нельзя. Тем более, что очень часто получаемые изохронные возраста совпадают или очень близки уран-свинцовым возрастам древних цирконов океанических пород, что, с нашей точки зрения, является чрезвычайно важным наблюдением [21]. Учитывая большую инертность Sm-Nd изотопной системы по сравнению с более подвижными Rb-Sr, K-Ar и U-Th-Pb системами, можно ожидать, что сохранность геохронологической информации (линейность трендов в изохронных координатах) для минеральных Sm-Nd изохрон, построенных по результатам изотопного анализа породообразующих минералов габброидов, будет более высокой. И полученные нами ранее [21] Sm-Nd изохронные датировки ряда габброидов из района 13°-16°с. ш. САХ по совокупностям породообразующих минералов и валовых проб, вполне вероятно, отвечают возрасту формирования этих пород на более раннем этапе корообразования, несмотря на сильнопроявленные процессы вторичных изменений этих пород. Такая интерпретация возраста габбро-перидотитов из рифтовой зоны современного САХ согласуется с предложенными в ряде публикаций для других регионов Земли (Иберийский полуостров, Альпы, Урал и др. [15, 28–31, 34]) и подтверждает полученные ранее древние датировки пород САХ [18, 32].

Исследование зерен океанических цирконов, которые были выделены из образцов наименее измененных пород (габброноритов, габбро-долеритов) и драгированных в районе 13°-16°с. ш., позволило установить их типоморфные и геохимические особенности, температуры кристаллизации, а с помощью SHRIMP II локального метода изотопного анализа определить возраст их образования в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Необходимо отметить, что выход цирконов при выделении из этих образцов пород варьировал в широких пределах от 40-50 до 300 зерен на образец весом 2-3 кг. Главной особенностью выделенных популяций зерен циркона является присутствие в изученных образцах двух типов зерен. Первый представлен прозрачными



Рис. 1. Морфологические разновидности зерен циркона из популяции (35 зерен) одного из изученных образцов оливинового габбро

Представлены изображения: *а* – во вторичных электронах (поверхностная топография зерен) и *б* – обратно отраженных электронах (частично отражающих приповерхностный состав зерен)

или слабоокрашенными зернами призматического габитуса от короткостолбчатых до длиннопризматических зерен с преимущественным развитием граней простых призм (рис. 1). При этом, как правило, сами грани хорошо сохраняются и легко идентифицируются. Размеры зерен могут сильно варьировать — от десятков до сотен микрон. В катодной люминесценции (КЛ) этот циркон характеризуется типично магматической зональностью, выраженной в зависимости от среза либо секториальной, либо полосчатой зональностью. Вторая группа представлена окрашенными в желто-коричневые тона зернами гиацинтового габитуса с оплавленными гранями и ребрами. Размеры зерен также изменчивы, но в меньшей степени, и практически отсутствуют зерна крупного размера (более 150-200 мкм). Зональность в КЛ – отчетливая концентрическая (магматическая), но усложненная дополнительно развитыми во внешних зонах яркими светлыми полосами неправильной формы. Количественные соотношения циркона указанных двух типов сильно отличаются от образца к образцу – от 10 до 80 % зерен в изученных образцах представлены зернами первой группы.

Уран-свинцовый изотопный возраст изученных цирконов подтверждает наличие резко разновозрастных зерен в изученных образцах в каждой из выделенных популяций циркона. Для зерен циркона первого типа возраст не превышает 1 млн лет (усредненная оценка – 861 ± ± 29 тыс. лет [21], или при внесении поправочного коэффициента на начальную торий-урановую неравновесность при кристаллизации циркона из расплава — 1039 ± 18 тыс. лет), тогда как второй тип характеризуется домезозойским возрастом не моложе 260-290 млн лет (в зависимости от конкретного образца). Максимальное количество продатированных зерен этого типа приходится на конкордантные оценки возраста в интервале 2630-2700 и 1750-1790 млн лет [21, 22]. Следует отметить, что и ранее при изучении цирконов различных морфотипов из габброидов САХ нашей коллекции, которые были продатированы

классическим U-Pb методом изотопного разбавления, наряду с древними датировками отмечались и молодые значения возраста для единичных зерен [21].

Геохимические характеристики (содержание РЗЭ, U, Th, Pb, Hf) этих двух типов циркона также существенно различаются между собой (рис. 2). Содержание урана для молодого циркона варьирует от 450 до 850 ррт (в отдельных зернах до 1800 ppm), а отношение Th/U от 0,7 до 2,95. Для цирконов второго типа (древних) содержание урана не превышает 350 ppm, a Th/U - ot0,4 до 0,9. При этом спектры распределения редкоземельных элементов древних цирконов отличаются обогащенным характером со слабопроявленным цериевым пиком (Ce/Ce)* от 1 до 12 (для молодых цирконов (Се/Се)* от 30 до 90) и слабоотрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu)* от 0,1 до 0,07 (для молодых << 0,1). А распределение легких РЗЭ на диаграмме имеет плоский характер, так величина (Sm/La)_n отношения изменяется от 1-10 до 150, тогда как молодые цирконы обладают резко выраженным фракционированным спектром ЛРЗЭ: интервал величин отношения (Sm/La)_n достигает 100-750. В то же время степень фракционирования тяжелых РЗЭ у циркона обоих типов сходна: величина нормированного отношения (Lu/Gd), изменяется от 2 до 30. Температура кристаллизации циркона по титановому термометру соответствует 700 °C для молодых и от 800 до 850 °C для древних. Величина измеренного изотопного отношения гафния ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf монотонно возрастает от древних к молодым цирконам: от 0,281115 до 0,283397, что соответствует в пересчете на величины єн начального изотопного состава изменению от +0,2 до +22,1. Необходимо подчеркнуть, что изотопный состав гафния изученных цирконов свидетельствует о происхождении их из обедненного в различной степени источника, причем, если для молодых и наиболее древних (2700 млн лет) цирконов этот источник близок составу деплетированной мантии, то для циркона с возрастом 1750 млн лет источник имеет более обогащенный





1 – базальты и габбро-долериты СЛО (1794– 1935 млн лет); 2 – габбро и перидотиты САХ (1500–1900 млн лет); 3 – габброиды и перидотиты САХ (0,8–11 млн лет); 4 – базальты и габбро-долериты СЛО (97–153 млн лет) характер ($\varepsilon_{\rm Hf}$ варьирует от +0,2 до +3,4). Необходимо также отметить, что циркон изученных образцов по геохимии и изотопному составу несколько отличается от приведенных в работах [7, 8, 11]. Это связано прежде всего с ограниченным разнообразием как по возрастным, так и геохимическим характеристикам изученных нами зерен циркона. Так, например, среди изученных зерен отсутствовали разновидности с отрицательными значениями эпсилон гафния, тогда как в работе [11] значительная доля (до 30%) зерен имеет величину $\varepsilon_{\rm Hf} < 0$, более того, эта характеристика отдельных зерен достигает величины –13, сопоставимой с аналогичным значением, типичным для архейской коры.

На диаграмме относительной вероятности проявления возрастов (рис. 3), кроме других научных данных, вынесены и наши, полученные при уран-свинцовом датировании циркона из пород САХ. На рисунке объединены результаты изотопного анализа единичных зерен, выполненного методом ТИМС и локальными методами с использованием ионного микрозонда SHRIMP II и лазерной абляции с ИСП-МС. На общей диаграмме (более 850 анализов) хорошо видно, что возраст цирконов варьирует в широких пределах от 100 тыс. лет до 3200 млн лет. При этом большая часть анализов соответствует времени излияний молодых базальтов, сопровождавших современный рифтинг в пределах САХ (≤ 5 млн лет). Очевидно, что такой результат определяется местом драгирования изученных образцов, многие из которых собраны в пределах рифтовой долины САХ, и новообразование циркона в них соответствует, вероятнее всего, вре-

мени взаимодействия просачивающихся базальтовых расплавов с габбро-перидотитами [26]. Вторым по представительности на диаграмме является пик, соответствующий возрасту около 1800 млн лет. Примерно одинаковым количеством анализов представлены возрастные пики 300 и 500 млн лет. Менее представительные, но отчетливо проявленные пики с возрастами 2700 и 1000 млн лет. Все они имеют типичную асимметрию с выположением со стороны больших возрастов, что свойственно возрастным кривым, характеризующим пики орогенных событий на континентах, где размывание возрастных пиков объясняется присутствием унаследованных цирконов, наличием метаморфических оболочек на унаследованных более древних ядрах циркона и т. д. Все перечисленные выше возрастные пики могут быть сопоставлены с этапами активизации и переработки континентальной коры на сопредельных с Атлантикой континентах (кольская, беломорская, карельская, свекофеннская, готская, гренвильская, кадомская, герцинская, альпийская эпохи по [6]). Возможно, что более мелкомасштабные вариации возрастной кривой также могут быть связаны с орогеническими событиями Северного полушария [22], так как большая часть возрастных оценок получена по образцам из северной части САХ.

При сравнении диаграммы (рис. 3) с аналогичными распределениями возрастов циркона из магматитов Северного Ледовитого океана и эффузивов Исландии [11] хорошо видно их некоторое различие – так для последних (цирконы СЛО и Исландии) характерен основной возрастной пик в интервале 400–500 млн лет



Рис. 3. Гистограмма частоты встречаемости циркона соответствующего возраста из океанических базитов по авторским и другим данным

и дополнительные с примерно равным представительством в интервалах 1000–1200, 1600–1800, 2500–2700 млн лет. Как и для цирконов САХ, среди этих популяций присутствуют и молодые цирконы, но если для Исландии возраст таких зерен сопоставим с возрастом цирконов САХ – менее 1 млн лет, то для цирконов СЛО – наиболее молодые цирконы соответствуют интервалу 90–100 млн лет (проявлению плюмового магматизма высокоширотной Арктики).

Таким образом, цирконы магматических пород несут ценную изотопно-геохимическую и геохронологическую информацию не только о последнем магматическом этапе развития океанической коры, связанном с мезо-кайнозойским рифтингом, но также и о доокеанической эволюции протокоры и сублитосферной мантии, развитие которой сопровождало орогенные процессы в коре.

Выполненные многочисленные радиологические определения возраста магматических пород по цирконам, другим породообразующим минералам и валовым пробам различными методами и выявленные дискретные датировки, группирующиеся в определенные возрастные интервалы, свидетельствуют о разновозрастной и многоэтапной активизации не только на САХ, но и в прилегающих регионах Атлантики. Сгущение датировок совпадает по времени с проявлениями тектоно-магматической активизации на прилегающих континентах [21, 22], что может свидетельствовать о согласованном геодинамическом развитии площадей материков и разделяющих их океанов в геологическом прошлом.

Упомянутые выше геологические данные, подтверждающие наличие древней протокоры на площадях современной акватории Атлантики, в целом немногочисленны. Приведем лишь некоторые из них:

1. В бортах значительно удаленных друг от друга трансформных разломов Вима, Атлантис и Романш была обнаружена горизонтально залегающая толща известняков, перекрывающая с несогласием дислоцированные и метаморфизированные породы габбро-ультрабазитового комплекса. Эта толща в районе разлома Вима по профилю МОВ-ОГТ была прослежена на 50-километровом отрезке, а мощность ее достигает 500 м. Возраст нижних горизонтов известняков по органическим остаткам датируется поздним миоценом (возможно, даже ранним плиоценом [23]). Эти данные свидетельствуют о том, что в домиоценовое время сформировалась протокора, которая была поднята выше уровня моря (океана?), подверглась эрозии и выветриванию в субаэральных условиях и затем опустилась до уровня неглубокого морского бассейна, где и происходило отложение известняков.

2. Как показали результаты геологического картирования, в приосевой зоне САХ между 10° и 22° с. ш., выполненных ПМГРЭ, базальты и породы габбро-ультрабазитового комплекса

имеют два вида контактов между собой. Базальты либо изливались на породы габбро-ультрабазитового комплекса, либо соотношения между ними тектонические. В последнем случае происходило протрузивное внедрение плутонических пород в ранее сформированную толщу базальтов. Примером тому могут служить массивы этих пород в районах рудных узлов Ашадзе, Семенов, 13°30' с. ш. и др. Идея внедрения габбро-ультрабазитовых пород в форме протрузий существует давно, и ее придерживается большинство исследователей. Об этом также свидетельствуют нередко фиксируемые факты залегания в бортах рифтовой долины (на одном и том же борту) и на склонах трансверсивных хребтов на тех же батиметрических уровнях тектонизированных и метаморфизованных плутонических и эффузивных пород. Такие соотношения позволяют рассмтривать выходы пород габбро-ультрабазитового комплекса как тектонические блоки, перемещенные из низов коры или верхней мантии в виде протрузий в верхние структурные этажи. Тем не менее и в настоящее время предпринимаются попытки доказать магматический генезис этих пород.

Таким образом, геологическими данными подтверждается многократность проявления как магматической, так и тектонической активизации в регионе, часть из которых происходила еще в докайнозойский период развития, и временные датировки были выявлены радиологическими методами.

3. Анализируя геологические материалы, в частности, результаты геологического картирования в приосевой зоне САХ, мы все больше находим подтверждений тому, что в становлении этой гигантской морфоструктуры преобладающими были не горизонтальные перемещения литосферных плит, а субвертикальные тектонические движения. Огромное количество аргументов, подтверждающих это представление, приводится в фундаментальных монографиях Б. А. Блюмана и А. М. Жирнова [1, 2, 4]. Б. А. Блюман, проанализировавший первичные материалы подавляющего большинства скважин бурения в Мировом океане, и в частности в Атлантике, выявил во многих из них наличие кор выветривания, которые образовались в субаэральных условиях на поверхности коренных пород ложа океана. Этот факт неоспоримо свидетельствует о том, что до становления океана многие площади находились выше уровня моря и представляли собой сушу. Кроме того, исследователем утверждается, что «рифтовые структуры срединно-океанических хребтов являются самыми молодыми и автономными в пространстве и времени по отношению к ранее сформированным структурам» (по нашей терминологии, протокоровые образования) [1, 2].

По нашим представлениям, приведенные данные демонстрируют, что рифтогенная структура САХ была заложена на ранее сформированной коре основания, и это подтверждается выявленными многочисленными древними датировками пород в зоне спрединга САХ, на его флангах и в других частях океана.

Таким образом, мы вслед за другими авторами можем заключить, что современная кора Атлантического океана состоит из комплекса основания, сложенного дислоцированными и метаморфизованными базит-ультрабазитовыми породами архейско-позднепалеозойского возраста и перекрывающими их неметаморфизованными эффузивными мезо-кайнозойскими породами. Последние несогласно перекрыты слабометаморфизованным плейстоцен-голоценовым осадочным чехлом.

Авторы выражают глубокую благодарность А. С. Сотниковой (ВНИИОкеангеология) за помощь в подготовке статьи.

1. Блюман Б. А. Земная кора океанов. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. – 344 с.

2. Блюман Б. А. Актуальные вопросы геологии океанов и геологии континентов. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. – 398 с.

3. Бортников Н. С. Находки молодых и древних цирконов в габброидах впадины Маркова, Срединно-Атлантический хребет, 5°30,6′-5°32,4′ с. ш. (результаты SHRIMP II U-Pb датирования): значение для понимания глубинной геодинамики современных океанов) / Н. С. Бортников, Е. В. Шарков, О. А. Богатиков, Т. Ф. Зингер, Е. Н. Лепехина, А. В. Антонов, С. А. Сергеев // Докл. РАН. – 2008. – Т. 421, № 2. – С. 240–248.

4. Жирнов А. М. Северный трехлучевой неподвижный мегаконтинент Земли: открытие века. — Владивосток: Дальнаука, 2016. — 184 с.

5. Зингер Т. Ф. Влияние пластических деформаций в цирконах на их химический состав: на примере габброидов из спрединговой зоны Срединно-Атлантического хребта, впадина Маркова, 6° с. ш. / Т. Ф. Зингер, Н. С. Бортников, Е. В. Шарков, С. Е. Борисовский, А. В. Антонов // Докл. РАН. – 2010. – Т. 433, № 6. – С. 785–791.

6. Короновский Н. В., Милановский Е. Е. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. – М.: Недра, 1973. – 280 с.

7. Костицын Ю. А. Цирконы габброидов из осевой зоны Срединно-Атлантического хребта: U-Pb возраст и ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf отношение (результаты исследования с помощью лазерной абляции) / Ю. А. Костицын, Е. А. Белоусова, Н. С. Бортников, Е. В. Шарков // Докл. РАН. – 2009. – Т. 428, № 5. – С. 654–658.

8. Костицын Ю. А. Современные проблемы геохимических и U-Pb геохронологических исследований циркона в океанических породах / Ю. А. Костицын, Е. А. Белоусова, С. А. Силантьев, Н. С. Бортников, М. О. Аносова // Геохимия. – 2015. – № 9. – С. 771–800.

9. Краснобаев А. А., Анфилогов В. Н. Цирконы и проблема происхождения дунитов // Докл. РАН. – 2014. – Т. 456. – С. 310–313.

10. Кременецкий А. А., Громалова Н. А. Природа древних цирконов из пород Срединно-Атлантического хребта и поднятия Менделеева в Северном Ледовитом океане // Фундаментальные исследования. – 2013. – № 10 (3). – С. 594–600.

11. Кременецкий А. А. Источники вещества магматических пород глубоководного ложа Северного Ледовитого океана и Центральной Атлантики по данным U-Pb возраста, изотопии гафния и геохимии РЗЭ цирконов / А. А. Кременецкий, Н. А. Громалова, С. Г. Сколотнев, О. Г. Шулятин, Е. А. Белоусова // Докл. РАН. – 2017. – Т. 481, № 1. – С. 852–856. 12. Пейве А. В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта // Геотектоника. – 1975. – № 5. – С. 3–17.

 Петрова В. В., Сколотнев С. Г., Чистякова Н. И.
 Особенности состава акцессорного циркона из туфов горы Картера (поднятие Сьерра-Леоне, Восточная Атлантика) // Докл. РАН. – 2010. – Т. 431, № 1. – С. 67–71.
 Погребицкий Ю. Е., Трухалев А. И. Происхожде-

14. Погребицкий Ю. Е., Трухалев А. И. Происхождение глубинных базит-гипербазитовых пород – ключевая проблема геологии Срединно-Атлантического хребта // Российская Арктика: геология, история, минералогия, геоэкология. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. – С. 49–62.

15. Савельева Г. Н. Полихронное образование мантийных комплексов в офиолитах / Г. Н. Савельева, В. Г. Батанова, Н. Г. Бережная, С. Л. Пресняков, А. В. Соболев, С. Г. Скублов, И. А. Белоусов // Геотектоника. – 2013. – Т. 47, № 3. – С. 43–57.

16. Силантьев С. А. Геохимическая природа и возраст плагиогранит/габброноритовой ассоциации в океаническом плутоническом комплексе Срединно-Атлантического хребта на 5°10′ ю. ш. / С. А. Силантьев, Й. Кепке, А. А. Арискин, М. О. Аносова, Е. А. Краснова, Е. О. Дубинина, Г. Зур // Петрология. – 2014. – Т. 22, № 2. – С. 126–146.

17. Сколотнев С. Г. Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы Центральной Атлантики, геотектонические следствия / С. Г. Сколотнев, В. Е. Бельтенев, Е. Н. Лепехина, И. С. Ипатьева // Геотектоника. – 2010. – № 6. – С. 24–59.

18. Трухалев А. И. Древний К-Аг возраст метагаббро и гранитогнейса, драгированных в осевой части Срединно-Атлантического хребта, 26° с. ш. / А. И. Трухалев, С. А. Силантьев, Н. А. Куренцова, Ю. Ю. Одиноков, Г. Б. Удинцев, О. И. Колосов, И. П. Федоров, А. М. Ленников, И. М. Васильева, Е. Р. Друбецкой // ДАН СССР. – 1990. – Т. 311, № 6. – С. 1447–1452.

Шарков Е. В. Мезозойский циркон из габброидов осевой зоны Срединно-Атлантического хребта, 6° с. ш. /
 Е. В. Шарков, Н. С. Бортников, О. А. Богатиков, Б. В. Беляцкий, Т. Ф. Зингер, С. Г. Сколотнев // Докл. РАН. – 2004. – Т. 396, № 5. – С. 675–679.
 Шарков Е. В. Третий слой океанической коры

20. Шарков Е. В. Третий слой океанической коры в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта (сегмент Сьерра-Леоне САХ, 6° с. ш.) / Е. В. Шарков, Н. С. Бортников, О. А. Богатиков, Т. Ф. Зингер, В. Е. Бельтенев, А. В. Чистяков // Петрология. – 2005. – Т. 13, № 6. – С. 592–625.

21. Шулятин О. Г. Структурно-тектоническая позиция и возраст плутонических мафических-ультрамафических комплексов САХ / О. Г. Шулятин, С. И. Андреев, Б. В. Беляцкий, А. И. Трухалев // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. – С. 392–408.

22. Шулятин О. Г. Возраст и этапность формирования магматических пород Срединно-Атлантического хребта по геологическим и радиологическим данным / О. Г. Шулятин, С. И. Андреев, Б. В. Беляцкий, А. И. Трухалев // Регион. геология и металлогения. – 2012. – № 50. – С. 28–36.

23. Aumby M. P. et al. Paleontological evidence for early exposure of deep oceanic crust on the Vema Fracture Zone Southern Wall (Atlantic Ocean, $10^{\circ}45'$) // Mar. Geology. – 1992. – Vol. 107, N 1/2. – P. 1–7.

24. Bea F., Fershtater G. B., Montero P., Whitehouse M., Levin V. Ya., Scarrow J. H., Austrheim H., Pushkarev E. V. Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia // Terra Nova. - 2001. - Vol. 13. - P. 407–412.

25. Bindeman I., Gurenko A., Carley T., Miller C., Martin E., Sigmarsson O. Silisic magma petrogenesis in Iceland by remelting of hydrothermally altered crust based on oxygen isotope diversity and disequilibria between zircon and magma with implications for MORB // Terra Nova. – 2012. – Vol. 24. – P. 227–232. 26. Cherniak D. J. Diffusion in accessory minerals: zircon, titanite, apatite, monazite and xenotime // Reviews in Mineralogy & Geochemistry. – 2010. – Vol. 72. – P. 827–869.

27. Dosso L., Bougault H., Langmuir C. et al. The age and distribution of mantle heterogeneity along the Mid-Atlantic Ridge $(31^{\circ}-41^{\circ}N)$ // Earth Planet. Sci. Lett. – 1999. – Vol. 170. – P. 269–286.

28. Froitzheim N., Rubatto D. Continental breakup by detachment faulting: field evidence and geochronological constraints (Tasna nappe, Switzerland) // Terra Nova. -1998. -Vol. 10. - P. 171–176.

29. Gardien V., Paquette J. L. Ion microprobe and ID-TIMS U-Pb dating on zircon grains from leg 173 amphibolites: evidence for Permian magmatism on the West Iberian margin // Terra Nova. – 2004. – Vol. 16. – P. 226–231.

30. Grimes C. B., John B. E., Cheadle M. J., Mazdab F. K., Wooden J. L., Swapp S., Schwartz J. J. On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere // Contrib. Mineral. Petrol. – 2009. – Vol. 158. – P. 757–783.

31. Lagabrielle Y., Bodinier J. -L. Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees // Terra Nova. -2008. -Vol. 20. - P. 11–21.

32. Melson W. G., Hart S. R., Thompson G. St. Paul's rocks, equatorial Atlantic: petrogenesis, radiometric ages and implications on sea-floor spreading // Memor. Geol. Soc. Amer. – 1972. – Vol. 132. – P. 241–272.

33. Michael P. J., Cheadle M. Making a crust // Science. – 2009. – Vol. 323. – P. 1017–1018.

34. Muntener O., Pettke Th., Desmurs L., Meier M., Schaltegger U. Refertilization of mantle peridotite in embryonic ocean basins: trace element and Nd isotopic evidence and implications for crust-mantle relationships // Earth Planet. Sci. Lett. – 2004. – Vol. 221. – P. 293–308.

35. O'Reilly S. Y., Zhang M., Griffin W. L., Begg G., Hronsky J. Ultradeep continental roots and their oceanic remnants: a solution to the geochemical "mantle reservoir" problem? // Lithos. – 2009. – Vol. 211. – P. 1043–1054.

36. Pilot J., Werner C. D., Haubrich F., Baumann N. Paleozoic and Proterpozoic zircons from the Mid-Atlantic Ridge // Nature. – 1998. –Vol. 393. – P. 676–679.

37. Puga E., Fnning C. M., Nieto J. M., Federico A. D. Recrystallization textures in zircon generated by ocean-floor and eclogite-facies metamorphism: a cathodoluminescence and U-Pb SHRIMP study, with constraints from REE elements //

The Canadian Mineralogist. – 2005. – Vol. 43. – P. 183–202. 38. Rudge J. F. Mantle pseudo-isochrons revisited // Earth Planet. Sci. Lett. – 2006. – Vol. 249. – P. 494–513.

39. Schmitt A. K., Perfit M. R., Rubin K. H., Stockli D. F., Smith M. C., Cotsonika L. A., Zellmer G. F., Ridley W.I., Lovera O. M. Rapid cooling rates at an active mid-ocean ridge from zircon thermochronology // Earth Planet. Sci. Lett. – 2011. – Vol. 302. – P. 349–358.

40. Schulz B., Klemd R., Bratz H. Host rock compositional controls on zircon trace element signatures in metabasites from the Australpine basement // Geochim. Cosmochim. Acta. – 2006. – Vol. 70. – P. 697–710.

41. Sharkov E. V. Cyclic development of axial parts of slow-spreading ridges: evidence from Sierra Leone area, the Mid-Atlantic Ridge, $5-7^{\circ}N$ // Tectonics – recent advances. – 2012. – P. 3–36.

1. Blyuman B. A. Zemnaya kora okeanov [Earth's crust]. St. Petersburg: VSEGEI. 2011. Pp. 1–344.

2. Blyuman B. A. Aktualnye voprosy geologii okeanov i geologii kontinentov [Topical issues of the geology of the oceans and the geology of the continents]. St. Petersburg: VSEGEI. 2013. Pp. 1–399.

3. Bortnikov N. S., Sharkov E. V., Bogatikov O. A., Zinger T. F., Lepekhina E. N., Antonov A. V., Sergeev S. A. Discoveries of young and ancient zircons in gabbroids of the Markov depression, Mid-Atlantic Ridge, 5°30.6′–5°32.4′ N (results of SHRIMP II U-Pb dating): importance for understanding the deep geodynamics of modern oceans). *Doklady RAN*. 2008. Vol. 421. No 3, pp. 240–248. (In Russian).

4. Zhirnov A. M. Severnyj trekhluchevoj nepodvizhnyj megakontinent Zemli: otkrytie veka [Northern three-beam stationary megacontinent of the Earth: the discovery of the century]. 2016. Pp. 1-183.

5. Zinger T. F., Bortnikov N. S., Sharkov E. V., Borisovskiy S. E., Antonov A. V. The effect of plastic deformations in zircons on their chemical composition: using the example of gabbroids from the spreading zone of the Mid-Atlantic Ridge, Markov Basin, 6° N. *Doklady RAN*. 2010. Vol. 433. No 6, pp. 785–791. (In Russian).

6. Koronovskij N. V., Milanovskij E. E. Orogennyj vulkanizm i tektonika Al'pijskogo poyasa Evrazii [Orogenic volcanism and tectonics of the Alpine belt of Eurasia]. Moscow: Nedra. 1973. 280 p.

7. Kosticyn Yu. A., Belousova E. A., Bortnikov N. S., Sharkov E. V. Zircons of gabbroids from the axial zone of the Mid-Atlantic Ridge: U-Pb age and 176Hf / 177Hf ratio (results of research using laser ablation). *Doklady RAN*. 2009. Vol. 428. No 5, pp. 654–658. (In Russian).

8. Kosticyn Yu. A., Belousova E. A., Silantev S. A., Bortnikov N. S., Anosova M. O. Current problems of geochemical and U-Pb geochronological studies of zircon in oceanic rocks. *Geohimiya*. 2015. No 9, pp. 771–800. (In Russian).

9. Krasnobaev A. A., Anfilogov V. N. Zircons and the problem of dunite origin. *Doklady RAN*. 2014. Vol. 456, pp. 310– 313. (In Russian).

10. Kremenetsky A. A., Gromalova N. A. Nature of ancient zircons from the rocks of the Mid-Atlantic Ridge and Mendeleev Rising in the Arctic Ocean. *Basic research*. 2013. No 10, pp. 594–600. (In Russian).

11. Kremenetsky A. A., Gromalova N. A., Skolotnev S. G., Shulyatin O. G., Belousova E. A. Sources of matter of igneous rocks of the deep-sea bed of the Arctic Ocean and Central Atlantic according to U-Pb age, hafnium isotopy, and the geochemistry of REE zircons. *Doklady RAN*. 2017. Vol. 481. No 1, pp. 852–856. (In Russian).

12. Peyve A. V. Tectonics of the Mid-Atlantic Ridge. *Geo*tektonika. 1975. No 5, pp. 3–17. (In Russian).

13. Petrova V. V., Skolotnev S. G., Chistyakova N. I. Features of the accessory zircon from the tufts of Mount Carter (Sierra Leone uplift, East Atlantic). *Doklady RAN*. 2010. Vol. 431. No 1, pp. 67–71. (In Russian).

14. Pogrebickiy Yu. E., Truhalev A. I. The origin of the deep basite-hyperbasite rocks is a key problem of the geology of the Mid-Atlantic Ridge. *Russian Arctic: geology, history, mineralogy, geoecology.* St. Petersburg: VNIIOkeangeologiya. 2002. Pp. 49–62. (In Russian).

15. Saveleva G. N., Batanova V. G., Berezhnaya N. G., Presnyakov S. L., Sobolev A. V., Skublov S. G., Belousov I. A. Polychronic formation of mantle complexes in ophiolites. *Geotektonika*. 2013. Vol. 47. No 3, pp. 43–57. (In Russian).

16. Silantev S. A., Kepke Y., Ariskin A. A., Anosova M. O., Krasnova E. A., Dubinina E.O., Zur G. The geochemical nature and age of the plagiogranite/gabbronorite association in the oceanic plutonic complex of the Mid-Atlantic Ridge in the region of 5°10'S. *Petrologiya*. 2014. Vol. 22. No 2, pp. 126–146. (In Russian).

17. Skolotnev S. G., Beltenev V. E., Lepekhina E. N., Ipateva I. S. Young and ancient zircons from the rocks of the oceanic lithosphere of the Central Atlantic, geotectonic consequences. Geotektonika. 2010. No 6, pp. 24–59. (In Russian).

18. Truhalev A. I., Silantev S. A., Kurencova N. A., Odinokov Yu. Yu., Udincev G. B., Kolosov O. I., Fedorov I. P., Lennikov A. M., Vasileva I. M., Drubeckoy E. R. The ancient K-Ar age of metagabbro and granitegneiss, dredged in the axial part of the Mid-Atlantic Ridge, 26° N. *DAN SSSR*. 1990. Vol. 311. No 6, pp. 1447–1452. (In Russian). 19. Sharkov E. V., Bortnikov N. S., Bogatikov O. A., Belyatsky B. V., Zinger T. F., Skolotnev S. G. Mesozoic zircon from gabbroids of the axial zone of the Mid-Atlantic Ridge, 6° N. *Doklady RAN*. 2004. Vol. 396. No 5, pp. 675–679. (In Russian).

20. Sharkov E. V., Bortnikov N. S., Bogatikov O. A., Zinger T. F., Beltenev V. E., Chistyakov A. V. The third layer of oceanic crust in the axial zone of the Mid-Atlantic Ridge (segment of Sierra Leone MAR, 6° N). *Petrologiya*. 2005. Vol. 13. No 6, pp. 592–625. (In Russian).

21. Shulyatin O. G., Andreev S. I., Belyatsky B. V., Truhalev A. I. Structural-tectonic position and age of plutonic mafic-ultramafic complexes of the MAR. *VNIIOkeangeologiya*. St. Petersburg. 2008. Pp. 392–408. (In Russian).

22. Shulyatin O. G., Andreev S. I., Belyatsky B. V., Truhalev A. I. Age and stages of formation of igneous rocks of the Mid-Atlantic Ridge according to geological and radiological data. *Region. geologiya i metallogeniya*. 2012. No 50, pp. 28–36. (In Russian).

23. Aumby, M. P. et al. 1992: Paleontological evidence for early exposure of deep oceanic crust on the Vema Fracture Zone Southern Wall (Atlantic Ocean, 10°45'). *Mar. Geology*. 107. 1/2. 1–7.

24. Bea, F., Fershtater, G. B., Montero, P., Whitehouse, M., Levin, V. Ya., Scarrow, J. H., Austrheim, H., Pushkarev, E. V. 2001: Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia. *Terra Nova*. 13. 407–412.

25. Bindeman, I., Gurenko, A., Carley, T., Miller, C., Martin, E., Sigmarsson, O. 2012: Silisic magma petrogenesis in Iceland by remelting of hydrothermally altered crust based on oxygen isotope diversity and disequilibria between zircon and magma with implications for MORB. *Terra Nova*. 24. 227–232.

26. Cherniak, D. J. 2010: Diffusion in accessory minerals: zircon, titanite, apatite, monazite and xenotime. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. 72. 827–869.

27. Dosso, L., Bougault, H., Langmuir, C. et al. 1999: The age and distribution of mantle heterogeneity along the Mid-Atlantic Ridge (31°–41°N). *Earth Planet. Sci. Lett.* 170. 269–286.

28. Froitzheim, N., Rubatto, D. 1998: Continental breakup by detachment faulting: field evidence and geochronological constraints (Tasna nappe, Switzerland). *Terra Nova*. 10. 171–176.

29. Gardien, V., Paquette, J. L. 2004: Ion microprobe and ID-TIMS U-Pb dating on zircon grains from leg 173 amphibolites: evidence for Permian magmatism on the West Iberian margin. *Terra Nova.* 16. 226–231.

30. Grimes, C. B., John, B. E., Cheadle, M. J., Mazdab, F. K., Wooden, J. L., Swapp, S., Schwartz, J. J. 2009: On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere. *Contrib. Mineral. Petrol.* 158. 757–783.

31. Lagabrielle, Y., Bodinier, J. -L. 2008: Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. *Terra Nova*. 20. 11–21.

32. Melson, W. G., Hart, S. R., Thompson, G. 1972: St. Paul's rocks, equatorial Atlantic: petrogenesis, radiometric ages and implications on sea-floor spreading. *Memor. Geol. Soc. Amer.* 132. 241–272.

33. Michael, P. J., Cheadle, M. 2009: Making a crust. *Science*. 323. 1017–1018.

34. Muntener, O., Pettke, Th., Desmurs, L., Meier, M., Schaltegger, U. 2004: Refertilization of mantle peridotite in embryonic ocean basins: trace element and Nd isotopic evidence and implications for crust-mantle relationships. *Earth Planet. Sci. Lett.* 221. 293–308.

35. O'Reilly, S. Y., Zhang, M., Griffin, W. L., Begg, G., Hronsky, J. 2009: Ultradeep continental roots and their oceanic remnants: a solution to the geochemical "mantle reservoir" problem? *Lithos.* 211. 1043–1054.

36. Pilot, J., Werner, C. D., Haubrich, F., Baumann, N. 1998: Paleozoic and Proterpozoic zircons from the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*. 393. 676–679.

37. Puga, E., Fnning, C. M., Nieto, J. M., Federico, A. D. 2005: Recrystallization textures in zircon generated by ocean-floor and eclogite-facies metamorphism: a cathodolumines-cence and U-Pb SHRIMP study, with constraints from REE elements. *The Canadian Mineralogist.* 43. 183–202.

38. Rudge, J. F. 2006: Mantle pseudo-isochrons revisited. *Earth Planet. Sci. Lett.* 249. 494–513.

39. Schmitt, A. K., Perfit, M. R., Rubin, K. H., Stockli, D. F., Smith, M. C., Cotsonika, L. A., Zellmer, G. F., Ridley, W. I., Lovera, O. M. 2011: Rapid cooling rates at an active mid-ocean ridge from zircon thermochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 302. 349–358.

40. Schulz, B., Klemd, R., Bratz, H. 2006: Host rock compositional controls on zircon trace element signatures in metabasites from the Australpine basement. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 70. 697–710.

41. Sharkov, E. V. 2012: Cyclic development of axial parts of slow-spreading ridges: evidence from Sierra Leone area, the Mid-Atlantic Ridge, $5-7^{\circ}N$. *Tectonics – recent advances*. 3-36.

Шулятин Олег Германович — канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. акад. И. С. Грамберга (ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга). Английский пр., 1, Санкт-Петербург, 190121, Россия. <Oleg.shul@mail.ru>

Беляцкий Борис Владимирович – вед. инженер, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.

 belyatsky@mail.ru>

Кременецкий Александр Александрович – доктор геол.-минерал. наук, советник ген. директора, Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ). Ул. Вересаева, 15, Москва, 121357, Россия. <nauka@imgre.ru>

Shulyatin Oleg Germanovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, All-Russian Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean named after Igor Gramberg (VNIIOkeangeologia named after I. S. Gramberg). 1 Angliyskiy pr., St. Petersburg, 190121, Russia. <Oleg.shul@mail.ru>

Kremenetsky Aleksandr Aleksandrovich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Adviser General Director, Institute of Mineralogy, Geochemistry and Crystal Chemistry of Rare Elements (IMGRE). 15 Ul. Veresaeva, Moscow, 121357, Russia. <nauka@imgre.ru>

Т. А. СТРОГАНОВА, Э. М. ПРАСОЛОВ (ВСЕГЕИ)

Изотопный состав грунтовых и поверхностных вод болотного массива Ламмин-Суо (Ленинградская область)

Болотный массив Ламмин-Суо — государственный гидрологический заказник, на базе которого создан учебный полигон Государственного гидрологического института. Впервые измерен изотопный состав подземных и поверхностных вод. По полученным данным δ^{18} O и δ^2 H выделены два типа. В ходе дальнейших исследований проанализирован микрокомпонентный состав воды. Результаты анализов подтверждают выдвинутое ранее предположение о заметном вкладе дополнительного источника питания болота, а также указывают на сорбирующие свойства торфяной залежи.

Ключевые слова: изотопы воды, микрокомпонентный состав подземных вод, воды Карельского перешейка, болото, происхождение болотных вод.

T. A. STROGANOVA, EH. M. PRASOLOV (VSEGEI)

Isotope composition of ground and surface waters of the Lammin-Suo swamp massif (Leningrad region)

Lammin-Suo swamp area is a State hydrological reserve, as well as a training ground of the State Hydrological Institute. The isotopic composition of groundwater and surface water has been measured for the first time. Two different types of water have been identified based on results of δ^{18} O and δ^2 H values. The microcomponent composition of the water has been analyzed during further research. The resulting values confirm the earlier assumption of the contribution of additional swamp supply source. Moreover, these results indicate the sorbent properties of peat deposits.

Keywords: water isotopes, microcomponent composition of groundwater, water of the Karelian Isthmus, swamp, the origin of swamp waters.

Как цитировать эту статью: Строганова Т. А., Прасолов Э. М. Изотопный состав грунтовых и поверхностных вод болотного массива Ламмин-Суо (Ленинградская область) // Регион. геология и металлогения. – 2019. – № 77. – С. 20–26.

Введение. Изучение условий формирования комплекса болотных и подземных вод наиболее актуально для Северо-Запада России. Заболоченность территории оказывает значительное воздействие на остальные водные объекты, являющиеся внешними волоприемниками стока с болотных массивов. Государственный природный гидрологический (болотный) заказник «Болото Ламмин-Суо» образован решением Исполнительного комитета Ленинградского областного Совета депутатов трудящихся от 29 марта 1976 г. № 145. Ламмин-Суо – особо охраняемая природная территория регионального значения. Болотный массив Ламмин-Суо сохранен в нетронутом состоянии, что позволяет наблюдать протекающие процессы в естественном положении. и является учебным полигоном Государственного гидрологического института. Наблюдения за его гидрохимическим, гидрологическим и гидрогеологическим режимом ведутся с середины прошлого столетия [3], тем не менее определение изотопного состава природных вод было проведено впервые. Изучение изотопного состава кислорода и водорода (δ^{18} O и δ^{2} H) подземных, поверхностных и атмосферных вод должно способствовать выяснению их происхождения.

Физико-географические условия. Рассматриваемый район расположен на северо-восточном побережье Финского залива к северо-западу от Санкт-Петербурга (рис. 1). Сведения о физикогеографических условиях взяты из материалов наблюдений болотных станций [3].

Болото Ламмин-Суо расположено в котловине на водоразделе р. Сестра и оз. Красавица, входящих в басс. Финского залива. Котловина вытянута с северо-запада на юго-восток, длина составляет около 2 км, ширина – около 1 км. Болотный массив резко выпуклый центрально-олиготрофного типа. По характеру водного питания и растительности болото относится к верховому типу, пополнение которого осуществляется атмосферными осадками. Местность, окружающая болото, характеризуется холмистокотловинным, камовым рельефом. Небольшие холмы высотой 10–15 м чередуются с замкнутыми впадинами, озовые гряды – с заболоченными долинами ручьев. С северо-востока болотную



Рис. 1. Схема расположения болотного полигона Ламмин-Суо

котловину ограничивает вытянутая озовая гряда с наибольшими превышениями над поверхностью болота 15 м.

На территории изучаемого болотного массива имеются три небольших озера. Берега озер зарастают сплавиной. В юго-восточной части болота берет начало руч. Южный, впадающий в руч. Сала-Ойя, правый приток р. Сестра. Сток руч. Южный равен двум третьим стока с болотного массива. В северо-восточной части болота берет начало руч. Северный, впадающий в руч. Болотный, также относящийся к басс. р. Сестра. С западного склона болотные воды сбрасываются через руч. Западный, относящийся к басс. оз. Красавица. Ручьи Северный и Западный по объему пропускаемого стока примерно равны, вместе они сбрасывают одну треть стока с болотного массива [3].

Торфяная залежь болотного полигона Ламмин-Суо сложена на 95 % верховыми видами торфа — фускум, пушицево-сфагновый, пушицево-комплексный. Средняя мощность торфяной залежи в центральной части — 4,3 м. Запасы торфа составляют 360 000 м³ [3].

Согласно научным данным [2], содержащиеся в водах болотного полигона ионы можно записать следующим образом: анионы $SO_4^{2-} > Cl^- > NO_3$ и катионы $Ca^{2+} > Mg^{2+} > Na^+ > K^+$. В водах болотного массива гидрокарбонатного иона не обнаружено.

Для гидрохимии болотного массива характерно [2]:

1) воды верхового болота в течение почти всего года имеют ярко выраженный сульфатных характер с преобладанием Ca²⁺ в составе катионов;



Рис. 2. Схема размещения исследованных скважин в зимний период

1, 2 – скважины, оборудованные на поверхностные (*1*) и грунтовые (*2*) воды, *3* – первый водомерный створ

2) наибольшая минерализация вод наблюдается перед паводком, и величина ее доходит до 60 мг/л. Этому способствует процесс промерзания, когда увеличение концентрации ионов происходит за счет вытеснения последних из замерзающего раствора. Минимальная минерализация отмечена в период весеннего половодья;

3) содержание главных ионов изменяется в пределах, мг/л: кальций 0,0–3,7, магний 0,0–2,4, хлор 1,9–27,3, сульфатный ион 0,1–30,0;

4) порядок убывания концентрации ионов, содержащихся в осадках, можно представить в виде следующей последовательности: анионы $SO_4^{2-} > Cl^- > NO_3$, а катионы $Ca^{2+} > Na^+ > K^+ > Mg^{2+}$. Такая же последовательность сохраняется и для болотных массивов с небольшим изменением для катионов $Ca^{2+} > Mg^{2+} > Na^+ > K^+$.

Методы, образцы. *Полевые работы.* Отбор проб воды осуществлялся зимой и летом 2014 г., всего отобрано 27 проб.

В зимний период (рис. 2) при участии А. В. Мухатметдинова опробована сеть из 11 скважин. Также были отобраны пробы из двух озер (Две Сестры) и атмосферные осадки (снег).

Летом опробование продублировано в сотрудничестве с В. И. Батуевым и О. М. Дедик (Государственный гидрологический институт). На месте опробования определялись pH, удельная электропроводимость (УЭП), температура воды. Разброс значений pH воды небольшой, находится в пределах от 6,0 до 7,0. Озерная вода характеризуется пониженными показателями УЭП, pH озера северо-восточного – 23,26, а юго-западного – 25,71. Максимальное значение УЭП зафиксировано в скв. 377 и составляет 231,5. Лабораторные работы. Определение $\delta^{18}O$ и $\delta^2 H$ состава. Изотопный состав разных периодов опробования измерялся в двух лабораториях: «зимние» пробы воды анализировались в лаборатории «Изотопной геохимии флюидов СПбГУ» при участии Г. М. Ельцовой; «летние» — в Ресурсном центре «Геомодель» под руководством И. В. Токарева. Работы в обоих случаях проводились на лазерном инфракрасном спектрометре Рicarro L2120i производства США. Каждая проба измерялась 4—6 раз, результаты представлены в табл. 1 и на рисунках в средних значениях.

При анализе изотопного состава воды «зимних» проб в качестве стандартов использовались: VSMOW, ЛЛС-1 (вода из водопровода, откалиброванная по стандартам: VSMOW, GISP и SLAP. Точность измерений $\pm 0,2 \%$ по δ^{18} О и $\pm 0,9 \%$ по δ^{2} Н. Измерения в Ресурсном центре «Геомодель» выполнены в сравнении с лабораторными стандартами, откалиброванными с помощью эталонов МАГАТЭ VSMOW-2 (океаническая вода), GISP и SLAP. Точность измерений $\pm 0,1 \%$ по δ^{18} О и $\pm 1 \%$ по δ^{2} Н.

Изотопные данные выражены в относительных единицах:

$$\delta X = (R_{\rm mp}/R_{\rm cr} - 1) \times 1000 \% o$$
,

где R — атомные отношения изотопов водорода (²H/¹H) или кислорода (¹⁸O/¹⁶O) в пробе и стандарте; δ показывает, насколько проба обеднена ($\delta < 0$) или обогащена ($\delta > 0$) тяжелым изотопом относительно стандарта ($\delta = 0$). В качестве эталона используется стандарт средней океанической воды – VSMOW (Vienna Standard of the Mean Ocean Water), для которого по определению $\delta^2 H = 0$ и $\delta^{18} O = 0 \%$.

Определение элементного состава вод. Анализ микрокомпонентного состава воды летних проб проводился под руководством Г. А. Олейниковой, заведующей химико-аналитической лаборатории ВСЕГЕИ, на высокочувствительном оптическом эмиссионном масс-спектрометре ICPE-9000. Для анализа выбраны наиболее представительные пробы воды (N = 6). С помощью спектрометра установлено содержание 59 химических элементов в воде, представленных в миллиграмме на литр.

Результаты и обсуждение. Изотопы кислорода и водорода. Изотопный состав проанализирован в 27 пробах воды ($\Sigma = 27$). Результаты представлены в табл. 1.

Всего опробовано 14 объектов в зимний и летний периоды. Отобраны пробы атмосферных осадков, воды из озер, болотных и грунтовых вод.

Разброс точек находится в сравнительно узких пределах: для зимы δ^{18} O от -13,5 до -9,9 и δ^{2} H от -91,9 до -75,5%; лета δ^{18} O от -13,2 до -8,3 и δ^{2} H от -91 до -64%.

Локализация на графике $\delta^{18}O - \delta^2 H$ (рис. 3, *a*) основной массы точек вдоль Глобальной линии метеорных вод (ГЛМВ) подтверждает, что главным источником питания вод болотного массива являются атмосферные осадки, выпавшие на его поверхность. При укрупнении масштаба заметны некоторые отличия от ГЛМВ (рис. 3, *б*).

По изотопному составу четко выделяются два типа вод [1]. К первому типу относятся воды

Таблица 1

Тип источника/	Зи	ма	Лето	
номер скважины	δ ¹⁸ Ο, ‰	δ²Η, ‰	δ ¹⁸ Ο, ‰	δ²H, ‰
360	-13,5	-91,9	-13,2	-91
364	-12,9	-88,0	-12,7	-88
Снег	-12,8	-87,3		
376	-12,9	-85,8	-12,0	-78
375	-12,6	-85,5	-12,5	-84
378	-12,6	-84,9	-12,5	-83
369	-12,7	-84,8	-12,6	-84
379	-12,4	-83,5	-12,4	-81
377	-12,3	-83,4	-12,4	-82
359	-11,9	-80,7	-12,1	-82
101 (болото)	-11,7	-79,6	-12,5	-79
Озеро юго-западное	-11,0	-79,4	-8,4	-64
374	-10,3	-76,2	-10,7	-74
Озеро северо-восточное	-9,9	-75,5	-8,3	-61

δ¹⁸О и δ²Н в водах болотного полигона Государственного гидрологического института



Рис. 3. Взаимосвязь δ^{18} О и δ^2 Н в природных водах полигона Ламмин-Суо в мелком (*a*) и крупном (*б*) масштабах *1* – все точки; *2* – атмосферные осадки (снег); *3* – озера; *4* – глобальная линия метеорных вод; *5*, *6* – локальная линия для типа вод I (*5*) и II (*6*); *7*, *8* – тип вод: *7* – I (легкие), *8* – II (тяжелые)

скважин со сравнительно легким изотопным составом (δ^{18} O от -13,5 до -12 и δ^{2} H от -91,9 до -83,4%), ко второму – с тяжелым (δ^{18} O от -12 до -9,8 и δ^{2} H от -83,4 до -75,5%) (рис. 4).

Точки, относящиеся к первому типу, рассредоточены на периферии и в центре полигона, точки второго типа приурочены к озерам и скважинам между ними. Внутри группы точек первого типа выделяются некоторые отличия. Фигуративные точки, расположенные по периметру, обогащены легкими изотопами (по δ^{18} O от -13,5 до -12,4 ‰), по отношению к точкам, находящимся в центре (по δ^{18} O от -12,6 до -12,3 ‰).

Самые низкие значения δ^{18} О принадлежат воде из скв. 101, что объясняется ее пространственным расположением — у подножья суходола, то есть в скважину поступает вода из области активного водообмена.

Летнее опробование было необходимо для закрепления существования изотопной аномалии в водах полигона. Как видно из табл. 1, значения δ^{18} О и δ^{2} Н в зимний и летний периоды опробования сходны. Отсюда следует вывод, что болотный



Рис. 4. Значение δ^{18} O (*a*) и δ^2 H (*б*) в водах полигона ГГИ

массив работает как интегратор для вод. Иными словами, обнаруженная изотопная аномалия не может быть связана с сезонными вариациями изотопного состава атмосферных осадков.

Появление четкой положительной локальной аномалии в трех скважинах и двух озерах в северной части полигона удивительно. Необычно то, что на незначительном расстоянии в рамках одного объекта исследования наблюдается резкая смена изотопного состава воды. Эта аномалия отвечает, по-видимому, какому-то локально проявленному процессу.

Вероятнее всего, аномалия связана с разгрузкой вол иного изотопного облика по сравнению с водой почти всей остальной территории болота. Для того чтобы обеспечить наблюдаемую локальность, этот источник не может быть мощным. Воду из озер, скважин можно рассматривать в качестве смесей воды двух видов, т. к. фигуративные точки составляют определенную последовательность (y = 2,520x - 50,674, см. рис. 3). Один исходный вид подземных вод ясен - это «обычная» изотопно легкая вода, доминирующая в скважинах на большей части полигона. Другой вид (точнее, end-member со значениями δ^{18} O -10 % и δ^2 H ~ -75 %) представлен водами северо-восточного озера и скв. 374. Примечательно, что последовательность объектов на тренде $\delta^2 H - \delta^{18} O$ совпадает с пространственной. Таким образом, можно предполагать, что, прежде всего, смешение вод из двух разных источников образовало вариации изотопного состава полигона. В пользу этого объяснения выступает контрастность изотопного состава на относительно небольшой территории.

Химический элемент	Скв. 360	Озеро северо- восточное	Озеро юго-западное	Скв. 374	Скв. 107б	Скв. 375
La	0,021	0,034	0,150	34,200	0,062	0,290
Ce	0,038	0,086	0,310	68,100	0,170	0,650
Pr	0,006	0,010	0,038	6,430	0,022	0,074
Nd	0,029	0,066	0,140	22,700	0,022	0,290
Sm	0,007	0,009	0,023	3,750	0,020	0,046
Eu	0,001	0,003	0,003	0,570	0,010	0,020
Gd	0,001	0,006	0,024	5,340	0,026	0,049
Tb	0,001	0,002	0,002	0,700	0,002	0,008
Dy	0,002	0,005	0,012	3,840	0,015	0,033
Но	0,001	0,002	0,002	0,760	0,006	0,009
Er	0,001	0,001	0,005	1,810	0,009	0,021
Tm	0,000	0,000	0,002	0,220	0,002	0,005
Yb	0,002	0,001	0,004	1,270	0,140	0,026
Lu	0,001	0,001	0,001	0,170	0,002	0,004

Редкоземельные элементы в водах болотного полигона Государственного гидрологического института, мкг/л

Один исходный тип, как сообщалось, очевиден — это обычная метеорная вода. Происхождение вод второго типа — более изотопно тяжелых — не столь очевидно. Возможно, изотопное утяжеление вызвано изотопным обменом воды и силикатов, карбонатов, окислов и др. Обмен более энергичен при повышенной температуре и приводит к утяжелению кислорода [5]. Соответственно, изотопное утяжеление должно указывать на пребывание таких вод на больших глубинах.

Таким образом, подпитка системы вод полигона глубинной компонентой представляется возможной.

Редкоземельные элементы. Для выявления причины возникновения локальной аномалии в изотопном составе воды был изучен химический состав. При рассмотрении макрокомпонентного состава этой местности закономерных отклонений не обнаружено. Тогда мы прибегли к определению микрокомпонентного состава воды. Для проведения этого анализа выбрано шесть проб воды — по три представителя от каждой группы (табл. 2).

По опыту зарубежных коллег [6–11] нами была рассмотрена методика обработки данных по нормированным значениям редкоземельных элементов (рис. 5).

Выдвинутая нами ранее гипотеза о локальном подтоке глубинных вод [7], основанная на сведениях об изотопном составе кислорода и водорода (δ^{18} O и δ^{2} H), подтверждается полученными данными о редкоземельных элементах.



Рис. 5. Нормализованные значения содержаний редкоземельных элементов в логарифмическом масштабе относительно стандарта North American Shale Composite (NASC), мг/л [6–11]: по оси абсцисс – редкоземельные элементы, по оси ординат – отношение содержания редкоземельных элементов к NASC

1–3 – І тип воды (легкий): *1* – скв. 107 (болотная), *2* – скв. 360, *3* – скв. 375; *4–6* – ІІ тип воды (тяжелый): *4* – озеро юго-западное, *5* – озеро северо-восточное, *6* – скв. 374

На рис. 5 наглядно иллюстрируется смешение вод различного происхождения. Значения на кривой, отвечающей химическому составу воды из скв. 374, значительно превышают значения основной группы кривых. Эта скважина находится между двумя озерами (рис. 2), и вода из нее по изотопному составу отнесена ко второму типу вод (тяжелому). Антиподом этой кривой служит линия, описывающая содержание редкоземельных элементов в воде из скв. 360 (I тип вод легкий), которая находится у подножия холмов (рис. 2), на пути движения регионального потока изотопически легких грунтовых вод. Воды из скважин 107 и 375, очевидно, являются смесью вод метеогенного и глубинного происхождений. Сильная обедненность озерной воды редкоземельными элементами, возможно, связана с сорбирующими свойствами торфяных отложений [4].

Выводы. Воды болотного полигона Ламмин-Суо, как и ожидалось, имеют преимущественно метеогенное происхождение.

По результатам изотопных исследований выделены два типа вод, различающихся по изотопному составу (δ^{18} O и δ^{2} H), с тяжелым изотопным составом и легким. Вода, обогащенная тяжелыми изотопами, характерна для озер и скважин между ними; легкими — для периферии и центральной части полигона.

Наиболее вероятной причиной возникновения изотопной аномалии в водах северной части полигона является воздействие вод другого источника питания. В пользу этого свидетельствует также пространственная контрастность изотопной аномалии и высокое содержание редкоземельных и других тяжелых элементов в воде из скв. 374, находящейся между двумя озерами.

Торфяная залежь выступает в качестве очистителя-сорбента для вод.

Авторы выражают глубокую благодарность В. И. Батуеву, Г. М. Ельцовой, О. М. Дедик, П. К. Коносавскому, М. Л. Маркову, А. В. Мухатметдинову, Г. А. Олейниковой, И. В. Токареву, А. А. Шварц за неоценимую помощь в проведении работ.

1. Войлокова (Строганова) Т. А., Коносавский П. К., Прасолов Э. М. Особенности изотопного состава вод болотного полигона Ламмин-Суо (г. Зеленогорск) // Материалы IV Междунар. науч.-практич. конф. молодых ученых и специалистов памяти академика А. П. Карпинского (16–20 февраля 2015 г., Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ). – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2015. – С. 424–426.

2. Калюжный И. Л., Левандовская Л. Я. Гидрохимический режим и химический состав вод олиготрофных болотных массивов // Труды ГГИ. – 1974. – Вып. 222. – С. 99–118.

3. Материалы наблюдений болотных станций за 1990 г.: Ежегодник. Вып. 1. – СПб., 1993.

4. Межибор А. М. Радиоактивные элементы в верховых торфах Томской области // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека: Материалы IV Междунар. конф. (г. Томск, 4–8 июня 2013 г.). – Томск: Изд-во Томского политехнического ун-та, 2013. – С. 358–361.

5. Хёфс Й. Геохимия стабильных изотопов. – М.: Мир, 1983. – 198 с.

6. Chandrasekhar K., Chary S. N., Kamala C. T. & Aparna V. Determination of trace metals in seawater by ICP-MS after matrix separation // Acta Chim. Slov. – 2003. – Vol. 50. – P. 409–418.

7. Cheung K., Sanei H. Produced fluids and shallow groundwater in coalbed methane (CBM) producing regions of Alberta, Canada: Trace element and rare earth element geochemistry // International Journal of Coal Geology. – 2009. – Vol. 77. – P. 338–349.

8. Ezoe M. Distributions of dissolved and acid-dissolvable bioactive trace metals // Geochemical Journal. -2004. - Vol. 38. - P. 550.

9. Gammons C. H., Wood S. A., Pedrozo F., Varekamp J. C., Nelson B. J., Shope C. L. et al. Hydrogeochemistry and rare earth element behavior in a volcanically acidified watershed in Patagonia, Argentina // Chemical Geology. – 2005. – Vol. 222 (3–4). – P. 249–267.

10. Johannesson K. H., Stetzenbach K. J., Hodge V. F., Kreamer D. K., Zhou X. Delineation of ground-water flow systems in the southern great basin using aqueous rare earth element distribution // Ground Water. – 1997. – Vol. 35. – P. 807–819.

11. Smedley P. L. The geochemistry of rare earth elements in groundwater from the Carnmenellis area, southwest England // Geochim Cosmochim Acta. -1991. - Vol. 55. - P. 2767-2779.

1. Vojlokova (Stroganova) T. A., Konosavskij P. K., Prasolov Eh. M. Features of the isotopic composition of the waters of the swamp landfill Lammin-Suo (Zelenogorsk). *Proceedings* of the IV Intern. scientific practical conf. of young scientists and specialists in memory of academician A. P. Karpinsky (February 16–20, 2015, St. Petersburg, VSEGEI). St. Petersburg: VSEGEI. 2015. Pp. 424–426. (In Russian).

2. Kalyuzhnyj I. L., Levandovskaya L. Ya. Hydrochemical mode and chemical composition of oligotrophic marsh waters. *Proceedings of the State Hydrology Institute*. 1974. Iss. 222, pp. 99–118. (In Russian).

3. Materialy nablyudeniy bolotnykh stantsiy za 1990 g.: Yezhegodnik. Vyp. 1 [Materials of observations of swamp stations for 1990: Yearbook. Iss. 1]. St. Petersburg. 1993.

4. Mezhibor A. M. Radioactive elements in high-moor peats of the Tomsk region. *Radioactivity and radioactive elements in the human environment: Proceedings of the IV Intern. conf. (Tomsk, June 4–8, 2013).* Tomsk: Izd-vo Tomskogo politekhnicheskogo un-ta. 2013. Pp. 358–361. (In Russian).

5. Hyofs J. Geohimiya stabil'nyh izotopov [Geochemistry of stable isotopes]. Moscow: Mir. 1983. 198 p.

6. Chandrasekhar, K., Chary, S. N., Kamala, C. T. & Aparna, V. 2003: Determination of trace metals in seawater by ICP-MS after matrix separation. *Acta Chim. Slov.* 50. 409–418.

7. Cheung, K., Sanei, H. 2009: Produced fluids and shallow groundwater in coalbed methane (CBM) producing regions of Alberta, Canada: Trace element and rare earth element geochemistry. *International Journal of Coal Geology*. 77. 338–349.

8. Ezoe, M. 2004: Distributions of dissolved and acid-dissolvable bioactive trace metals. *Geochemical Journal*. 38. 550.

9. Gammons, C. H., Wood, S. A., Pedrozo, F., Varekamp, J. C., Nelson, B. J., Shope C. L. et al. 2005: Hydrogeochemistry and rare earth element behavior in a volcanically acidified watershed in Patagonia, Argentina. *Chemical Geology*. 222 (3–4). 249–267.

10. Johannesson, K. H., Stetzenbach, K. J., Hodge, V. F., Kreamer, D. K., Zhou, X. 1997: Delineation of ground-water flow systems in the southern great basin using aqueous rare earth element distribution. *Ground Water.* 35. 807–819.

11. Smedley P. L. 1991: The geochemistry of rare earth elements in groundwater from the Carnmenellis area, southwest England. *Geochim Cosmochim Acta*. 55. 2767–2779.

Строганова Татьяна Александровна – аспирант, ВСЕГЕИ¹. <stroganova.t.a@mail.ru> Прасолов Эдуард Михайлович – доктор геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ (ЦИИ ВСЕГЕИ¹). <edward_prasolov@vsegei.ru>

Stroganova Tatyana Alexandrovna – Ph.D. Student, VSEGEI¹. <stroganova.t.a@mail.ru>

Prasolov Ehduard Mikhailovich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Scientist, Center for Isotopic Research of VSEGEI (CIR VSEGEI ¹). <eduard_prasolov@vsegei.ru>

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia.

А. А. РЯСНОЙ (ВСЕГЕИ), Е. Н. САВЕЛЬЕВА (РН-БашНИПИнефть)

Влияние вторичных процессов на коллекторские свойства карбонатных пород верейского нефтегазоносного комплекса (Северо-Запад Республики Башкортостан)

Проведены детальные литолого-петрографические исследования, в результате которых выявлено, что породы верейского горизонта представлены двенадцатью основными литотипами, резко отличными по характеру взаимосвязи коллекторских параметров, что определяется протеканием вторичных (постседиментационных) процессов. Данные оптико-микроскопических исследований и лабораторных определений фильтрационно-емкостных свойств позволили установить, что главные факторы, влияющие на коллекторские свойства карбонатных пород, — постседиментационные процессы: выщелачивание, кальцитизация, перекристаллизация, окремнение и сульфатизация. Особенности структурно-текстурного сложения пород-коллекторов верейского горизонта и степень их постседиментационного преобразования отражаются в характере распределения и взаимосвязи коллекторских свойств по разрезу.

Ключевые слова: верейский нефтегазоносный комплекс, карбонатные коллекторы, постседиментационные процессы, пористость, проницаемость.

A. A. RYASNOY (VSEGEI), E. N. SAVELEVA (RN-BashNIPIneft)

Influence of secondary processes on reservoir properties of carbonate rocks in the Vereysky oil and gas field (North-West of the Republic of Bashkortostan)

Detailed lithologic and petrographic studies were carried out. It was identified that the Vereysky horizon rocks are represented by twelve main lithotypes, which dramatically differ in the character of interrelation between reservoir parameters that is controlled by secondary (postsedimentary) processes. Data of optical-microscopic examinations and laboratory studies of the poroperm properties made it possible to identify that the postsedimentary processes such as leaching, calcitization, recrystallization, silification and sulphatization are the main factors affecting the reservoir properties of carbonate rocks. Structural and textural features of reservoir rocks of the Vereysky horizon and the degree of their postsedimentary transformation are reflected in the character of distribution and interrelation of reservoir properties across the section.

Keywords: Vereysky oil and gas field, carbonate reservoirs, postsedimentary processes, porosity, permeability.

Как цитировать эту статью: Рясной А. А., Савельева Е. Н. Влияние вторичных процессов на коллекторские свойства карбонатных пород верейского нефтегазоносного комплекса (Северо-Запад Республики Башкортостан) // Регион. геология и металлогения. – 2019. –№ 77. – С. 27–39.

Введение. Отложения верейского горизонта, входящего в состав нижнего подъяруса московского яруса среднекаменноугольной системы, распространены в северной части платформенного Башкортостана (рис. 1) и обладают мощностью 46-53 м. Их отличительной особенностью является терригенно-карбонатный состав, приуроченность толщ коллекторов к органогенным карбонатным отложениям, перекрытым надежными глинистыми флюидоупорами (рис. 2). Исследуемый горизонт четко выделяется литологически и фаунистически, надежно коррелируется по каротажу. На каротажных диаграммах в основании разреза выделяется верейский репер, соответствующий высоким показаниям на кривых каротажа сопротивлений.

Верейский (пятый) нефтегазоносный комплекс характеризуется высокой перспективной промышленной нефтеносностью, в составе которого выделяются четыре продуктивных пласта (снизу вверх) В4—В1 [7].

Пространственные границы района работ – Северо-Запад Республики Башкортостан. В региональном тектоническом плане территория выделяется в составе южной части Верхне-Камской впадины, северо-западной и западной периферии Башкирского свода.

Литологическая характеристика среднекаменноугольных отложений платформенного Башкортостана, в частности, верейского горизонта, была осуществлена в работе [3]. Отложения верейского горизонта в пределах северо-запад-



Рис. 1. Геологическая карта Северо-Запада Башкирии. М-б 1:2 500 000 (по материалам ГИС-Атласа «Недра России», с доп.) [11]

1, 2 – неогеновая система: миоцен – плиоцен (1), миоцен (2); 3-5 – пермская система: казанский ярус (3), уфимский ярус (4), кунгурский ярус (5); 6 – местоположение и номера скважин; 7 – административная граница Республики Башкортостан; 8 – административные центры районов и городских округов; 9 – поселки

ной части Башкирии, согласно фондовым материалам, были подразделены А. М. Тюрихиным (1968 г.), а позднее Е. Н. Савельевой (2015 г.) на 8 и 7 литотипов соответственно. Среди вторичных преобразований, оказывающих влияние на коллекторские свойства карбонатных пород, указанными исследователями основное внимание было уделено процессам выщелачивания и кальцитизации [2].

В настоящее время детальное исследование вещественного состава карбонатных толщ и научное обоснование влияния вторичных процессов на коллекторские свойства карбонатных пород верейского горизонта представляет собой актуальный практический интерес в связи с вовлечением данного комплекса отложений в разработку.

Таким образом, основная цель статьи — установление влияния роли постседиментационных процессов на формирование фильтрационноемкостных свойств карбонатных пород-коллекторов.

Материалы и методы изучения. Авторами детально изучен керн пяти скважин (общий вынос 50,95 м). Карбонаты анализировались с помощью микроскопического метода, изложенного в работах [4, 5, 8–10], изучено 110 прозрачнополированных шлифов. В процессе исследований уделялось внимание изучению: вещественного состава, структуры, текстуры, органическим остаткам, морфологическим типам пустотного пространства, постседиментационным преобразованиям. Систематизированы и проанализированы данные 150 лабораторных определений фильтрационно-емкостных свойств. Изучены 18 планшетов каротажных кривых по исследуемым скважинам и пять типовых геолого-геофизических разрезов.

Литологические типы пород верейского горизонта. Литолого-петрографическое изучение пород верейского горизонта показало, что они представлены 12 основными литотипами, резко отличными по характеру взаимосвязи коллекторских параметров: 1 – известняки органогенные (фузулинидовые); 2 – известняки органогенные (фузулинидовые) окремнелые; 3 – известняки сгустково-комковатые (по органогенному известняку) с крустификационным цементом; 4 – известняки фораминиферово-комковатые с детритом, гранулированные, с комбинацией крустификационного цемента и цемента выполнения пор; 5 – известняки криноидно-полидетритовые с брахиоподами с крупнокристаллическим (регенерации) кальцитовым цементом; 6 – известняки фораминиферово-полидетритовые и детритово-мелкофораминиферовые; 7 – известняки сгустково-комковато-органогенные с примесью алевритового материала; 8 – известняки комковато-сгустково-детритовые с примесью обломочного мелкопсаммитового материала; 9 – известняки от тонко- до мелкозернистых с органогенным детритом алевритовые (и алевритистые); 10 – мелкопесчанистые фузулинидовополидетритовые известняки; 10а – известняки фораминиферово-полидетритовые, глинистые, с примесью алевро-псаммитового обломочного материала; 11 – доломиты микрозернистые слабоглинистые; 12 – аргиллиты алевритистые.

В известняках, сложенных форменными компонентами, разделение производилось по групповому составу организмов и преобладающему типу цементации.

Известняки органогенные (фузулинидовые) по типу цемента делятся на два подтипа. Литотип 1а. Известняки органогенные (фузулинидовые) с крустификационным цементом (скв. 1, 3, 4). Сложены преимущественно раковинами фораминифер размером до 1,5 мм. Цемент крустификационный, представлен тонкозернистым кальцитом, участками синтаксиальный (регенерации) (рис. 3, Л1а) [9].

Доминируют межформенные пустоты размером до 2 мм, отдельные из которых частично заполнены среднезернистыми кристаллами кальцита.

Внутриформенные пустоты редки и приурочены к камерам раковин фораминифер. Отмечаются пустоты выщелачивания. По лабораторным



Рис. 2. Литолого-геофизический разрез отложений верейского горизонта. М-б 1:2000

1 – известняк; 2–5 – известняки: брекчиевидные (2), глинистые (алевритистые) (3), органогенно-обломочные (4), кавернозные (5); 6 – известняк с прослоями аргиллитов; 7 – аргиллит; 8 – аргиллит известковистый; 9 – мергели; 10 – доломиты; 11, 12 – органические остатки: фораминиферы (Fusulinida) и мелкие фораминиферы (11), иглокожие (12); 13 – зоны трещиноватости и стилолитизации. Методы ГИС: ДС – диаметр скважины, кавернометрия (м); КС – каротаж сопротивлений (Ом·м); ПС – каротаж самопроизвольной поляризации (мВ); ГК – гамма-каротаж (мкР/ч); НГК – нейтронный гаммакаротаж (усл. единицы); Rver – верейский и Rkash – каширский реперы



Рис. 3. Литологические типы пород верейского горизонта

Известняки: Л1а – фузулинидовый с крустификационным цементом (черное – пустоты) (ув. ×4; николи +); Л16 – фузулинидовый кальцитизированный (черное – открытые поры) (ув. ×2; николи +); Л2 – фузулинидовый окремнелый (ув. ×4; николи +); Л3 – сгустково-комковатый (черное – пустоты между форменными элементами) (ув. ×5; николи +); Л4 – фораминиферово-комковатый (ув. ×10; николи +); Л5 – криноидно-полидетритовый (ув. ×5; николи +); Л6 – детритовомелкофораминиферовый (ув. ×4; николи +); Л7 – сгустково-комковато-органогенный с примесью алевритового материала (черное – поры внутри камер раковины) (ув. ×10; николи +); Л8 – комковато-сгустково-детритовый с обломочным материалом (ув. ×4; николи +); Л10 – мелкопесчанистый фузулинидово-полидетритовый (темное – поры внутри камер раковин) (ув. ×5; николи +); Л11 – доломит микрозернистый (ув. ×4; николи +); Л12 – аргиллит алевритистый (ув. ×4; николи +). Обозначения: fs – фораминиферы отряда Fusulinida; mf – мелкие фораминиферы; сг – криноидеи; br – брахиоподы; сс – кальцит; с – халцедон; q – обломочный кварц; do – агрегат криптокристаллического доломита; mc – слюда; org – включения органического вещества данным, пористость для данной группы изменяется от 18,4 до 22,7 %, проницаемость от 357,28 до 792,47 мД.

Литотип 16. Известняки органогенные (фузулинидовые) кальцитизированные (с контактовопоровым и поровым цементом) (скв. 1–4). Вторая подгруппа характеризуется поровой цементацией, представленной средне-крупнозернистым кальцитом (кальцитизация пустот), единично контактовой. Поровое пространство – межформенные и внутриформенные изолированные пустоты. В некоторых образцах отмечается неравномерная кальцитизация пустот с сохранением участков межформенной пористости (рис. 3, **Л16**). Пористость 10,6–15,0 %, проницаемость 0,88– 52,80 мД.

Среди органогенных (фузулинидовых) известняков выделяются разности, замещенные кремнистым веществом.

Литотип 2. Известняки органогенные (фузулинидовые) окремнелые (скв. 2). Породы сложены органическими остатками, представленными фораминиферами, неопределимыми формами и цементирующим их материалом, замещенные микро-тонкоагрегатным кварцево-халцедоновым веществом (рис. 3, **Л2**). Пористость 0,3 %, проницаемость 0,001 мД.

Литотип 3. Известняки сгустково-комковатые (по органогенному известняку) с крустификационным цементом (скв. 1). По преобладающему типу цементации и структуре порового пространства близки литотипу 1а. Сгустки и межсгустковые участки окаймляются инкрустационными и крустификационными щетками тонкозернистого кальцита (рис. 3, **Л3**). Пространство между крустифицированными фрагментами участками выполнено гипидиоморфными и идиоморфными кристаллами. Пористость 21,7–24,5%, проницаемость 123,79–530,20 мД.

Литотип 4. Известняки фораминиферово-комковатые с детритом, гранулированные, с комбинацией крустификационного цемента и цемента выполнения пор (скв. 2, 3, 5). Органогенные остатки сложены криптозернистым кальцитом с сохранением их внутренней структуры. Порода характеризуется сложным типом цементации. Пустотное пространство состоит из внутри- и межформенных пустот и единично каверн выщелачивания (рис. 3, **Л4**). Пористость 13,8–22,9%, проницаемость 40,45–76,29 мД.

Литотип 5. Известняки криноидно-полидетритовые с брахиоподами с крупнокристаллическим (регенерации) кальцитовым цементом (скв. 1, 3, 5), сложенные крупными члениками криноидей, а также раковинным детритом. Цемент образован крупнокристаллическим кальцитом (рис. 3, **Л5**). Кристаллы последнего нарастают на остатки криноидей, имеют с ними одну оптическую ориентировку (цемент регенерации) и захватывают мелкие скелетные фрагменты. Пористость 1,2–5,9 %, проницаемость 0,01–0,09 мД.

Литотип 6 (скв. 1) представлен двумя разностями: известняки детритово-мелкофораминиферовые и фораминиферово-полидетритовые. Первая разность состоит из мелких раковин фораминифер. Цементирующим материалом базального типа служит тонко-среднезернистый кальцит. Отмечаются единичные межформенные поры. В фораминиферово-полидетритовой разности цемент представлен двумя типами: поровый и нарастания, характеризуется неравномерной зернистостью (рис. 3, **Л6**). Пустотное пространство — мелкие внутриформенные поры, заполненные тонкозернистыми кристаллами кальцита. Пористость 1,4–5,9%, проницаемость 0,01– 0,04 мД.

Группа известняков с видимой терригенной примесью характеризуется следующими литотипами:

Литотип 7. Известняки сгустково-комковатоорганогенные с примесью алевритового материала (скв. 1). Сложены раковинами фораминифер, сгустковыми и комковатыми образованиями с примесью алевритового кварцевого обломочного материала, сцементированные тонко-мелкозернистым кальцитом (рис. 3, Л7). Пустотное пространство состоит из внутриформенных пор, часто повторяющих форму камер. Пористость 4,6– 7,0 %, проницаемость 0,02–0,05 мД.

Литотипы 8 и 9. Известняки комковато-сгустково-детритовые с примесью обломочного мелкопсаммитового материала (скв. 1, 2). Известняки от тонко- до мелкозернистых с органогенным детритом алевритовые (и алевритистые) (скв. 1). Сложены комковатыми и сгустковыми образованиями, мелким органогенным детритом (створками остракод, фораминиферами, фрагментами иглокожих) и равномерно распределенной примесью обломочных зерен кварца мелкопсаммитовой и алевритовой размерности (рис. 3, Л8). Поровое пространство представлено единичными межформенными пустотами. Литотип 8: пористость 2,7-7,2 %, проницаемость 0,10-18,65 мД. Литотип 9: пористость 2,7–11,3 %, проницаемость 0,02-0,37 мД.

К вышеуказанной группе следует отнести литотип 10: мелкопесчанистые фузулинидово-полидетритовые известняки (скв. 5). Существенной частью карбонатной составляющей являются раковины фораминифер с поврежденными фрагментами внешних оборотов. Минералогический состав песчаной фракции представлен полуокатанными зернами кварца (рис. 3, Л10). Пустотное пространство – исключительно внутриформенные поры, инкрустированные щеткой микро- и тонкозернистых кристалликов кальцита. В одном образце (литотип 10а) – известняки фораминиферово-полидетритовые глинистые с примесью алевро-псаммитового обломочного материала, терригенной составляющей, помимо кварцевых зерен, выступает глинистое вещество. Пористость 10,3-15 %, проницаемость 5,0-24,40 мД.

Литотип 11. Доломиты микрозернистые (скв. 1). Пустотное пространство представлено изолированными порами, определимыми только при большом увеличении (рис. 3, **Л11**). Пористость 14,1–15,0 %, проницаемость 6,35–6,7 мД. Завершают литологическую типизацию отложений верейского горизонта *аргиллиты* (литоти 12). Они сложены чешуйчатым глинисто-гидрослюдистым материалом, угловатополуокатанными обломочными зернами кварца, листочками мусковита. Встречаются единичные обломки раковин, отмечаются открытые трещинки (рис. 3, **Л12**).

Таким образом, разрез верейского горизонта сложен разными генетическими типами пород: биогенными — биоморфными и детритовыми, характеризующимися различными типами цементации; терригенно-карбонатными и терригенными. Все эти типы пород резко отличаются по характеру взаимосвязи коллекторских параметров, что определяется протеканием вторичных (постседиментационных) процессов.

Постседиментационные преобразования карбонатных пород верейского горизонта и их влияние на коллекторские свойства. Главные факторы, влияющие на коллекторские свойства карбонатных пород верейского комплекса, — постседиментационные процессы: выщелачивание, кальцитизация, перекристаллизация, окремнение и сульфатизация.

Выщелачивание (литотипы 1a, 16, 3, 4). Образование пор выщелачивания связано с полным или частичным растворением цементирующего вещества, форменных элементов. Селективный характер выщелачивания контролируется особенностями строения породы (рис. 4, 1). Весьма большую роль в этом играет характер пористости (размеры, форма пор и поровых каналов).

Форма пор выщелачивания разнообразна: от округло-изометричной до лапчатой, размер больше или равен, реже меньше размера форменных элементов, зафиксированы каверны размером до 0,5 см (рис. 4, **1.1**). Макроскопически отмечается кавернозность размером до 1,5 см. Располагаются поры выщелачивания между форменными элементами, единично внутри них.

Формирование вторичной пористости (унаследованной кавернозности) происходит весьма интенсивно в известняках, состоящих из крупных форменных компонентов – органогенных остатков, сгустков и комков пелитоморфного кальцита: известняки органогенные (фузулинидовые) с крустификационным цементом; известняки сгустково-комковатые (по органогенному известняку) с крустификационным цементом и известняки фораминиферово-комковатые с детритом, гранулированные, с комбинацией крустификационного цемента и цемента выполнения пор (литотипы 1а, 3, 4). Данные разности пород отличаются высокими значениями первичной и раннедиагенетической пористости (межформенные поры посткрустификационной цементации), а геометрическое строение их порового пространства, в котором преобладают сообщаюшиеся крупные поры, благоприятно для движения растворов [1]. Процессы выщелачивания увеличивают пористость и в большей степени проницаемость. В известняках фузулинидовых с крустификационным цементом пористость изменяется 18,4–22,7 %, проницаемость 357,28– 792,47 мД; в известняках сгустково-комковатых пористость 21,7–24,5 %, проницаемость 123,79– 530,20 мД и в известняках фораминиферовокомковатых пористость 13,8–22,9 %, проницаемость 40,45–76,29 мД.

Кальцитизация (литотипы 1, 3, 4). В известняках органогенных (фузулинидовых); известняках сгустково-комковатых (по органогенному известняку) и известняках фораминиферово-комковатых, гранулированных наблюдаются крупные кальцитовые кристаллы, возникшие в постседиментационную стадию развития породы. Крупнокристаллический кальшит выполняет поровое пространство, являясь новообразованным цементом, что характерно для известняков, состоящих из соприкасающихся фрагментов с крустификационной цементацией и, таким образом, обладавших крупной пористостью. В процессе кальцитизации происходит образование крустификационного кальцитового цемента в карбонатных породах, сложенных преимущественно форменными элементами, и формирование каемок инкрустации внутри внутриформенных пор и межформенных пустот (сокращающих и нередко полностью запечатывающих мелкую биогенную пористость) [5]. Очевидно, что кальцит, выполнявший поровые пространства, появился после того, как фрагменты покрылись тонкой крустификационной корочкой, его образованием закончилась литификация породы (рис. 4, 2) [9]. К раннему проявлению процесса кальцитизации следует отнести образование регенерационных кальцитовых каемок вокруг члеников криноидей (рис. 4, 2.1) [4, 5].

Кальцитизация развивается в пространстве межформенной и внутриформенной пустотности и выражена в заполнении камер раковин гипидиоморфными тонко-мелкозернистыми кристаллами (рис. 4, 2.2); в межформенном пространстве доминирует средне- и крупнокристаллический кальцит (рис. 4, 2.3). Видна последовательность минералообразования, характерная для пород данного литотипа, где вначале выделяются призматические агрегаты, образующие крустификационные каемки. Остаточное пространство заполняется средне-мелкозернистым агрегатом гипидиоморфных блоковых зерен или монокристаллами. Внутриформенную пористость выполняет кальцит двух генераций. К ранней генерации относится агрегат призматических кристаллов, инкрустирующих стенки пустот, к более поздней – блочные кристаллы, запечатывающие остаточное поровое пространство.

Минимальными значениями фильтрационных свойств (0,88–0,9 мД) характеризуются образцы с развитой внутриформенной пористостью, с почти полным выполнением агрегатами кальцита межформенных и частично внутриформенных пустот.

Региональная геология



Рис. 4. Постседиментационные преобразования карбонатных пород верейского горизонта

Выщелачивание: 1 – селективно выщелоченный спаритовый цемент (черное), Л1а (ув. $\times 2$; николи +); 1.1 – пустоты вы щелачивания (черное) между форменными элементами, Л1а (ув. $\times 5$; николи +); кальцитизация: 2 – крустификационное обрастание раковин (а) и выполнение пустот (черное) крупными кристаллами кальцита (б), Л4 (ув. $\times 10$; николи +); 2.1 – регенерационная кальцитовая каемка вокруг членика криноидеи, Л1а (ув. $\times 5$; николи +); 2.2 – кальцит двух генераций, заполняющий камеры раковины фораминиферы: (а) инкрустационный и (б) блочные кристаллы (ув. $\times 20$; николи +); 2.3 – среднекристаллический кальцит в пространстве между раковинами фузулинид, Л1б (ув. $\times 10$; николи +); *перекристаллизация:* 3 – среднекристаллический цемент в мелкофораминиферовом известняке, Л6 (ув. $\times 4$; николи +); 3.1 – контакт двух участков, где первый не перекристаллизован (А), тогда как во втором цемент образован тонкокристаллическим кальцитом (Б); Л5 (ув. $\times 5$; николи +); *окремнение*: 4 – криптокристалическая основная масас с органическими остатками, замещенными мелкокристаллическими агрегатами кварца, Л2 (ув. $\times 4$; николи +); 4.1 – халцедон, замещающий членик криноидеи, Л16 (ув. $\times 10$; николи +); *сульфатизация*: 5 – игольчатые агрегаты гипса замещают карбонат кальция (ув. $\times 10$; николи +); 5.1 – прожилок агрегата разноориентированных кристаллов гипса блочной формы (ув. $\times 10$; николи +). Обозначения: fs – фораминиферы отряда Fusulinida; mf – мелкие фораминиферы; сг – криноидеи; br – брахиоподы; сс – кальцит; с – халцедон; g – гипс; q – кварц Кальцитизация в значительной степени оказала влияние на структуру пор. Путем закупорки полостей и каналов сообщения снизился эффективный объем порового пространства. Поэтому при сравнительно высоких значениях пористости (15–18 %) кальцитизированные разности обладают низкой проницаемостью (0,88–0,9 мД). Для известняков органогенных (фузулинидовых), кальцитизированных (с контактово-поровым и поровым цементом) коллекторские параметры составляют: пористость 10,6–15,0 %, проницаемость 0,88– 52,80 мД.

Перекристаллизация (литотипы 5–7). В мелкосгустковых, мелкофораминиферовых известняках (литотипы 6, 7), содержащих значительное количество микрозернистого карбонатного цемента, обнаруживаются явления перекристаллизации, которые выражены по-разному.

В известняках *сгустково-комковато-органогенных (литотип 7)* цемент представлен тонкои мелкозернистым перекристаллизованным карбонатом кальция. Пористость для данных пород 4,6–7,0 %, проницаемость 0,02–0,05 мД.

В известняках фораминиферово-полидетритовых и детритово-мелкофораминиферовых (литотип 6) при более интенсивной перекристаллизации породы появляется большое количество относительно крупных кристаллов (рис. 4, 3). Пористость 1,4–5,9%, проницаемость 0,01– 0,04 мД.

Перекристаллизация протекает неравномерно, что наблюдается и в мелко- и крупнофрагментарных известняках. Нередко в одном и том же шлифе в известняках криноидно-полидетритовых с брахиоподами с крупнокристаллическим (регенерации) кальцитовым цементом (литотип 5) наблюдаются участки, не затронутые перекристаллизацией, и участки, где почти весь микрозернистый материал замещен кристаллическим кальцитом (рис. 4, **3.1**). Пористость 1,2–5,9%, проницаемость 0,01–0,09 мД.

Окремнение (литотипы 2, 1a, 16, 3, 4). Макроскопически окремнение проявляется в виде кремневых конкреций и окремнелых прослоев.

В известняках органогенных (фузулинидовых) окремнелых кремнезем полностью замещает карбонатный цемент и органические остатки. Причем цемент выполнен крипто- или микрокристаллическим кварцево-халцедоновым веществом, форменные элементы замещаются более крупнозернистым агрегатом. Вследствие неодинакового замещения различных частей породы сохраняются детали первичной структуры (рис. 4, 4).

В известняках, состоящих из форменных компонентов (сгустки, органические остатки), сцементированных небольшим количеством карбонатного цемента (*литотипы 1–4*), отдельные розетки халцедона наблюдаются в остатках иглокожих, раковинах брахиопод (рис. 4, **4.1**). Изучение вещественно-структурных особенностей этих образований показало, что они являются не седиментационными образованиями,

а результатом замещения карбонатного вещества кремнистым [6, 8, 9].

В рассматриваемых случаях окремнение карбонатных пород ухудшает их коллекторские свойства: *пористость* 0,3 %, *проницаемость* 0,001 мД.

Сульфатизация. Гипс единично встречается в исследуемых породах и образует рассеянные кристаллы и прожилки в органогенном известняке, микроскопически представленные агрегатом разноориентированных кристаллов блочной, игольчатой и пластинчатой форм, среди которых наблюдаются прожилки карбонатной породы. Агрегаты гипса замещают карбонат кальция, развиваются по цементу и по органическим остаткам (рис. 4, 5).

Сульфатизация снижает пористость и проницаемость пород путем заполнения пор и трещин (рис. 4, **5.1**). В сульфатизированных известняках *пористость 21*, 7%, *проницаемость 5,20 мД*.

Корреляционные зависимости фильтрационно-емкостных свойств. Учитывая структурновещественные особенности описанных литотипов и данные петрофизических исследований, построены графики корреляционных зависимостей фильтрационно-емкостных свойств (рис. 5, скв. 1–5).

На основании анализа данных графиков следует заключить, что наиболее высокими коллекторскими свойствами характеризуются образцы известняков органогенных (фузулинидовых) (литотип 1а), сгустково-комковатых (литотип 3) и фораминиферово-комковатых (литотип 4) с крустификационной цементацией, образующейся на ранней стадии диагенеза карбонатов во фреатической зоне и крупной межформенной пустотностью [10]. Фильтрационно-емкостные свойства рассматриваемой группы улучшаются за счет процессов селективного и унаследованного выщелачивания. Ухудшение параметров фильтрационно-емкостных свойств данной группы пород связано с кальцитизацией пустот (литоти 1б).

Следует отметить, что структура порового пространства сгустково-комковатых и фораминиферово-комковатых известняков (литотипы 3, 4) существенно определяется формой, размером и характером упаковки форменных компонентов, а также разной интенсивностью вторичной цементации, что выражается колебаниями оценочных параметров – проницаемости и открытой пористости в пределах группы.

Группа фузулинидово-полидетритовых и детритово-мелкофораминиферовых известняков (литоти 6) обладает низкими показателями фильтрационно-емкостных свойств и характеризуется развитием процессов перекристаллизации цементирующего материала. Близкими параметрами обладают образцы литотипа 7, а также литотипа 5 с крупнокристаллическим кальцитовым цементом регенерации.

Мелкофрагментарные известняки с примесью обломочного материала (*литотипы 8, 9*) характеризуются низкими параметрами коллекторских свойств.



Рис. 5. Корреляционные зависимости величин открытой пористости и абсолютной проницаемости Пояснения см. в тексте




Рис. 6. Литолого-геофизические разрезы скважин

Типы пород: 1-11 - известняки: 1 фузулинидовые с крустификационным и поровым цементом (Л1а и 16), 2 – фузулинидовые окремнелые (Л2), 3, 4 – сгустково-комковатые (Л3), 5 – кринойдно-полидетритовые (Л5), 6, 7 - детритово-мелкофораминиферовые и фораминиферово-полидетритовые (Лб), 8 – сгустково-комковато-органогенные с алевритовым материалом (Л7), 9 – комковато-сгустково-детритовые с мелкопсаммитовым материалом (Л8), 10 - от тонко- до мелкозернистых с органогенным детритом алевритовые (Л9), 11-фораминиферово-комковатые (Л10); 12 – доломиты микрозернистые (Л11); 13 – аргиллиты (Л12). Вторичные изменения: 14 – выщелачивание, 15 – кальцитизация, 16 – перекристаллизация, 17 – окремнение, 18 – сульфатизация. *Типы пустот: 19 –* поры, *20 –* каверны. *Методы ГИС: 21 –* ГК – гамма-каротаж (мкР/ч), *22 –* НГК – нейтронный гаммакаротаж (усл. единицы)

Встреченные доломиты имеют подчиненное значение и характеризуются микрозернистой структурой (*литотип 11*). Коллекторские свойства доломитов связаны с размерностью его кристаллов. Несколько увеличенные значения коллекторских параметров микрозернистых доломитов обусловлены их трещиноватостью, что отмечается при макроскопическом описании.

Группа пород, относимая к *литотилу 10*, определяется развитием внутриформенной пустотности, которая ухудшается путем развития процесса кальцитизации с инкрустацией стенок внтуриформенных пустот. В результате кальцитизации частично сокращается мелкая биогенная пористость, заполнение остаточного пустотного пространства происходит блочными кристаллами и агрегатами новообразованного кальцита.

Распределение литологических типов пород и изменение их коллекторских свойств в разрезе. Особенности структурно-текстурного сложения пород-коллекторов верейского горизонта и степень их постседиментационного преобразования отражаются в характере распределения и взаимосвязи коллекторских свойств по разрезу.

На литолого-геофизических разрезах (рис. 6) показана изменчивость генетических типов пород, направленность вторичных изменений, преобладающие типы пустот и изменение коллекторских свойств.

Разрез скв. 1 характеризуется широким развитием биоморфных (фораминиферовых (литоmun 1) и водорослево-фораминиферовых разностей (литотип 3)) и меньшим содержанием органогенно-обломочных известняков (рис. 6, скв. 1, Св1 и Св3). В особую группу можно выделить известняки криноидно-полидетритовые с брахиоподами с крупнокристаллическим (регенерации) кальцитовым цементом (литотип 5). Криноиднополидетритовые известняки встречаются в виде небольших пластов (10-20 см, редко до 0,5 м), образуя характерные пачки, локализующиеся в кровельных частях разреза. Указанные породы прослеживаются почти во всех исследуемых скважинах и являются хорошими маркирующими горизонтами, которые отображаются повышенными показаниями на кривой нейтронного гамма-каротажа (НГК). Породы изменены постседиментационными преобразованиями, проявилось влияние процессов выщелачивания, кальцитизации и перекристаллизации.

Согласно литолого-петрографическим наблюдениям, наиболее интенсивные формы проявления вторичных процессов приурочены к высокопористым и кавернозным разностям карбонатных пород. Высокопористые интервалы отображаются депрессиями на кривой нейтронного гаммаметода.

В скв. 1 вскрытые отложения, относящиеся к пласту Св4, характеризуются наименьшими показателями коллекторских свойств по разрезу (рис. 6, скв. 1, Св4). Колебания кривой, отражающей изменение фильтрационно-емкостных

свойств, обусловлены переходами в структурном отношении фузулинидово-полидетритовых и детритово-мелкофораминиферовых известняков (*литотип б*).

В скв. 2 наиболее высокими значениями коллекторских свойств так же характеризуются известняки с крустификационной цементацией, относимые к *литотир* 4 и выделяющиеся депрессиями на кривой НГК (рис. 6, скв. 2, Св3). Ухудшение коллекторских параметров связано со вторичным минеральным заполнением порового пространства кристаллами кальцита (*литотип* 16). Отложения горизонта в скв. 2 характеризуются локальными проявлениями процессов окремнения (*литотипь* 2 и 3). Окремнение выражено в породе в виде прослоев и конкреций.

В изменении коллекторских свойств по разрезу скважин 3 и 4 отчетливо проявляется влияние постседиментационных процессов на фильтрационные свойства известняков (рис. 6, скв. 3, Св3). Главный фактор, ухудшающий фильтрационные и емкостные свойства пород рассматриваемых скважин, — кальцитизация пустотного пространства (*литоти 16*).

Наиболее высокими коллекторскими свойствами характеризуются разности пород с крустификационной цементацией и крупной межформенной пустотностью (*литотива la u 4*), фильтрационно-емкостные свойства которых улучшаются за счет процессов селективного и унаследованного выщелачивания.

Разрез, представленный в скв. 5, наиболее полно характеризует отложения, относимые к пласту Cв1 (рис. 6, скв. 5, Cв1). Согласно литологопетрографическим наблюдениям, широким развитием по разрезу характеризуются известняки фораминиферово-комковатые с комбинацией крустификационного цемента и цемента выполнения пор (литоти 4).

Участок разреза, характеризуемый литотипом 10, определяется развитием внутриформенной пустотности, которая ухудшается путем развития процесса кальцитизации. В описываемой скважине фрагментарно отмечается сульфатизация пород.

В пределах карбонатных пачек в направлении снизу вверх отмечается общее повышение пористости и проницаемости. Породы с наиболее высокими коллекторскими свойствами (нефтеносные пачки) (*литотива 1a, 3, 4*) приурочены к кровельным частям пластов и связаны с толщей известняков с крустификационным корочковым цементом. Настоящая закономерность прослеживается во всех изучаемых скважинах, и характеризуемый интервал, по данным геофизических исследований скважин, выделяется нефтенасыщением.

Выводы. 1. Проведены детальные литологопетрографические исследования, в результате которых выявлено, что породы верейского горизонта представлены двенадцатью основными литотипами, резко отличными по характеру взаимосвязи коллекторских параметров.

2. Данные оптико-микроскопических исследований и лабораторных определений фильтрационно-емкостных свойств позволили установить, что главные факторы, влияющие на коллекторские свойства карбонатных пород, — постседиментационные процессы:

 положительное влияние на формирование коллекторских свойств карбонатных пород верейского горизонта оказало выщелачивание;

 к отрицательному воздействию относятся: кальцитизация пустот, перекристаллизация, окремнение и сульфатизация.

3. По литолого-геофизическим схемам установлено, что породы с наиболее высокими коллекторскими свойствами приурочены к кровельным частям пластов.

4. Выявленные структурно-вещественные особенности карбонатных пород верейского горизонта, определяющие неоднородность разрезов, позволяют устанавливать места локализации зон развития пород-коллекторов.

1. Багринцева К. И. Условия формирования и свойства карбонатных коллекторов нефти и газа: монография. – М.: Изд-во РГГУ, 1999. – 282 с.

2. Бурикова Т. В. Литолого-петрофизическая типизация карбонатных пород отложений среднего карбона (на примере месторождений северо-западной части Башкортостана) / Т. В. Бурикова, Е. Н. Савельева, А. М. Хусаинова, О. Р. Привалова, А. Н. Нугаева, Д. В. Корост, Д. А. Гилязетдинова // Нефтяное хозяйство. – 2017. – № 10. – С. 18–21.

3. Виссарионова А. Я. Стратиграфия и фации средне- и нижнекаменноугольных отложений Башкирии и их нефтеносность: монография. – М.: Гостоптехиздат, 1959. – 222 с. (Труды УфНИИ; вып. 5).

4. Гмид Л. П., Леви С. Ш. Атлас карбонатных породколлекторов. – Л.: Недра, 1972. – 200 с.

5. Гмид Л. П. Литологические аспекты изучения карбонатных пород-коллекторов // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2006. – № 1. – С. 1–23.

6. Диагенез и катагенез осадочных образований / под ред. Г. Ларсена, Дж. В. Чилингара. – М.: Мир, 1971. – 463 с.

7. Лозин Е. В. Геология и нефтеносность Башкортостана: монография. – Уфа: БашНИПИнефть, 2015. – 704 с.

8. Фортунатова Н. К., Карцева О. А., Баранова А. В. и др. Атлас структурных компонентов карбонатных пород. – М.: ВНИГНИ, 2005. – 440 с.

9. Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. — М.: Изд-во АН СССР, 1958. — 170 с.

10. Sholle P. A., Ulmer-Sholle D. S. A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis // AAPG Memoir. Published AAPG. – Tulsa, Oklahoma, U.S.A. – 2003. – Vol. 77. – 474 p.

11. Актуализированные ГИС-пакеты оперативной геологической информации [Электронный ресурс] // ГИС-Атлас «Недра России»: [сайт]. – URL: http:// atlaspacket.vsegei.ru/#027723fa484b679a17 (дата обращения: 23.01.2019).

1. Bagrintseva K. I. Usloviya formirovaniya i svojstva karbonatnyh kollektorov nefti i gaza [Formation conditions and properties of carbonate reservoirs of oil and gas]. Moscow: RGGU, 1999. 282 p.

2. Burikova T. V., Saveleva E. N., Khusainova A. M. i dr. Litho-petrophysical typification of carbonate rocks of Middle Carboniferous sediments (by the example of deposits in the north-western part of Bashkortostan). *Neftyanoe hozyajstvo.* 2017. No 10, pp. 18–21. (In Russian).

3. Vissarionova A. Ya. Stratigrafiya i facii sredne- i nizhnekamennougol'nyh otlozhenij Bashkirii i ih neftenosnost': monografiya [Stratigraphy and facies of middle and lower carboniferous sediments of Bashkiria and their oil content: a monograph]. Moscow: Gostoptekhizdat. 1959. 222 p.

4. Gmid L. P., Levi S. Sh. Atlas karbonatnyh porod-kollektorov [Atlas of carbonate reservoir rocks]. Leningrad: Nedra. 1972. 200 p.

5. Gmid L. P. Lithological aspects of the study of carbonate reservoir rocks. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika.* 2006. Vol. 1. No 1, pp. 1–23. (In Russian).

6. Diagenez i katagenez osadochnyh obrazovaniy [Diagenesis and catagenesis of sedimentary formations]. Ed. by G. Larsen and G. V. Ghilingar. Moscow: MIR. 1971. 463 p.

7. Lozin E. V. Geologiya i neftenosnost' Bashkortostana [Geology and oil content of Bashkortostan]. Ufa: Bash-NIPIneft. 2015. 704 p.

8. Fortunatova N. K., Kartseva O. A., Baranova A. V. i dr. Atlas strukturnyh komponentov karbonatnyh porod [Atlas of structural components of carbonate rocks]. Moscow: VNIGNI. 2005. 440 p.

9. Khvorova I. V. Atlas karbonatnyh porod srednego i verhnego karbona Russkoj platformy [Atlas of carbonate rocks of the Middle and Upper Carbon of the Russian platform]. Moscow: Izd-vo AN SSSR. 1958. 170 p.

10. Sholle, P. A., Ulmer-Sholle, D. S. 2003: A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis. *AAPG Memoir.* 77. 474. Published AAPG, Tulsa, Oklahoma, U.S.A.

11. Aktualizirovannye GIS-pakety operativnoj geologicheskoj informacii [Elektronnyj resurs] *GIS-Atlas «Nedra Rossii»*: [*sajt*]. URL: http://atlaspacket.vsegei.ru/#027723fa484b679a17 (23.01.2019). (In Russian).

Рясной Андрей Андреевич — инженер, аспирант, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия. <Andrey_Ryasnoy@vsegei.ru> Савельева Елена Николаевна — канд. геол.-минерал. наук, зав. лабораторией, Башкирский научно-исследовательский и проектный институт нефти (ООО «РН-БашНИПИнефть»). Ул. Ленина 86/1, Уфа, Республика Башкортостан, 450006, Россия. <SavelevaEN@bashneft.ru>

Ryasnoy Andrey Andreevitch – Engineer, Post-graduate Student, A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny prospect, St. Petersburg, 199106, Russia. <Andrey_Ryasnoy@vsegei.ru>

Saveleva Elena Nikolaevna – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Bashkirian Research and Project Institute of Oil (LLC «RN-BashNIPIneft»). 86/1 Lenin st., Ufa, Bashkortostan Republic, 450006, Russia. <SavelevaEN@bashneft.ru>

Региональная геология: обретение себя

На основе геологических законов Николая Стенона (1669 г.) и методом, который авторы называют генетическим, исследуются становление и эволюция геологии как строгой описательной науки. Показано, что региональную и благодаря ей многоликую геологию создала стратиграфия, которая обусловила главную научную модель нашей науки — геологическую карту и главный научный метод — геологическую съемку. Эпитет «описательная» в применении к геологии выражает ее преимущество перед другими строгими науками, заключающееся в безграничных возможностях фактологического обоснования ее заключений.

Ключевые слова: геология, региональная геология, метагеология, стратиграфия, генетический метод.

R. A. ZHUKOV, EH. M. PINSKY (VSEGEI)

Regional geology: to find oneself

Authors, being guided by geological laws of Nicholas Steno (1669) and using the method, which they called as genetic, have studied the formation and evolution of geology as a rigorous descriptive science. It is shown that regional geology and owing to it, comprehensive geology, originated from stratigraphy, which created the main scientific model of our science – the geological map, and the main scientific method – the geological survey. The epithet "descriptive" as applied to geology expresses its advantage over other rigorous sciences, consisting in the limitless possibilities of factual substantiation of its conclusions.

Keywords: geology, regional geology, metageology, stratigraphy, genetic method.

Как цитировать эту статью: Жуков Р. А., Пинский Э. М. Региональная геология: обретение себя // Регион. геология и металлогения. – 2019. – № 77. – С. 40–51.

Знание некоторых принципов легко возмещает незнание некоторых фактов.

Клод Гельвеций. Об уме

Введение. Статья посвящена становлению и эволюции региональной геологии, которая, по нашему убеждению, является системообразующим ядром многоликой геологии. Тем самым эта статья трактует обо всей геологии, генезис которой двойствен. Ее зарождение в 1669 г. обусловили дедуктивные законы Стенона, но становление ее, направляемое этими законами, состоялось спустя 160 лет лишь благодаря накоплению фактического материала региональных полевых исследований. Последнему обстоятельству и обязана популярная квалификация геологии как якобы чисто описательной науки.

Особо подчеркиваем, что смыслом статьи является не историография геологии. Главные вопросы, на которые отвечает работа: почему, вследствие чего, в силу каких факторов формировались ограниченные временными рубежами эволюционно значимые состояния геологии, они же *стадии* ее эволюции. Используемый метод, впервые раскрывающий генезис таких состоянийстадий, мы называем *генетическим*, а выделяемые состояния-стадии, чтобы они ассоциировались с этим методом, именуем фазами геологии.

В качестве аксиом в основу статьи положены следующие утверждения:

1. Ядро многоликой геологической науки образует *региональная геология*, понимаемая как система стратиграфии, геотектоники, литологии, петрологии и учения о метаморфизме.

2. В отличие от факта бытового, «научный факт не имеет своей абсолютной сущности вне теоретической системы; он получает собственно фактуальный статус ... всегда только в... теоретическом контексте...» (И. Лакатос [7, с. 74–75]; курсив цит. автора. – Авторы).

Метанаучная фаза геологии. Содержание фазы составляют законы геологии, которым посвящена наша предыдущая работа [6], здесь же мы обосновываем правомерность и смысл названия этой фазы. Принимая во внимание полевые наблюдения Стенона (об их специфике см. в нашей работе [6]) во время его путешествий в Тоскане (1667–1668 гг.) и год выхода в свет геологического труда анатома (1669 г.), временные рубежи характеризуемой фазы – 1667–1669 годы. Ниже, оправдывая название фазы, мы объясняем закономерный характер «странного» генезиса Стеноновых законов и нашей науки в целом. Для адекватного ее восприятия важно понять, благодаря чему законы геологии могли быть открыты на полтора века раньше ее становления и обретения ею имени «геология»? Чем объясняется, что автором законов геологии и тем самым «основоположником научной геологии» [15] стал *анатом* Стенон? В силу чего именно эти законы направляли эволюцию геологии и актуальны сегодня, три с половиной века после их открытия?

Древнегреческая приставка «*ме́та*» (µєта) «обозначает выход за пределы чего-либо» [16, с. 345]. Это значение приставки проясняет генезис и смысл, например, термина «*метаморфизм*». В главном же своем значении эта приставка «обозначает *уровень* описания какого-нибудь объекта или системы... высшего [уровня] по отношению к предыдущему описанию»¹ (Там же).

Раскрыть смысл этого туманного определения не составит труда, если признать главное: «наличие у каждой науки принципиальной необходимости *теоретического самоосмысления*» [1, с. 6], т. е. рефлексии². При этом каждая наука разрабатывает «собственно научную методологию» (Там же). «Методологию», - поскольку именно она занимается «исследованием и проектированием методов научно-познавательной деятельности» [22, с. 505]. Но методологию «собственно научную», поскольку каждая конкретная наука разрабатывает не фундаментальную, а свою, прикладную, методологию, определяемую особенностями собственного объекта. Таковы природа и смысл метагеологии [5]. Ее объект двойствен: с одной стороны, это объект именно методологии – процесс любого научного исследования, с другой – исследования именно геологического, определяемого объектом геологии. Это обстоятельство акцентирует тезис, вынесенный И. П. Шарапововым на обложку его книги «Метагеология»: «Каждая наука, достигнув определенного уровня развития, порождает свою метанауку и начинает познание себя самой» [21]. Впрочем, как показано в работе [6], метатеоретическая компонента геологии – дедуктивная система законов Стеннона – *пред*шествовала ее становлению и предопределяла его.

Таким образом, выражая смысл «высшего уровня», или «этажа», теоретического знания, «собственно научная» методология всякой конкретной науки обозначается ее именем с приставкой «мета». Необходимо лишь иметь в виду, что метатеоретические этажи наук могут быть представлены утверждениями любого ранга: законами, принципами и целыми метатеориями. Ближайшими примерами служат «собственно геологические» законы Стенона, в том числе принятые стратиграфией в качестве первого и второго фундаментальных ее принципов. Методологически прикладным, метанаучным является (и используется в таком качестве многими науками) «собственно физический» *принцип* *дополнительности* — метафизический вариант диалектического закона тождества противоположностей. Целыми метатеориями выступают *метаматематика и металогика*, несмотря на то, что и без приставки «мета» эти науки обладают в некотором смысле метанаучным статусом.

Важно, что обращение к методологии, фиксируемое метаэтажами теоретических функций наук, не является самоцелью. Оно – единственное теоретическое средство повышения эффективности методов, адекватности объяснений и надежности прогнозов. А главное условие этих эффектов – общность законов и принципов – обеспечивает, конечно, и методология. «Рефлексия» и приставка «мета» к словам «наука», «знание», «теория» и т. п. являются атрибутами всякого теоретического исследования.

Таким образом, название обсуждаемой фазы как метанаучной обусловлено рафинированно теоретической природой Стеноновых законов геологии. Именно они обеспечили возможность в новой для анатома области «распространить исследование на все ископаемые тела... подвергнуть исследованию любое твердое тело, естественно заключенное в твердом...» [17, с. 14-15]. Решение так поставленной проблемы осуществимо лишь методом дедукции из самых общих законов науки. И неважно, кем по своей специальности был обратившийся к ним ученый – анатомом, химиком, врачом... Неважно и то, что науки геология, основу которой заложили законы Стенона, в его время еще не существовало. Важно лишь, что, решая физическую (как думал анатом) проблему, он, во-первых, профилирующим свойством природных объектов сделал твердость, отличающую горные породы, «кирпичики» объектов будущей геологии. Что, во-вторых, при этом он понимал: лишь из самых общих законов можно дедуцировать безусловно истинные конкретно-научные заключения, составляющие золотой фонд любой науки. Отсюда категоричность тезиса основоположника геологии, к которому мы призываем коллег прислушаться: «не могут не быть наилучшими те законы Природы, которые являются всеобщими...» (Там же, с. 15-16).

Достратиграфическая фаза геологии как науки отвечает полуторавековой эволюции «предгеологии» от Стенона до Смита. Ранний рубеж данной фазы нашей науки, совпадающий с поздним рубежом метанаучной ее фазы, — 1669 год. Название обсуждаемой фазы отражает то обстоятельство, что в свое время именно биостратиграфический метод Вильяма Смита сделает осуществимой стратиграфическую корреляцию, обязанные ей геологическое картографирование и стремительное становление региональной геологии в целом.

Этой «предстратиграфической» фазе своим происхождением обязаны многие поныне актуальные идеи и понятия геологии. Генетическая знаменательность этого обстоятельства объясняется тем, что все они создавались исключительно натуралистами-естествоиспытателями «широкого

¹Здесь и далее, кроме оговариваемых случаев, курсив в цитатах принадлежит авторам статьи.

² От лат. *reflexsio* – обращение назад, осмысление человеком собственных действий и их законов, но не от *refleksus* – рефлекс, реакция живого организма на раздражения рецепторов.

профиля» и философами. Их роль в создании геологии ранее либо не привлекала к себе внимания, либо, напротив, оценивалась как деятельность геологов-профессионалов, которых в действительности тогда еще не существовало. В XVII в. это были современники Стенона — Роберт Гук (1635—1703 гг.) и Готфрид Вильгельм Лейбниц (1646—1716 гг.).

Естествоиспытатель-энциклопедист Гук открыл носящий его имя закон физики, предвосхитил закон всемирного тяготения Ньютона, ввел в науку термин «окаменелость» и на год опередил работу Стенона своим докладом перед Королевским обществом Великобритании о природе землетрясений.

Великий философ, логик, математик, физик, изобретатель, юрист, историк, языковед, энциклопедист Лейбниц в работе «Протогея» (1693 г.) высказал революционную для того времени идею эволюции Земли. Огромную роль для естествознания сыграло введенное Лейбницем в науку понятие «модель», которое было ассимилировано геологией лишь во второй половине XX столетия.

Начало XVIII в. ознаменовал последователь Стенона Джованни Ардуино (1714–1795 гг.) – горный управляющий Тосканы, профессор минералогии и металлургии университета Венеции. Именно он своими многочисленными публикациями сделал достоянием естествознания Стенонов закон «выше - моложе». Этому закону, напомним, стратиграфия обязана одной из двух своих фундаментальных функций, геология в целом - понятием «геологическое время», а естествознание, кроме того, - истинным смыслом связи овеществленного пространства и времени. Просуществовавшая до 1959 г. третичная система генетически восходит к представлению Ардуино о трехчленном строении осадочных толщ земной коры, названных им первичными, вторичными и третичными отложениями.

Геологам необходимо иметь в виду, что гениальный философ Иммануил Кант (1724–1804 гг.) в 40–50-е годы XVIII столетия выступал как теоретик-естествоиспытатель «с геологиче-ским уклоном», чей вклад в нашу науку более значителен, чем многих именуемых геологами его современников. Первый том сочинений Канта, изданный в 1963 г., составляют неизвестные геологам естественнонаучные и геологические работы¹. Генетически показательно, что Кант не упомянут даже в самой полной из нам известных работ по *истории* геологии (именной указатель содержит 439 фамилий), написанной В. В. Белоусовым

в годы Отечественной войны [2]. Геологи могли не узнать и о самой значительной естественнонаучной работе Канта — «Всеобщей естественной истории и теории неба» (1755 г.). Она получила известность спустя полвека благодаря астроному, математику и физику Пьеру Симону Лапласу. Ему наука обязана космогонической гипотезой Канта — Лапласа (1796 г.), породившей одну из самых плодотворных концепций геологии — контракционную.

Только из монографии К В. Симакова [15] коллеги узнают о важном вкладе в современную геологию основателя химии Антуана Лавуазье (1743-1794 гг.), который также не упоминается в работе [2]. В 1766-1777 гг. Лавуазье принимал участие в описании горных пород Франции. А позже в небольшой заметке, подчеркнув теоретический метод своего исследования, он, «во-первых, высказал мысль о наличии фациальных изменений одновозрастных отложений. на полстолетия опередив и Л. К. Прево и А. Грессли, во-вторых, впервые выдвинул идею чередования трансгрессий и регрессий, предвосхитив развивавшуюся в конце XIX в. А. Рюто и другими исследователями концепцию регрессивно-трансгрессивных циклов, и, наконец, на сто с лишним лет раньше А. Грабау продемонстрировал разницу между трансгрессивными и регрессивными перекрытиями [15, с. 97] (курсив цит. автора. – *Авторы*).

Естествоиспытателями «широкого профиля» в XVIII столетии были и те, кого современная геологов рассматривает как профессиональных геологов. К ним относят, в частности, профессионального врача Георга Христиана Фюкселя (1722–1773 гг.), автора понятий «пласт» (страта) и «формация» (толща горных пород), которого представляют иногда даже как одного из основателей стратиграфии. Обязанности врача при князе, владельце Тюрингии, он совмещал с должностью ответственного за организацию естественнонаучных коллекций, а в конце жизни и библиотекаря.

Неправомерно считать профессионалом-геологом и Жоржа-Луи Лекле́рка графа де Бюффо́на (1707—1788 гг.), хотя ему принадлежит гипотеза развития Земли, отличавшаяся недооценкой роли вулканизма и тектонических движений. Этот многогранный натуралист, биолог, математик и популяризатор науки был членом Академии наук Франции — за серию работ по математике.

Более других естествоиспытателей в XVIII в. статус профессионального геолога заслуживает шотландский физик и химик, доктор медицины Джеймс Геттон (1726—1797 гг.). Об этом говорят не только совмещаемые им со многими другими занятиями 25-летние (!) размышления над проблемами геологии, но и геологическая по своей цели экспедиция в Северной Шотландии, специально предпринятая Геттоном для верификации его геологических идей. В своей «Теории Земли» Геттон обосновал не потерявшие значения и ныне идеи плутонизма. Он же одним из первых осознал, что длительность геологического

¹Мысли об общей оценке живых сил (1746 г.); Исследование вопроса, претерпела ли Земля в своем вращении вокруг оси, благодаря которому происходит смена дня и ночи, некоторые изменения со времени своего возникновения (1754 г.); Вопрос о том, стареет ли Земля с физической точки зрения (1754 г.); Применение связанной с геометрией метафизики в философии природы (1756 г.); О причинах землетрясений (1756 г.); Новые замечания для пояснения теории ветров (1756 г.); План лекций по физической географии и уведомление о них (1757 г.); Новая теория движения и покоя (1758 г.).

времени измеряется многими миллионами лет. Геттону принадлежит также идея принципа актуализма.

Фаза становления геологии обусловлена формированием системного ее ядра — региональной геологии. Ибо «региональная геология — это *начало* геологии и *основа* всего дальнейшего геологического изучения...» [4, с. 15]. Временные рубежи фазы определяют два генетически значимых события. Первое — составление в 1815 г. создателем биостратиграфического метода Вильямом Смитом *первой геологической карты* (Англии). Второе — год официального создания (1832 г.) *первой геологической службы* (Англии).

Наш метод уяснения генезиса геологии основан на тезисе, что региональную геологию определяет и генерирует ее «святая троица»: главный метод — геологическая съемка, главная модель геологическая карта и организационно-технологическая форма двух этих «ипостасей» — геологическая служба. Эта троица, как подчеркивалось ранее, «порождена... чисто логическим законом нашей науки» [6, с. 85]. Имеется в виду Главный закон геологии: геологические объекты уникальны — их свойства неповторимы во времени и пространстве, — конкретизирующий исходный в дедуктивной системе законов Стенона всеобщий закон уникальности природных объектов (Там же, с. 82).

Хотя каждый из элементов троицы специфичен для региональной геологии, однако по отдельности ни один из них не выражает ее сущности. Поэтому действительный механизм становления геологии раскрывается путем анализа взаимообусловленности всех трех этих элементов.

Генетическую связь с Главным законом геологии наглядней других элементов троицы демонстрирует геологическая съемка — научное геологическое исследование высшей сложности, которое в России называют геологосъемочными работами. Мы не знаем, что именно помогло Стенону осознать объективную уникальность каждого объекта Природы. Подчеркиваем, что уникальность эта объективная (устанавливаемая по бесконечному множеству свойств), и поэтому она нисколько не мешает заключать об условном тождестве объектов по небольшому числу свойств, определяемому конкретной задачей. В частности — задачей стратиграфической корреляции.

То обстоятельство, что геологическая съемка есть методическое отображение уникальности геологических объектов, принципиально важно. Для геолога-съемщика риск упустить важное свойство данного объекта, даже кажущегося неотличимым от однотипных объектов, актуален при любой детальности съемки. В зависимости от ее масштаба покрывающая исследуемую территорию более или менее равномерная и густая сеть «точек наблюдения» отображает и Главный закон геологии, и сам процесс геологической съемки. Эти точки фиксируются на топографической карте, к ним привязывают наблюдения в интервалах между ними, и в совокупности именно они отображают более 95% фактического материала геологии, обилию которого она обязана своим названием *описательной* науки. И это не преувеличение – о том свидетельствует коллектив авторитетных специалистов: «...государственное геологическое картографирование является основным и *фактически единственным* системным направлением геологических исследований, которое формирует банк фундаментальной информации о геологическом строении и минерагеническом потенциале территории...» [14, с. 6].

Специфику методики и технологии геологической съемки в значительной мере определяют ее цель и основной смысл научного ее результата геологическая карта. Чего же именно не хватало естествоиспытателям-геогностам, чтобы осуществить геологическую съемку, создающую громадные объемы фактического материала, и превратить «предгеологию» в *описательную* науку геология, а себя — в геологов в полном смысле этого звания? Естествоиспытателям не хватало простого и удобного критерия изохронности территориально разобщенных разрезов как условия осуществимости второй непременной функции стратиграфии — стратиграфической корреляции стратонов.

Потребность в таком критерии на рубеже XVIII и XIX столетий удовлетворил (как тогда казалось, – навсегда) английский землемер и гидротехник-самоучка Вильям Смит (1769-1839 гг.). Свою страсть изучать ископаемую фауну и наблюдать залегание содержащих ее осадочных толщ Смит конвертировал в биостратиграфический метод. Его смысл определяет принцип, обнаруженный нами в развернутом комментарии к методу, который изучал племянник В. Смита, известный геолог Дж. Филлипс. Принцип гласит: «...различные слои могут быть идентифицированы в удаленных районах... по специфическому составу заключенных в них органических остатков» [15, с. 122]. Но теоретическое обоснование своего интуитивного метода Смита не интересовало. Зато в условиях не сформированной еще геологической науки он, апробируя свой метод, проявил себя в 1815 г. как первый геолог-съемщик и составил первую в мире геологическую карту (Англии и Уэльса с частью Шотландии) в масштабе 5 миль в дюйме (~1:310 000)¹.

Велико искушение считать годом становления региональной геологической науки год публикации этой карты Смита — 1815-й. Тем не менее это была всего лишь одна геологическая карта, составленная одним Смитом. Тогда как региональную геологию характеризуют система разномасштабных геологических карт, именуемая масштабным рядом, и коллективы геологов-съемщиков в

¹Мнение, согласно которому геологические карты появились в XVIII в., основано на ошибочном отнесении к ним примитивных литолого-минерагенических карт, которые именовались «геогностическими».

партиях и отрядах. А поскольку у разных геологов нередко бывает разное «видение» одного и того же обнажения, постольку коллективные геологические съемки и создаваемые ими геологические карты осуществимы лишь при перманентном методико-технологическом согласовании исследований и отдельных исполнителей, и коллективов. Примем также во внимание, что геологическое строение территорий стран отображают именно государственные по статусу геологические карты и производящие их геологические съемки. Это означает, во-первых, что съемки обязаны быть кондиционными по густоте сети наблюдений, а геологические карты – кондиционными по фактографической их нагрузке и обоснованности. Во-вторых, кондиционные геологические съемки и карты обязаны быть *vнuduuupoванными* по используемым методикам, технологиям и изобразительным средствам.

Очевидно, что требованиям региональной геологии, выделенным в предыдущем абзаце курсивом, способна удовлетворять геологическая служба. Именно геологическая служба, и только она – в общепринятом, разумеется, ее понимании - технологически взаимообусловливает процесс геологических съемки и создания геологической карты. Зная, что ранее ни одна страна не имела опыта создания государственных геологических служб с их кодексами, инструкциями и административной спецификой, нельзя не поразиться тому, что первая же английская геологическая служба стала плодотворной с момента своего создания в 1832 г. Поразителен и показателен и тот факт, что в последующие всего лишь 50 лет в мире сформировались 13 национальных геологических служб, в том числе в 1882 г. Геологический комитет России.

Таким образом, обеспечив организационнотехнологическую связь съемки и геологической карты, именно геологическая служба Англии придала импульс «святой троице» региональной геологии и тем обусловила ее становление как описательной науки. Мы не хотим этим сказать, что подразумеваем становление региональной геологии в течение 1832 г. Эта дата официального оформления геологической службы Англии ознаменовала, вероятно, лишь завершение процесса становления нашей науки. И если от законов Стенона это событие отделяют 160 лет, то от геологической карты Смита – не более 17 лет. Сказанное позволяет считать, что символами рассматриваемой фазы являются, во-первых, Вильям Смит и, во-вторых, другой выдающийся англичанин, автор идеи геологической службы Англии, имя которого мы, к сожалению, выяснить не смогли (рис. 1).

Тривиальный исторически, этот факт приводит к генетически нетривиальному многоаспектному выводу. Он состоит в том, что из всех системно связанных дисциплин нашей науки именно стратиграфия, окончательно обретя себя благодаря Вильяму Смиту, обнажила ключевую идею геологического картографирования, вызвала к жизни геологическую службу Англии и создала в «соавторстве» с этой службой региональную геологию. Этот генетически важный вывод, во-первых, объясняет появление на этой эволюционной стадии Чарльза Лайеля, с трудов которого, по мнению некоторых коллег, «современная геология берет свое начало» [19, с. 40]. Во-вторых, этот вывод наполняет смыслом и оправдывает название предыдущей фазы как достратиграфической.

Последнее замечание делает удивительным, на первый взгляд, и требует объяснения тот знаменательный факт, что *принцип* биостратиграфии Смита среди принципов *современной* стратиграфии отсутствует. И это закономерно. В самом деле, если *первая* функция стратиграфии – объяснять временную последовательность слоев в разрезе – базируется на отображаемой законом Стенона объективной реальности (гравитация), то функция *вторая* – коррелировать территориально разобщенные слои согласно приблизительным критериям их одновозрастности – есть



Рис. 1. Вильям Смит (1769– 1839 гг.), создатель биостратиграфического метода, позволившего ему в 1815 г. стать автором первой в мире геологической карты Англии, Уэльса и Южной Шотландии в масштабе 5 миль в дюйме (~1:310 000)

отображенная потребность геологического картографирования, лишенная объективной однозначности. Неслучайно Главный закон геологии и частное его выражение – принцип уникальности стратонов – делают сыгравший ключевую роль в становлении нашей науки принцип Смита, строго говоря, некорректным. Одним из тех, кто показал эту некорректность, был Герберт Спенсер, едва ли не единственный философ, принятый геологическим сообществом как «свой». В 1859 г. в статье «Нелогическая геология» он подчеркивал: «Мы не имеем никакого основания с достоверностью полагать, что формации, содержащие одинаковые органические остатки, одновременны по своему происхождению. Точно так же слишком смело было бы утверждать, что формации, содержащие различные органические остатки, непременно различны по времени своего происхождения» (Цит. по [15, с. 164]). И действительно, разве через миллионы лет наши коллеги будут вправе заключать о разновозрастности разобщенных современных нам одновозрастных отложений, если в одних обнаружат ископаемую фауну сегодняшних моржей, а в других – макак? Поэтому мы разделяем мнение К. В. Симакова о том, что в цитированной работе Спенсер «поставил фундаментальную... проблему: как осушествлять временную координацию феноменов, происходивших в пространственно разобщенных, метахронно развивающихся локальных системах...» (Там же, с. 166; курсив цит. автора. – Авторы). Как решает эту проблему современная стратиграфия, мы обсуждаем в рамках фазы зрелой геологии.

Фаза зрелой геологии характеризует переживаемое нами современное ее состояние. Ее ранний рубеж, 1832 год, отвечает времени завершения фазы становления нашей науки.

Зрелость геологии, как и любой науки, определяют два признака, или критерия. Первый признак — это наличие *собственных законов*, которые обусловливают полноценность фундаментальных и прикладных функций дисциплин адекватность Природе объяснений и эффективность основанных на них прогнозов. «Науки, не обладающие своими законами и теориями, автоматически отнесены в разряд незрелых, зависимых, надстроечных», а потому самостоятельно неполноценных» [13, с. 11]. Вторым признаком является *полнота и целостность* объекта науки.

Если фазой своего становления геология обязана исключительно стратиграфии, то наступление фазы зрелости нашей науки — по обоим критериям — обусловила *геотектоника*. Вопреки распространенному мнению о ее древности, она как самостоятельная наука, обладающая своим целостным объектом, моложе старшего из авторов этой статьи. Геотектонику создал в 1934 г. сотрудник Геолкома с 1912 г. и ЦНИГРИ¹, профессор Ленинградского горного института Михаил Михайлович Тетяев. Ознаменовавшую создание этой науки монографию «Основы геотектоники» открывает следующее замечание ее автора: «Предлагаемая работа является *первым* опытом *обоснования* геотектоники как науки о структуре Земли в целом» [18, с. 3], поскольку она «не получила еще признания как *самостоятельная* отрасль науки» (Там же, с. 42).

Геологи старшего поколения, вероятно, помнят, что в конце 50-х годов XX столетия попытки немногих коллег выходить в своих рассуждениях за пределы земной коры квалифицировались лишенным научного смысла фантазерством. Однако комментарий 1934 г. «фантаста» М. М. Тетяева к его определению объекта геотектоники сегодня сделал бы честь любому трезвомыслящему ученому-геологу. «Теряя целостное представление о Земле, - писал основатель геотектоники, - мы теряем возможность и уяснения причин ее изменений, ибо только в Земле как целом мы вскрываем источник ее самолвижения и саморазвития, а следовательно, и изменений ее структуры» (Там же, с. 6). И далее: «Процесс геотектогенеза можно понять только как одну из форм жизни Земли как целостной материальной системы» (Там же, с. 50).

Иллюстрируя наступление фазы зрелости геологии, нельзя не отметить два актуальных по сей день аспекта понимания геотектогенеза создателем геотектоники. Во-первых, то обстоятельство, что «современная стадия развития Земли в ее общем виде характеризуется... преобладанием явлений расширения над сжатием...» (Там же, с. 53). Во-вторых, то, что «говорить об угасании геотектонических процессов на Земле невозможно...», напротив, «можно говорить об активизации явлений... о развивающейся борьбе сжатия и расширения, где расширение является ведущим началом...» (Там же, с. 284). Подчеркнем также, что пока еще модная точка зрения, согласно которой объектом геологии Земля как целое стала только в 60-х годах XX столетия и якобы благодаря только «новой глобальной тектонике», лишена оснований. Сама по себе последняя была и де-факто остается не более чем «тектоникой литосферных плит».

Геотектоника М. М. Тетяева – единственная геологическая дисциплина, создание которой сам ее автор начинал с методологического обоснования ее. Сейчас речь не о Стеноновых законах геотектоники², которые стали известны отечественным геологам благодаря М. М. Тетяеву за четверть века до перевода брошюры Стенона на русский язык в 1957 г. Мы имеем в виду использование М. М. Тетяевым в качестве методологической базы геотектоники положения диалектики, согласно которому «Земля как небесное тело, как узел сгущения материи на месте ее прежнего рассеяния следует... основному закону развития

¹ ЦНИГРИ – Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт, переименованный в 1939 г. во ВСЕГЕИ.

² О них М. М. Тетяев писал: «Их четкая и ясная формулировка и вместе с тем их глубокое значение как *основных* положений геотектоники, сохраняющих свою свежесть до настоящего времени, дают право рассматривать Стенона как основателя современной геотектоники» [18, с. 15].



Рис. 2. Профессор Ленинградского горного института М. М. Тетяев (1882–1956 гг.), создатель геотектоники как отдельной дисциплины (1934 г.)

в виде взаимодействия притяжения и отталкивания, развивающегося в конкретной обстановке Земли...» (Там же, с. 47). В этой обстановке «взаимодействие между притяжением и отталкиванием... приобретает конкретную форму борьбы сжатия и расширения... (Там же, с. 52; курсив М. М. Тетяева. – Авторы).

Основания геотектоники заставляют задуматься и над тем, почему в нашей науке во все времена *теоретически* обоснованные идеи всегда встречались в печати либо глухим молчанием как первые пять лет после выхода «Основ геотектоники»¹, либо последовавшей позже «дружной» и, как показало время, безосновательной критикой с позиций примитивного эмпиризма. Мы полагаем необходимым сообщить коллегам несколько фактов, характеризующих забытого некоторыми творца геотектоники (рис. 2).

Психологи утверждают, что мысль считается оформленной, когда она способна пролиться дождем слов. Отличающие гениев оформленные четкие идеи создателя геотектоники изливались ливнями слов. По свидетельству его ученика, «съемщика № 1» Советского Союза С. А. Музылёва, «нередко статью в один печатный лист он писал почти в один присест. Даже такая книга, как «Основы геотектоники», объемом 24 авторских листа, заняла у него всего один месяц работы, правда, при наличии расшифрованной стенограммы его лекций» [11, с. 128]. Непререкаемый авторитет для геологов-съемщиков, сам «съемщик от бога» и, к слову, автор понятия «шарнир складки», создатель геотектоники на официальном уровне либо замалчивался, либо подвергался критике как оторванный от насущных проблем геологии теоретик. Хотя именно он на основании фактического материала опроверг общепринятую в свое время концепцию «древнего темени Азии» Эдуарда Зюсса. Хотя и репрессирован был «оторванный от насущных проблем» М. М. Тетяев в 1949 г. по обвинению в развитии МСБ зарубежья за оправдавшийся через 35 лет его прогноз Львовского каменноугольного бассейна. Самое же досадное и необъяснимое состоит в том, что ВСЕГЕИ, немало обязанный М. М. Тетяеву сохранением своего уникального научного профиля², не нашел места в галерее портретов своих выдающихся представителей создателю геотектоники, сотруднику Геолкома – ЦНИГРИ с 25-летним стажем с 1912 г. и заместителю его директора по науке в 1932-1934 гг.

Расширение списка свойств Земли как целостного объекта геологии ускорилось во второй половине минувшего столетия благодаря успехам геофизики и под влиянием тектоники литосферных плит. Геофизика вызвала к жизни конкурирующие гипотезы внутреннего строения планеты, вплоть до ее ядра (и, в частности, концепцию плюмов), а стимулированное концепцией мобилизма изучение дна океанов, как это ни парадоксально, принесло ей серьезные осложнения. В этом повинен затребованный ею, но противоречащий ей «неблагодарный» фактический материал сотен глубоководных скважин. В этом отношении концепция литосферных плит – явление уникальное. Представляющая себя ядром отдельной от геотектоники науки по имени геодинамика и впечатляющая геологов

¹При том, что книга М. М. Тетяева «пользовалась большим спросом, весь ее тираж (5000 экземпляров) был распродан за два месяца» [11, с. 129].

² На дискуссии о форме геологоразведочной службы страны в марте 1931 г. точка зрения М. М. Тетяева «взяла верх, и в середине 1931 г. семь отделов бывшего Геологического комитета, только недавно превращенных в самостоятельные отраслевые геологоразведочные институты, снова были слиты воедино», образовав ЦНИГРИ, сегодняшний ВСЕГЕИ [11, с. 125].

привлекаемым ею математическим аппаратом, тектоника литосферных плит по своей *генетической* природе – явление гипотетико-эмпирическое. В своей основе она зиждется, во-первых, на «очевидной» – произвольно-гипотетической – интерпретации Тейлором и Вегенером очертаний континентов, а во-вторых, – на эмпирической гипотезе о *принципиальном* различии коры океанов и континентов. Ныне, как и в 1934 г., по меткому замечанию М. М. Тетяева, «в этой новизне старина слышится» [18, с. 31].

Таким образом, признавая огромную заслугу тектоники литосферных плит в расширении объекта геологии – за счет дна океанов, мы констатируем, что она остается эмпирической гипотезой: «не замечает» отсутствия всеобщего закона, который в качестве метанаучного ее основания делал бы эту концепцию *необходимой*. Поэтому по второму критерию эта пока еще экспансивная концепция выражает не зрелость нашей науки, а, напротив, – теоретическую ее *не*зрелость. Не можем не согласиться с Г. Ф. Уфимцевым: «мы присутствуем при историческом моменте предпохоронной суеты вокруг глобальной тектоники, и организуют это мероприятие ее верные апологеты» [19, с. 48].

Заметным вкладом в процесс «глобализации» объекта геологии стало знаменательное событие почти 40-летней давности — выход в свет созданной коллективом авторов под руководством Виктора Людвиговича Масайтиса монографии «Геология астроблем» [8]. Ее авторами впервые была показана материальная структурно-вещественная связь геологического строения регионов с внеземными явлениями. С тех пор импактные структуры стали неотъемлемым объектом региональной геологии и металлогении. Дальнейшая многоплановая разработка В. Л. Масайтисом этой проблематики [9, 10] показала важную ее роль не только в области региональной геологии, но также в геологии и минералогии алмазов, в различных аспектах практики их прогнозирования, поисков и добычи.

Но, как ни странно, завершила превращение планеты Земля в целостный объект геологии самая древняя из фундаментальных дисциплин геологии – якобы сугубо описательная стратиграфия. Не призывая, разумеется, переименовывать эту удивительную науку, мы подчеркиваем, что по всем критериям она всегда была стратилогией. В этом убеждает книга Александра Ивановича Жамойды «Эскиз структуры и содержания теоретической стратиграфии» [4]. Не будучи стратиграфами, авторы с запозданием «вчитались» в названную работу, осознали общегеологическое ее значение и готовы поделиться своим открытием с коллегами. Но прежде подчеркнем знаменательный факт: идеи обсуждаемой монографии были продуманы их автором 17 годами ранее (1994 г.) в статье «Стратиграфическое пространство или мир стратиграфии» [3].

Таким образом, уже четверть века как предложенное «неожиданное» решение проблемы

«стратиграфического пространства» не интересует ни геологов, ни даже стратиграфов. Причина этого кажущегося необъяснимым обстоятельства в главном парадоксе геологии: «в том, что, проявляя неослабное внимание к генезису изучаемых ею объектов, она совершенно не интересуется генезисом самоё себя» [6, с. 78].

Мы констатируем решающую роль геосферной стратиграфии в превращении Земли в целостный объект геологии – по обоим названным выше критериям. Четкость формулировок работы [4] позволяет нам в изложении главных ее положений отдать предпочтение цитатам из этой работы, сопровождаемым лишь краткими нашими комментариями. Геосферную стратиграфию ее автор осторожно определяет как «раздел стратиграфии, изучающий геологический разрез земной коры и, возможно, верхи верхней мантии, с целью их стратификации и выделения как потенциально планетарных оболочек, так и их латеральных фрагментов» (Там же, с. 129). Полагаем, однако, что критерии самого автора позволяют включать в объект геосферной стратиграфии всю нижнюю мантию и ядро Земли. Разумеется, потенциально, по мере познания структуры планеты. Поскольку с полным на то основанием автор отличает стратиграфические разрезы классической стратиграфии, лишенные интрузивных образований, от разрезов геологических, свойственных стратиграфии геосферной, постольку надо иметь в виду, что «в состав подразделений геосферной стратиграфии входят все геологические тела, наблюдаемые (обнаруженные) в геологическом разрезе, не в стратиграфическом» (Там же, с. 128). Важно также, что особенности глубинных геосфер «не имеют принципиальных отличий по отношению к стратиграфии (классической. -Авторы), поскольку рассматриваемые подразделения в целом отвечают принятому в Кодексе определению стратона и... к ним могут быть применены фундаментальные принципы стратиграфии, хотя и с некоторыми оговорками (во всяком случае при современном уровне изученности глубинных структур Земли)» (Там же, с. 130). Авторское уточнение в скобках принципиально важно. И действительно, как ни поразительно, на первый взгляд, но в геосферной стратиграфии сохраняет свой смысл Стенонов закон «выше – моложе», чья сфера действия, как думал его автор, ограничена лишь первичнослоистыми толщами земной коры. Поэтому, рассматривая объект геосферной стратиграфии «как единое геостратиграфическое подразделение, мы должны будем включать в ее состав как слоистые, так и первичнонеслоистые геологические тела, т. е. «стратиграфический» разрез земной коры является геологическим...», который удачно именуется геостратиграфическим и в котором «найдут свое место и интрузивные, дайковые, высокометаморфизованные образования...» (Там же, с. 131; второй курсив цит. автора. – Авторы).

Переходя к рассмотрению геосферной стратиграфии с позиций теоретического ее обоснования в тексте обсуждаемой работы, отметим свое намерение аргументировать более категорично мысль автора идеи о ее полезности «при разработке проблем, связанных с планетой Земля в целом» (Там же, с. 127). В качестве обоснования этой идеи мы квалифицируем подчеркиваемое ее автором «принципиальное различие способов формирования пластообразных и интрузивных первичнонеслоистых тел. Векторы сил, обеспечивающие формирование одних и других, - продолжает автор, - противоположны по направлению, а именно, центростремительные (по отношению к центру Земли) для пластообразных и эксцентричные для интрузивных тел» (Там же, с. 35). Тем самым в качестве аргумента автор указывает на обусловленность геологической эволюции Земли вечной «борьбой» двух главных физических сил гравитации и тепла как типовой формы сил электромагнитных. Именно эти силы в терминах сжатие – расширение обусловливают геотектогенез, по М. М. Тетяеву. Нельзя не согласиться с автором и в объяснении соотношения классической и геосферной стратиграфии как проявлении принципа дополнительности Нильса Бора.

Завершая обсуждение роли стратиграфии в обосновании Земли как целостного объекта геологии, рассмотрим действительный статус стратиграфии. Для этого сначала – о точном смысле понятий «фундаментальный» и «прикладной». Они свойственны всем без исключения логиям, в том числе, конечно, геологии, но не графиям и не метриям. Единственной фундаментальной функцией всех «логий»¹, является объяснение, которое поэтому вынесено в название работы: «Объяснение – функция науки» [12]. Высшей же формой научного объяснения во всех «логиях» является причинно-следственный механизм, или, что то же самое, - внимание, геологи - генезис изучаемого явления в широком смысле. К примеру, физиология изучает механизмы пишеварения, кровообращения, памяти, а геология постоянно обсуждает механизмы литогенеза, тектогенеза, рудогенеза и т. п. В этой связи напомним попутно принцип генетизма Стенона: «Понимание геологического явления воплощается в уяснении его *генезиса*» [6, с. 82]. Принцип справедлив, разумеется, и по отношению к науке об этих явлениях. Примечательно, в частности, название важнейшей геологической дисциплины – металлогения.

Важно, что фундаментальные цели и задачи любая наука ставит себе сама, а не какойлибо руководящий орган типа министерства. Напротив, функция прикладная, состоящая в предсказании, предвидении, прогнозировании явлений и отдельных их свойств во времени и пространстве, осуществляется в соответствие с задачами, которые ставит науке вненаучная практика — промышленное производство, строительство, военное дело и т. п. Фундаментальная

¹ В том числе наук с окончаниями «оника» (би*оника*, геотект*оника*), «номия» (астро*номия*), «гения» (металло*гения*), «ика» (физ*ика*, топоним*ика*), «ия» (истор*ия*, хим*ия*). функция каждой «логии» обслуживает все множество прикладных ее задач, поскольку именно «объяснение всегда составляет основу для [эффективных] предсказания или ретросказания, а предсказание и ретросказание всегда основываются на объяснении» [12, с. 238]. Это нелишне иметь в виду всем, кто эффективность металлогении, главной прикладной дисциплины геологии, усматривает не в построениях региональной геологии, а, например, в дистанционных методах или методах математической статистики.

Возвратимся к стратиграфии. Как и все геологи, мы до прочтения монографии [4] и работы над этой статьей разделяли общеизвестную «очевидность»: стратиграфия – именно графия, наука чисто описательная. Однако эта «очевидность» совершенно не вяжется с вскрытым нами генезисом геологии, с тем, что своим становлением она обязана именно стратиграфии. Как известно, функция описания — сама по себе — не способна чтолибо создавать. Она важная, необходимая и незаменимая во всех естественных науках, но именно служебная функция. Назначение же первой, фундаментальной, функции стратиграфии, как мы констатировали выше, - объяснять (законом Стенона) природную, объективную последовательность слоев в разрезе. Она – фундаментальная функция стратиграфии именно как «логии», тогда как приписанная ей традицией «графия» отображает в ней лишь служебную функцию любых наук, в частности, например, литологии².

Вторая же, прикладная, функция стратиграфии, базирующаяся на первой, фундаментальной, состоит в том, чтобы, руководствуясь потребностями геологии, «предвидеть», разрабатывать и «снабжать» геологию удовлетворяющими ее результатами стратиграфической корреляции. Последние получают на основе приблизительных критериев одновозрастности территориально разобщенных стратонов. Эту функцию «обслуживают», регламентируют третий и четвертый фундаментальные принципы стратиграфии. Ими, напомним, являются соответственно «принцип гомотаксальности последовательностей признаков в удаленных друг от друга стратиграфических разрезах (принцип Гексли)» и «принцип хронологической взаимозаменяемости признаков (принцип Мейена)» [4, с. 52]. Однако уникальность стратиграфии проявляется и в этой ее функции. В отличие от других наук (включая геологию в целом), чьи прикладные задачи определяет вненаучная практика (промышленное производство, строительство, военное дело и т. п.), прикладная функция стратиграфии вызвана к жизни исключительно потребностями геологической науки, в первую очередь задачами геологического картографирования.

Таким образом, мы констатируем: наука стратиграфия с момента ее рождения обладает

² Как известно, литология и петрология объединили свои «графии», образовав одну на двоих петро*графию*.

статусом фундаментальной «логии», которая к тому же уникальна по научной, именно геологической потребности в прикладной ее функции. И эту уникальность, как нетрудно заключить, определяет уникальная не только в геологии, но и в естествознании в целом ее функция «хранительницы» времени. Нам представляется, что своей решающей ролью в становлении и эволюции геологии как *науки* стратиграфия заслужила право именоваться ее *прародительницей* ¹.

Акцентируя внимание на основополагаюшей роли стратиграфии в становлении геологии, считаем необходимым подчеркнуть, что все воистину уникальные особенности стратиграфии отражены – частью латентно – в работе [4]. Эти особенности «управляются» четырьмя «фундаментальными принципами стратиграфии». которые, если уточнять, включают два закона стратиграфии (первый и второй принципы) и два (третий и четвертый) собственно принципа (синхронизации отложений). Благодаря второму принципу стратиграфии (закону последовательности напластований, который трактует о связи овеществленного пространства и времени), говоря словами Б. С. Соколова, «время, привязанное к событиям прошлого, стало такой же реальностью, как и чисто физические документы геологии и палеонтологии. Оно есть дление между реальными событиями, а не нечто независимое от живой картины мира» (Там же, с. 35; полужирный шрифт цит. автора. – Авторы). Важнейшую методологическую нагрузку несет «первый принцип» — закон уникальности стратонов. Именно он требует осознавать «субъективный элемент», неустранимый в практике совершенствования и применения третьего и четвертого принципов. В замечании автора, что данный элемент ему «не кажется недостатком, скорее является достоинством, поскольку этим достигается цельное восприятие природного объекта» (Там же, с. 130), проявлено дефицитное в нашей науке «теоретическое самоосмысление» стратиграфии.

Обсужденные выше фундаментальная и прикладная функции «стратилогии» отвечают соответственно первой и второй задачам стратиграфии. «Первая задача – выяснение конкретных взаимоотношений комплексов горных пород и последовательность их формирования для отдельных участков земной коры... Вторая задача – установление пространственно-временных соотношений выделенных стратонов по латерали и создание корреляционных стратиграфических схем как элементов стратиграфической корреляции геологических образований в глобальном масштабе» (Там же, с. 44). А третья, важнейшая задача, которую мы не рассматриваем в этой работе (перманентное совершенствование Международной стратиграфической шкалы и Шкалы геологического времени), «является необходимой базой

¹По мнению рецензента А. И. Жамойды, это слово о другом – о рождении нового рода объектов или понятий. каждого историко-геологического исследования — от составления сводных обзорных карт геологического содержания и прогнозирования месторождений полезных ископаемых до разработки самых общих проблем развития планеты Земля» (Там же, с. 44–45).

Завершая обсуждение фазы зрелости нашей науки, нельзя обойти вниманием тему ее строгости. Ибо от строгости науки в немалой степени зависит многоаспектная научно-практическая ее эффективность. Не сводимая к формулам математики строгость любой науки – характеристика логико-методологическая, определяемая прежде всего наличием у данной науки собственных законов. В этом плане задолго до становления геологии ее строгость предопределили открытые Стеноном законы нашей науки. Строгость геологии проявляется во всех элементах ее «святой троицы», прежде всего в главном научном продукте нашей науки – в геологической карте. Более универсальной и строгой модели геологического строения участков земной коры и/или Земли в целом в геологии не существует.

Строгость этой уникальной многоцветной научной графической масштабированной модели определяется тремя факторами. Во-первых, ее картографической основой – математически строгими географическими проекциями планеты Земля, во-вторых, строгой масштабированностью карт и, в-третьих, формализованностью всех графических понятий этих моделей, обеспечиваемой их легендой. Конкретно – формализованностью цветовой гаммы полей карты, краповых символов, обозначений ее контуров и разнообразных линейных элементов. Эти три фактора обеспечивают уникально строгую семантику геологических карт, которую несут не только поля карты и взаимоотношения ее контуров, но буквально каждый миллиметровый их изгиб.

Строгость геологических карт, этих *двумерных* моделей геологического строения регионов, конвертирована в уникальные научно-практические функции геологических карт и геологии в целом. Первая, фундаментальная функция — объяснять генезис, механизм формирования реальных *трех-мерных* структур земной коры. Вторая, прикладная — обеспечивать прогноз их параметров по латерали и на глубину. Причем порой — с невероятной точностью, позволяющей попадать километровыми скважинами в мизе́рные по размерам рудные тела. В сравнении со сложностью последней задачи пресловутые поиски иголки в стоге сена выглядят детской забавой.

Мы надеемся, что этой работой убедили коллег: уникальная научная модель «геологическая карта» воплощает *эволюционно-генетическую взаимообусловленность* стратиграфии, региональной геологии и геологии в целом.

Заключение. В статье впервые выделены и обоснованы генетически значимые фазы геологической науки: метанаучная фаза ее зарождения, фаза достратиграфическая, фаза становления

геологии и современная фаза зрелости нашей науки. Мы полагаем, что аргументировали общий главный вывод этой статьи и работы [6]: генезис, становление и эволюцию региональной геологии обусловила дедуктивная система законов Стенона, которая поныне направляет развитие геологии как строгой эффективной науки.

Также впервые в статье обоснованы следующие важные особенности нашей науки:

1. Региональную геологию и благодаря ей многоликую геологию создала *стратиграфия*, чьи функции выявляют ее статус как фундаментальной стратилогии. Именно стратиграфия в первую очередь обусловила главную научную модель геологии — геологическую карту и главный научный метод нашей науки — геологическую съемку.

2. Вопреки традиционным представлениям о ее древности, геология как *научная* дисциплина — самая молодая в семье естественных наук. Будучи неразрывно связана с массовым производством фактического материала полевых региональных исследований и только в этом смысле «описательная», геология обрела себя таковой лишь в первой трети XIX столетия, а важнейшая ее дисциплина — геотектоника — была сформирована только в 1934 г.

3. Вопреки традиционному заблуждению, эпитет «описательная» в применении к геологии выражает не ущербность, напротив, ее преимущество перед другими строгими науками. Оно проявляется в *безграничных возможностях* приумножения при необходимости фактического материала геологии и соответственно — в безграничных возможностях эмпирического обоснования объяснительных и прогностических ее заключений.

4. Огромные массивы фактического материала геологии свидетельствуют о непреходящей «фактообразующей» роли ее «теоретического контекста». Прежде всего – о значимой роли законов Стенона, предопределяющих *строгость* «описательной» геологии, в частности главной ее модели – геологической карты. Утверждения профессора В. Т. Фролова, что «законы Стенона... интересны лишь как памятники "романтического детства" геологии», что они демонстрируют «теоретическую бедность, немощь геологии» [20, с. 17] – ошибочны, отражают поверхностный взгляд на геологию и дезориентируют ее.

Мы настаиваем на том, что *реальная геология* – *это строгая эффективная наука*. Наука, которая создана и 350 лет направляется системой собственных законов, обладает уникальными объяснительно-прогностическими возможностями и не имеет ничего общего с ее образом в сознании некоторых коллег как «второсортной» эмпирической науки, обязанной своими успехами лишь достижениям физики и химии. *Прикладную* мощь геологии искусственно снижает в нашей стране отнесение *фундаментальной* ее функции – государственного геологического картографирования – к *производственной* деятельности. Резюмированные особенности геологии представляются принципиально важными. Своим выявлением они обязаны используемому авторами истинно геологическому, генетическому методу, поскольку он вызван к жизни всеобщим принципом генетизма Стенона.

Авторы благодарны И. И. Гогину, Г. Э. Грикурову, Г. М. Левитану, Б. А. Марковскому и Д. В. Рябчук за полезное обсуждение отдельных положений статьи и особенно признательны члену-корреспонденту РАН Александру Ивановичу Жамойде за беспримерное редакторское внимание к этой работе, сделавшее ее более внятной и убедительной.

1. Асланикашвили А. Ф. Единство и системная сущность географии и картографии // Человек и природа в географической науке. – Тбилиси, 1981. – С. 6–27.

2. Белоусов В. В. Очерки истории геологии. – М., 2018. – 232 с.

3. Жамойда А. И. Стратиграфическое пространство или мир стратиграфии // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 1994. – Т. 2, № 2. – С. 3–11.

4. Жамойда А. И. Эскиз структуры и содержания теоретической стратиграфии. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. – 196 с. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия, т. 352).

5. Жуков Р. А. Системный подход и методологические резервы теоретической геологии // Методы теоретической геологии. – Л., 1978. – С. 24–80.

6. Жуков Р. А., Пинский Э. М. Региональная геология: зарождение // Регион. геология и металлогения. – 2018. – № 74. – С. 78–89.

7. Лакатос И. Фальсификация и методология научноисследовательских программ. – М., 1995. – 97 с.

8. Масайтис В. Л., Данилин А. Н., Мащак М. С. и др. Геология астроблем. – Л., 1980. – 231 с.

9. Масайтис В. Л. Минерагенические следствия притока космического вещества // Планета Земля. Энциклопед. справочник. Том 2 «Минерагения». СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – С. 249–260.

10. Масайтис В. Л. О геологическом картографировании импактных структур // Регион. геология и металлогения. – 2016. – № 67. – С. 61–69.

11. Музылёв С. А. Михаил Михайлович Тетяев // Выдающиеся ученые Геологического комитета – ВСЕГЕИ. – Л., 1984. – С. 125–131.

12. Никитин Е. П. Объяснение – функция науки. – М., 1970. – 280 с.

13. Параев В. В., Еганов Э. А. К вопросу об употреблении термина «эволюция» и лженауке // Уральский геол. журнал. – 2018. – № 2 (122). – С. – 17.

14. Петров О. В., Морозов А. Ф., Зубова Т. Н. и др. Российская научная школа геологической картографии в создании нового поколения государственных геологических карт территории Российской Федерации, ее континентального шельфа и глубоководных океанических окраин Евразии и Циркумполярной Арктики // Регион. геология и металлогения. – 2016. – № 67. – С. 6–18.

15. Симаков К. В. Введение в теорию геологического времени. Становление. Эволюция. Перспективы. – Магадан, 1999. – 556 с.

16. Современный толковый словарь русского языка / сост. и гл. ред. С. А. Кузнецов. – СПб., 2007. – 959 с.

17. Стенон Н. О твердом, естественно содержащемся в твердом. – М., 1957. – С. 9–67.

18. Тетяев М. М. Основы геотектоники. – Л.; М., 1934. - 288 c.

19. Уфимцев Г. Ф. Семь слов о теории геологии. – М., 2006. – 156 c.

20. Фролов В. Т. Наука геология: философский анализ. – М., 2004. – 128 с.

21. Шарапов И. П. Метагеология: некоторые проблемы. – М., 1989. – 208 с.

22. Энциклопедия эпистемологии и философии науки / сост. И. Т. Касавин. – М., 2009. – 1247 с.

1. Aslanikashvili A. F. Unity and system essence of geography and cartography. Man and nature in geographical science. Tbilisi. 1981. Pp. 6–27. (In Russian).
2. Belousov V. V. Ocherki istorii geologii [Essays on the his-

tory of geology]. Moscow. 2018. 232 p.

3. Zhamoyda A. I. Stratigraphic space or the world of stratigraphy. Stratigrafiva. Geol. korrelvatsiva. 1994. Vol. 2. No 2, pp. 3–11. (In Russian).

4. Zhamovda A. I. Sketch of the structure and content of theoretical stratigraphy. Proceedings of VSEGEI. New series. 2011. Vol. 352. 194 p. (In Russian).

5. Zhukov R. A. System approach and methodological reserves of theoretical geology. Methods of theoretical geology. Leningrad. 1978. P. 24-80. (In Russian).

6. Zhukov R. A., Pinsky E. M. Regional geology: genesis. Region. geologiya i metallogeniya. 2018. No 74, pp. 78-89. (In Russian).

7. Lakatos I. Falsifikatsiya i metodologiya nauchno-issledovatelskikh program [Falsification and methodology of research programs]. Moscow. 1995. 97 p.

8. Masaytis V. L., Danilin A. N., Mashchak M. S. i dr. Geologiya astroblem [Geology astrobleb]. Leningrad. 1980. 231 p.

9. Masavtis V. L. Mineragenic consequences of the influx of cosmic matter. Planet Earth. Encyclopedic reference. Vol. 2 «Mineragenia». 2008. Pp. 249–260. (In Russian).

10. Masaytis V. L. On the geological mapping of impact structures. Region. geologiya i metallogeniya. 2016. No 67, pp. 61–69. (In Russian).

11. Muzylev S. A. Mikhail Mikhailovich Tetvaev. Outstanding scientists of the Geological Committee – VSEGEI. Leningrad. 1984. P. 125-131. (In Russian).

12. Nikitin E. P. Obvasneniye - funktsiya nauki [Explanation is a function of science]. Moscow. 1970. 280 p.

13. Paravev V. V., Eganov E. A. On the use of the term "evolution" and pseudoscience. Uralskiy geol. zhurnal. 2018. No 2 (122), pp. 3–17. (In Russian).

14. Petrov O. V., Morozov A. F., Zubova T. N. i dr. The Russian scientific school of geological cartography in the creation of a new generation of state geological maps of the territory of the Russian Federation, its continental shelf and the deep oceanic margins of Eurasia and the Circumpolar Arctic. Region. geologiya i metallogeniya. 2016. No 67, pp. 6–18. (In Russian).

15. Simakov K. V. Vvedeniye v teoriyu geologicheskogo vremeni. Stanovlenive. Evolvutsiva. Perspektivy [Introduction] to the theory of geological time. Becoming. Evolution. Perspectives]. Magadan. 1999. 556 p.

16. Sovremennyy tolkovyy slovar russkogo yazyka [Modern explanatory dictionary of the Russian language]. Ed. S. A. Kuznecov. St. Petersburg. 2007. 959 p.

17. Stenon N. O tverdom, estestvenno soderzhashchemsya v tverdom [About solid naturally contained in solid]. Moscow. 1957. Pp. 9-67.

18. Tetyayev M. M. Osnovy geotektoniki [Basics of geotectonics]. Leningrad; Moscow. 1934. 288 p.

19. Ufimtsev G. F. Sem slov o teorii geologii [Seven words about the theory of geology]. Moscow. 2006. 156 p.

20. Frolov V. T. Nauka geologiya: filosofskiy analiz [Science geology: a philosophical analysis]. Moscow. 2004. 128 p.

21. Sharapov I. P. Metageologiya. Nekotoryye problem [Metageology. Some problems]. 1989. 208 p.

22. Entsiklopediya epistemologii i filosofii nauki [Encyclopedia of Epistemology and Philosophy of Science]. Ed. I. T. Kasavin. Moscow. 2009. 1247 p.

Жуков Рамзай Александрович – ст. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ ¹. <ramzay33@rambler.ru> Пинский Эдуард Маркович – доктор геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ ¹. < Eduard Pinsky@vsegei.ru>

Zhukov Ramzaj Aleksandrovich - Senior Researcher, VSEGEI 1. <ramzay33@rambler.ru>

Pinsky Ehduard Markovich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, VSEGEI¹. <Eduard Pinsky@vsegei.ru>

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia.

Общая стратиграфическая шкала России: разработка ее цветовых моделей и адаптация для программных продуктов, реализующих технологию бассейнового моделирования

Определена проблема цветовой модели актуальной версии Общей стратиграфической шкалы России в сравнении с опубликованными ранее вариантами. На основе эталонной базы изобразительных средств Госгеолкарты-200/2 для Общей стратиграфической шкалы России разработаны цветовые модели СМҮК и RGB с кодировками цветов для всех стратиграфических подразделений вплоть до яруса. Предложена адаптированная версия Общей стратиграфической шкалы России для программного комплекса PetroMod.

Ключевые слова: Общая стратиграфическая шкала, эталонная база изобразительных средств, цветовые модели СМҮК и RGB, бассейновое моделирование.

I. A. ZINCHENKO (JSC «LVRIGG»)

General stratigraphic chart of Russia: development of its colour models and adaptation for basin modeling software

The problem of the colour model for General stratigraphic chart of Russia in its current version compared to previously published ones is identified. CMYK and RGB colour models along with colour codes for all geological units up to the stage are developed in accordance with the State geological map-200/2 standard of graphic arts. An adapted version of the General stratigraphic chart of Russia for the PetroMod software is presented.

Keywords: General stratigraphic chart, standard of graphic arts, colour models CMYK and RGB, basin modeling.

Как цитировать эту статью: Зинченко И. А. Общая стратиграфическая шкала России: разработка ее цветовых моделей и адаптация для программных продуктов, реализующих технологию бассейнового моделирования // Регион. геология и металлогения. – 2019. – № 77. – С. 52–59.

Введение. В качестве хроностратиграфического стандарта в геологической практике нашей страны используется Общая стратиграфическая шкала (ОСШ) [8, с. 62–66], которая имеет ряд отличий от зарубежной Международной хроностратиграфической шкалы (МСШ) [9].

ОСШ принята Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК) и является обязательной для использования при создании Государственных геологических карт и других видов геологических работ на территории Российской Федерации [8]. В отличие от МСШ, ее цветовая модель официально не определена.

В то же время цветная версия ОСШ с установленными кодировками СМҮК и RGB могла бы найти применение как в научно-образовательных целях, так и для оформления геологической графики, унификации полиграфических изданий, использования в геолого-геофизических программных комплексах и информационных системах.

Цветная версия ОСШ [2, 7] была представлена ВСЕГЕИ в 2000 г. в качестве образца раскраски геологических объектов на картах геологического содержания для компьютерной подготовки и полиграфического воспроизводства карт [1]. Цвета геологических объектов были одобрены Главной редколлегией по геологическому картографированию и утверждены научно-редакционным советом МПР России.

Каждый отдельный ярус в составе систем в ОСШ фанерозоя обозначен уникальным цветовым оттенком, отделы и подотделы также дифференцированы по цвету. Цветовые градации структурных подразделений, как указано в примечаниях к этой версии ОСШ, были даны в соответствии с нормативно-методическими документами и программами для компьютерного обеспечения работ Росгеолкарта-200, разработанными силами ВСЕГЕИ.

Представленная в настоящее время на сайте ВСЕГЕИ для общего доступа ОСШ [3] является актуализированным (по состоянию на 01.08.2016) вариантом ОСШ, принятым в Стратиграфическом кодексе России (2006 г.) [8] с учетом последующих Постановлений МСК ... 2012, 2013, 2016 г. [4–6]. Раскраска ОСШ осуществлена на основании одного из вариантов раскраски картографируемых подразделений эталонной базы изобразительных средств Госгеолкарты-200 (ЭБЗ 200).

Цветовые модели СМҮК и RGB, разработанные для МСШ. В 2012 г. Комиссия по геологической карте мира (CGMW) опубликовала International Chronostratigraphic Chart Color Codes – цветовую модель МСШ в кодировках СМҮК и RGB. Согласно примечанию к ней, модель цветов RGB была получена путем конвертации исходных значений СМҮК с помощью функции эмуляции цвета Emulate Adobe® Illustrator® 6.0, заложенной в алгоритмах ПО Adobe® Illustrator®.

Каждая из двух перечисленных цветовых моделей используется для конкретных целей и задач, спектр которых ограничен и определен стандартами СМҮК и RGB.

Цветовая модель *RGB* – аддитивная цветовая модель, описывающая способ кодирования цвета для цветовоспроизведения.

Цвет в модели RGB представляется как сумма трех базовых цветов — красного (Red), зеленого (Green) и синего (Blue). Выбор основных цветов обусловлен особенностями физиологии восприятия цвета сетчаткой человеческого глаза. Цветовая модель RGB нашла широкое применение в технике, так как в телевизорах и мониторах применяются три электронных пушки (светодиода, светофильтра) для красного, зеленого и синего каналов.

В модели RGB каждый базовый цвет характеризуется яркостью (интенсивностью), которая может принимать 256 дискретных значений от 0 до 255. Поэтому возможно смешивать цвета в различных пропорциях, варьируя яркость каждой составляющей. Таким образом, получаем 256 × 256 × 256 = 16 777 216 цветов.

Модель RGB называют также аддитивной потому, что цвета в ней образуются путем добавления к черному цвету. Иными словами, если цвет экрана, освещенного цветным прожектором, обозначается в RGB как r_1 , g_1 , b_1 , а цвет того же экрана, освещенного другим прожектором, $-r_2$, g_2 , b_2 , то при освещении двумя прожекторами цвет экрана будет обозначаться как $r_1 + r_2$, $g_1 + g_2$, $b_1 + b_2$.

Стоит принять во внимание, что не каждый цвет из палитры RGB можно вывести на печать. Цвета на экране монитора могут выглядеть иначе при их выводе на печать независимо от качества принтера или монитора.

Цветовая модель СМҮК – субтрактивная модель формирования цвета, используемая, прежде всего, в полиграфии для печати. Модель СМҮК обладает сравнительно с RGB меньшим цветовым охватом. В этой модели используются четыре базовых цвета: голубой (Суап), пурпурный (Magenta), желтый (Yellow) и ключевой (К – Кеу), представленный в подавляющем большинстве случаев черным цветом. Цветовую модель СМҮК принято называть субтрактивной вследствие того,

что в процессе печати из белого вычитаются первичные цвета.

Стоит отметить, что не все цвета модели СМҮК могут быть представлены в модели RGB, и наоборот. В количественном отношении цветовой диапазон СМҮК меньше цветового диапазона RGB. Это обстоятельство имеет принципиальное значение и не обусловлено только физическими особенностями монитора, печатающего устройства или красок и холста.

Наибольшим цветовым охватом обладает модель Lab, в ней можно представить практически все природные цвета, которые способен воспринять человек (рис. 1).

Аналоги цветовых моделей CGMW, в которых каждому стратиграфическому подразделению задан соответствующий цвет, определяемый кодом, для ОСШ не опубликованы или не разработаны вовсе. Следствием этого является отсутствие эталона и единых стандартов при построении геологических моделей и графики.

Таким образом, назрела необходимость разработки цветовых моделей для актуальной версии ОСШ.

Методика разработки цветовых моделей СМҮК и RGB для ОСШ 2016 г. В ОСШ в образцах раскраски геологических объектов на картах геологического содержания [1] каждому стратиграфическому подразделению вплоть до яруса соответствует цвет из палитры Геохром, используемой Санкт-Петербургской картографической фабрикой ВСЕГЕИ при издании карт. Цвет в палитре Геохром задан в формате XXX/XX, где XXX – непосредственно цвет, XX – оттенок цвета.

В различных версиях эталонной базы изобразительных средств Госгеолкарты-200 (ЭБЗ 200)



Рис. 1. Соотношение цветовых охватов моделей Lab, RGB и CMYK

основные цвета стратиграфических подразделений заданы не единообразно. Так, в старых версиях ЭБЗ 200 использовалась цветовая модель RGB, а каждой стратиграфической единице соответствовал диапазон цветов. К примеру, для отложений палеогена он составлял RGB 255/159/0 – RGB 255/224/172.

Позднее, по мере развития и усовершенствования ЭБЗ 200, был расширен способ описания цветов условных знаков. Так, кроме задания цвета в модели RGB, стало широко применяться задание цвета в модели CMYK и его выбор из палитры Геохром. В актуальной версии X.01.05 ЭБЗ 200 используется именно этот подход.

При разработке цветовой модели СМҮК для ОСШ 2016 г. использовалась ЭБЗ 200 версии X.01.05 и программные средства связи с ЭБЗ Vdlib v.1.4.4. Цветовая модель СМҮК для ОСШ 2016 г. строилась с соблюдением градаций оттенков цвета от темных к светлым в рамках регламентированных ЭБЗ 200 значений для каждого стратиграфического подразделения, также во внимание принимались кодировки цветов Геохром, использованные при составлении ОСШ 2000 г. [1].

В процессе разработки цветовой модели RGB для ОСШ 2016 г. применялся методический подход, предложенный коллективом CGMW, – исходные значения полученной модели CMYK конвертировались в формат RGB с помощью функции эмуляции цвета Emulate Adobe® Illustrator®.

В результате были получены таблицы соответствия цветовых кодировок Геохром – СМҮК – RGB.

Цветовые схемы подразделений ОСШ [1]. В четвертичной системе (квартере) ОСШ 2000 г. использованы оттенки цветов Геохром 018, 009 и 005. Согласно ЭБЗ 200 версии Х.01.05, актуальный спектр цветов значительно шире – Геохром 016, 015, 012, 019, 018, 009, 006, 005.

Неогеновая система ОСШ 2000 г. – оттенки цветов Геохром 002, 001 и Pantone 101 CV. Согласно ЭБЗ 200 версии X.01.05, актуальный спектр цветов – Геохром 003, 002, 001.

Палеогеновая система ОСШ 2000 г. наиболее сложная, в ней активно используется смешивание двух цветов. В нее входят цвета Pantone Process Yellow CV, 101 CV, 100 CV и Геохром 148. Это единственное подразделение ОСШ, для которого в ЭБЗ 200 версии X.01.05 диапазон цветов представлен в аддитивной, а не субтрактивной цветовой модели: RGB 255/159/0 – RGB 255/224/172. Для построения цветовой модели RGB палеогеновой системы были получены коды RGB для 13 промежуточных оттенков.

Меловая система ОСШ 2000 г. — оттенки цветов Геохром 279, 282, 283, 286, 290, 294 и 298. Согласно ЭБЗ 200 версии X.01.05, актуальный спектр цветов немного шире — Геохром 280, 279, 278, 282, 286, 290, 294 и 298.

Юрская система ОСШ 2000 г. – оттенки цветов Геохром 203, 207, 221, 232. Согласно ЭБЗ 200 версии X.01.05, актуальный спектр цветов для

юрской системы значительно шире – Геохром 208, 207, 222, 221, 234, 233 и 232.

Триасовая система ОСШ 2000 г. — оттенки цветов Геохром 168, 164 и 156. Актуальный набор цветов для обозначения подразделений триаса расширен до шести цветов — Геохром 169, 168, 164, 161, 160 и 156.

Пермская система ОСШ 2000 г. — оттенки цветов Геохром 037, 036, 032. Согласно ЭБЗ 200 версии X.01.05, актуальный спектр цветов значительно шире — Геохром 037, 036, 033, 032, 026, 022.

Каменноугольная система ОСШ 2000 г. – оттенки цветов Геохром 327, 325, 329, которые полностью совпадают с цветами, рекомендуемыми ЭБЗ 200 версии X.01.05.

Девонская система ОСШ 2000 г. – оттенки цветов Геохром 044, 043, 046. Согласно ЭБЗ 200 версии X.01.05, актуальный спектр цветов значительно шире – Геохром 066, 065, 064, 044, 043, 046.

Силурийская система ОСШ 2000 г. — оттенки цветов Геохром 304 и 303. Согласно ЭБЗ 200 версии X.01.05, актуальный спектр цветов несколько шире — Геохром 307, 306, 304, 303.

Ордовикская система ОСШ 2000 г. – оттенки цветов Геохром 271, 270, 266 и 262. Согласно ЭБЗ 200 версии X.01.05, актуальный спектр цветов несколько шире – Геохром 268, 267, 266, 263, 262.

Кембрийская система ОСШ 2000 г. – оттенки цветов Геохром 255, 254, 251, 250, 246. Согласно ЭБЗ 200 версии Х.01.05, актуальный спектр цветов несколько шире – Геохром 257, 255, 254, 251, 250, 246.

Вендская система ОСШ 2000 г. – оттенки цветов Геохром 107, они же используются в актуальной версии ЭБЗ 200.

Рифей ОСШ 2000 г. – оттенки цветов Геохром 086, они же используются и в актуальной версии ЭБЗ 200.

Протерозойская акротема ОСШ 2000 г. – оттенки цветов Геохром 141, 124, 111 и 108. Согласно ЭБЗ 200 версии Х.01.05, актуальный спектр представлен оттенками цветов Геохром 125, 124, 115, 111, 108.

Архейская акротема ОСШ 2000 г. — оттенки цветов Геохром 152 и 148. Согласно ЭБЗ 200 версии Х.01.05, актуальный спектр архейской акротемы представлен оттенками цветов Геохром 153, 152 и 148.

Для кайнозойской, мезозойской и палеозойской эратем фанерозоя в ОСШ 2000 г. использованы цвета Геохром 006, 274 и 306 соответственно. Согласно ЭБЗ 200 версии Х.01.05, кодировки цветов для обозначения эратем фанерозоя остались неизменными.

Фанерозойская эонотема представлена белым цветом (СМҮК 0/0/0; RGB 255/255/255).

Цветовые модели ОСШ России в кодировках СМҮК и RGB. Автором разработаны цветовые модели ОСШ России 2016 г. в кодировках СМҮК (рис. 2) и RGB (рис. 3).

В цветовой модели СМҮК, опубликованной CGMW, указаны числовые значения только для

голубого (С), пурпурного (М) и желтого (Y) цветов. Значения ключевого цвета (К) для всех стратиграфических подразделений равны нулю, что позволяет конечным пользователям при необходимости изменять насыщенность того или иного цвета (например, для отображения на геологической карте нескольких стратиграфических единиц, входящих в состав одного яруса).

Необходимо отметить, что создание полного аналога цветовой модели СМҮК, разработанной для МСШ, где используются нулевые значения ключевого цвета, для ОСШ не представляется возможным. Это связано с использованием иных цветов в практике построения ОСШ, в частности, в ЭБЗ 200 версии Х.01.05 для отложений каменноугольной системы используются оттенки со значениями ключевого (черного) цвета от 13 (Геохром 329/11) до 72 (Геохром 327/03). Изобразить традиционный цвет этой системы без использования ключевого цвета технически невозможно.

Разработка адаптированной версии ОСШ для программного комплекса PetroMod. В современных программных комплексах по моделированию УВ систем традиционно используется МСШ. Это обусловлено тем, что программные комплексы, как правило, разрабатываются за рубежом и ориентированы на широкий круг пользователей по всему миру. PetroMod использует стратиграфические шкалы для графического представления построенных моделей и оценки изменения того или иного параметра УВ систем (температуры, зрелости материнской толщи, коэффициента трансформации и др.) в течение геологического времени.

Программный комплекс PetroMod поставляется со следующими стандартными стратиграфическими шкалами:

ICS 2013 – International Stratigraphic Chart (2013), International Commission on Stratigraphy;

ICS 2010 – International Stratigraphic Chart (2010), International Commission on Stratigraphy;

ICS 2008 – International Stratigraphic Chart (2008), International Commission on Stratigraphy;

CGMW 2007 – Time scale chart, Commission for the Geological Map of the World (2007);

ICS 2005 – International Stratigraphic Chart (2005), International Commission on Stratigraphy.

Поставляемый вместе с программным комплексом редактор хроностратиграфической шкалы PetroMod Time Scale Editor позволяет изменять перечисленные стандартные шкалы и использовать полученную версию шкалы в проектах по моделированию УВ систем. Кроме того, редактор позволяет строить полностью новые шкалы.

В PetroMod используется цветовая модель RGB, так как графика из рассматриваемого программного пакета используется либо на мониторах в процессе работы, либо демонстрируется на экранах с помощью проекторов для презентаций.

С помощью встроенного редактора хроностратиграфической шкалы и цветовой модели RGB для ОСШ России 2016 г. автором была разработана актуализированная версия ОСШ с целью использования в программном комплексе PetroMod.

Особенностью хроностратиграфических шкал, построенных с помощью редактора PetroMod Time Scale Editor, является наличие лишь пяти иерархических уровней стратиграфических подразделений (Eon, Era, Period, Epoch, Stage). Для адаптации ОСШ 2016 г., структуру которой составляют восемь иерархических уровней (акротема, эонотема, эратема, система, подсистема, отдел, подотдел, ярус), были использованы следующие: эонотема, эратема, система, отдел, ярус. Протерозойская и архейская акротемы учтены в построенной шкале в качестве эонотем, в свою очередь нижне- и верхнеархейская, нижне- и верхнепротерозойская эонотемы – в качестве эратем. Рифей как часть верхнепротерозойской эонотемы учтен в составе построенной шкалы в ранге системы наряду с вендом. Подотделы палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем, а также подсистемы силурийской системы не учитывались при построении.

Вследствие того, что в PetroMod нет поддержки кириллицы, названия стратиграфических подразделений ОСШ были транслитерированы и набраны латинскими буквами.

На рис. 4 представлены геохронологические шкалы, используемые в PetroMod по умолчанию (ICS 2005, CGMW 2007, ICS 2008, ICS 2010 и ICS 2013), и адаптированная для использования в программном пакете актуализированная версия ОСШ 2016. Особого внимания заслуживает шкала ICS 2005, отличающаяся применением нетрадиционных цветов раскраски геологических систем. Эти цвета были рекомендованы в 2003 г. председателем МКС Ф. Градстейном в опубликованной им International Geologic Time Scale. Так, кембрий – ордовик представлены на ней красновато-коричневым цветом, силур – пермь – фиолетово-голубым, триас – юра – зеленым. В целом и по остальным приведенным цветовым моделям шкал прослеживаются изменения, пусть и не такие кардинальные, как в начале 2000-х годов.

Это позволяет сделать вывод о том, что МСШ постоянно развивается и дорабатывается в плане цветового оформления. Шкала ICS 2013, заложенная в программном комплексе PetroMod, построена с использованием актуальных кодировок RGB, изданных CGMW в 2012 г. Отныне возможность использования цветовой модели, максимально вписывающейся в стандарты, заложенные ВСЕГЕИ, появилась и у специалистов из России.

Выводы. Построены, актуализированы и обоснованы цветовые модели СМҮК и RGB для ОСШ, которые можно использовать не только в программных комплексах бассейнового, геологического и гидродинамического моделирования, но и при построении любой геологической графики.

Отдел	ерхний (35/21/0)	Нижний 50/30/0)																											oro (Key)			TOB.		етры).					
Система	Вендская (0/	(0/42/25/0) H (0/																									A CMYK	Juyбoro (Cyan),	(Yellow) и черно		∠/U) является 14 голубого,	черного пигмент	ляции цвета	а цветов / парам	азительных сре А. П. Карпинско				
Эратема			Benvinenscheidensen	0/42/38/0)		Среднерифейская	(nictinein)		пижнерицеиская (0/72/65/0)		Верхнекарельская	(n/nz/ne/n)		(0/60/24/6)		Верхнелопийская (0.25.0.0)	(0,0,0,0,0)		среднеголииская (0/42/0/0)		Нижнелопийская (0/60/0/0)	(0000)						гивная модель го	agenta), желтого		вонская (14/50/7. смешения (%):	, 72 желтого и 0	ем функции эму	зание / настройка	го института им.				
ымэтоно Є		(0/0	8/09/	д) кв (0\	90/94 90 уск	соdэ. 9/0) в	юdua	әфи _с әнхdә	8	в	н) Эмска	50\2) РСК92 в b030	oroqn nəqs (0/50/) X) әнжи	н	яская Верхнеархейская ая) (Лопийская) (0/0/0) (7// (7//				Нижнеархейс Саамскал (10/21/⊅1)			-идде – У	yphoro (M		оимер, де начением	урпурного	ользовани	едактиров	логическо									
Акротема	-	-			(9)	08/09	а(0) в	MCK3	DEOGE	Tool		2	2				2	-	(0/0/	19/21) веж	OXeXC	A	2	2	-		CMY	ngyn ()		Hanpi oбo3H 50 nyi			ator® (p					
pyc	(4/24/35/0	(5/35/50/0	(8/29/42/6	(10/35/50/8	(15/45/50/0	(22/65/72/11	(26/76/85/26	(18/0/50/5	(21/0/60/6	(30/0/85/8	(21/13/42/0	(25/15/50/0	(30/18/60/0	(36/22/72/11	(42/26/85/13	(35/0/24/0	(42/0/29/0	(60/0/42/0	i (50/0/40/0	(72/0/58/0	(60/0/48/12	(85/0/68/17	(35/0/12/0	(42/0/15/0	(60/0/21/0	(50/0/20/0	(60/0/24/0	(85/0/34/0	(50/0/25/0	(60/0/30/0	(72/0/36/7	(100/00/50/10	КGВ возможн	dobe® Illustra	педовательск	8 г.			
Я	Фаменский	Франский	Живетский	Эйфельский	Эмсский	Пражский	Лохковский		Лудфордский	Горстийский	Гомерский	Шейнвудский	Теличский	Азронский	Рудданский	Хирнантский	Катийский	Сандбийский	Дарривильский	Дапинский	Флоский	Тремадокский	Батырбайский	Аксайский	Сакский	Аюсокканский	Майский	Амгинский	Тойонский	Ботомский	Атдабанский	Томмотский	МҮК в коды F	омощью ПО А	о научно-иссл	НИИГТ»), 2018			
Отдел	Верхний	(4/29/42/0)	Средний	(12/42/60/9)		Нижний (18/54/60/9)		Пржидольский (18/0/50/5)	Лудловский	(25/0/72/7)	Венлокский	(25/15/50/0)		Лландоверийский (36/22/72/0)			Верхний (50/0/35/0)		Средний	(60/0/48/0)	Нижний	(72/0/58/14)		Верхний (50/0/18/0)			Средний (72/0/29/0)			Нижний	(85/0/42/8)	(осталов) сходных значений С © () с письтатого® 6.0 с п ации структурных п 200/2 Всероссийско							
Система, подсис- тема	Силурийская (72/0/50/7) Силурийская (25/0/72/14) Девонская (14/50/72/0) Сордовикская (14/50/72/0) Сордовиская (14/50/72/0) Сордовис										/\$2\0	/09) в	йская	идди	Кe			ция исх	Adobe®	а і радац арты-201	1: Зинче																		
ымотолоо Бмотеq6														(0/0)9/8L	/0E) F	йска	6030	nell														НВЕРТЗ	ulate /	стеолк	ставил			
SHOTOHOE								_	1	1		_	-	(0)	/0/0/0)) вея	JNOE		÷Φ										_			_	♀ 	÷ ش	5°	ö			
U	(42/0/0/0)	(50/0/2)	(72/0/0/7)	(42/15/0/0)	(50/18/0/5)	(72/25/0/7)	(85/30/0/8)	(50/25/0/5)	(9/0/08/0)	(72/36/0/7)		(12/35/0/0)	(15/42/0/0)	(21/60/0/0)	(20/50/0/5)	(29/72/0/7)	(30/20/0/2)	(43/72/0/7)	(0/17/42/0)	(0/24/60/0)	(0/25/50/5)	(0/36/72/7)	(0/25/42/0)	(0/30/50/0)	(0/36/60/0)	(0/43/72/7)	(0/51/85/8)	(0/0/8/23)	(0/0/10/29)	(0/0/0/32)	(0/0/0/42)	(15/0/0/42)	(18/0/0/50)	(25/0/0/72)					
Яру	Титонский	Кимериджский	Оксфордский	Келловейский	Батский	Байосский	Ааленский	Тоарский	Плинсбахский	Синемюрский	Геттангский	Рэтский	Норийский	Карнийский	Ладинский	Анизийский	Оленекский	Индский	Вятский	Северодвинский	Уржумский	Казанский	Уфимский	Кунгурский	Артинский	Сакмарский	Ассельский	Гжельский	Касимовский	Московский	Башкирский	Серпуховский	Визейский	Турнейский					
Отдел		Верхний (60/0/6)			Средний	(72/25/0/7)			Нижний	(85/42/0/8)		Верхний (18/50/0/0)				Средний (24/60/0/6) Нижний (36/60/0/6)				Татарский (0/20/50/0) Биармийский (0/30/60/6)					Приуральский (0/36/60/6)			Верхний	(0/0/12/35)	Средний	(0/0/0/50)	(U/U/DU) Historică							
<u></u> бмэтоиО				(0)	/0/98	/27) i	ьская	ю I					(0/0)/72/(9	IE) RE	SCOBS	иdТ				(0/0	36/90	(0) RE	омске	lэП			((09/0/0)) р	енап	ιολιο	нәме	Р. Ж					
ымэтонос ымэтыq6							(0	/09/0	/09) E	уская	08086	эM			(0	/0/0/) Risa	ONOF	одени	зф				(0/0	9/81	(0E) F	йская	05091	пеП										
	(â	Ê	ê	Ê			2	0	0	2	-	2	~			2		2	÷	2	2	2	ê	Ê	î	Ê	â	2	â	â	â	â	â					
звено	(0/7/35/0	(0/8/42/4	(712217210	(17/34/85/0	(13/17/34/0	(18/24/48/9	(22/29/58/11	(0/2/50/5	(0/3/60/6	(0/2/35/7	(0/2/42/8	(0/2/50/10	(0/3/60/12	(0/4/72/14	(0/5/100/20	(2/13/31/0	(3/16/39/0	(3/18/44/0	(3/20/50/0	(3/22/56/0	(2/26/68/0	(1/31/82/0	(1/33/88/0	(2/36/95/0	(12/0/29/0	(14/0/35/0	(17/0/42/0	(25/0/50/0	(36/0/60/0	(43/0/72/0	(24/0/35/0	(29/0/42/0	(40/0/50/0	(48/0/60/0	(65/0/72/0	(76/0/82/0			
Ярус, :	Современное	Верхнее	Среднее	Нижнее	Верхнее	Нижнее	Гелазский	Пьяченцский	Занклский	Мессинский	Тортонский	Серравальский	Лангийский	Бурдигальский	Аквитанский	Хаттский	Рюпельский	Приабонский	Бартонский	Лютетский	Ипрский	Танетский	Зеландский	Датский	Маастрихтский	Кампанский	Сантонский	Коньякский	Туронский	Сеноманский	Альбский	Аптский	Барремский	Готеривский	Валанжинский	Берриасский			
Подотдел	(0/8/42/0)	Постоой	CTOUGH CTOUGH	(0.00.71.0)	Эоплейстоцен	(15/20/40/0)	(22/29/58/11)	Верхний (0/2/50/5)	Нижний (0/3/60/6)	Верхний	(0/2/42/8)	Средний	(0/3/60/12)	Нижний	(0/5/100/20)	Верхний (2/13/31/0)	Нижний (3/16/39/0)	Верхний (3/18/44/0)	Средний	(3/22/56/0)	Нижний (2/26/68/0)	Верхний (1/31/82/0)	Средний (1/33/88/0)	Нижний (2/36/95/0)	(273669500) N K K K K K K K K K K K K K K K						(0/09/0								
Отдел	Голоцен (08420) (08420) (04/1/2/7) (04/1/2/7) (3/14/34/0) (3/14/3										(54/0																												
бмэтоиО	Меловая (43(0)2/0) Палеогеновая (2/28/74/0) Неогеновая (0/21/00/0) Четвертичная (0/21/60/0)																																						
pwaipdo	Мелозойская (60/06/00) Палеогеновая (2/28/74/0) Неогеновая (0/5/100/0) Четеертичная (0/21/60/0) Си																																						

Отдел	Верхний (251/167/166)) Нижний (250/129/134)), зеленого	з цветов эт пвета) до		.ся	ий атов	Ta coror.	араметры).		
Система	Вендская	(250/149/151																									A RGB	асного (Red	Каждый из	ость цвета))/55) являет	ных значени		а цветов / п		
Эратема			Bootionscholion	(251/149/125)		Среднерифейская	(001/671/107)	Пилиторичной	(251/73/57)		Верхнекарельская	(001/001/00)		(233/98/127)		Верхнелопийская	(017/101/067)		(249/150/201)		Нижнелопийская	(0) 1 (40) (0+7)					код цвет	вная модель кра	его (Blue) цветов на пкале значен	патала за видата па	вонская (218/120	и суммы дискрети		вание / настройк		
вмэтоно Є		(551)	971/8	823) 1 (236	\103\ мскях	(221 1030	етоqі пскал	ифей рхнег	d ləg	в	<u>ס</u>) וּ) אַכַּגָּש	SV14	aroqn Repen	с) (к ижне	н		RB	кейск (геяз) (191)	савэн опийс 051/8	нхdə5 (Лd	3		квя ((ойех (квяр (ррг/8	19/261 weeე deəн»	жиН))	×	адити	и сине	иксима.	лер, де	Чением	IbaoBal	актиров		
вмэтодяА					(72)	1221	(752)	квяр	йоео	dəroo	цП							(9	GZ1/0	01/8	tS) re	ейска	xqA					RGB –	Green	555 (Ma	Чаприи	обозна 218 кре		® (peda		
	(243/191/145)	(240/163/105)	(219/165/118)	(209/147/97)	(215/132/99)	(176/72/44)	(139/41/19)	(199/224/121)	(189/218/98)	(164/203/46)	(201/203/136)	(191/194/118)	(178/182/95)	(145/149/63)	(129/133/40)	(166/220/183)	(148/212/171)	(102/192/142)	(128/203/147)	(72/177/113)	(90/168/115)	(33/133/81)	(166/221/209)	(148/214/200)	(103/195/181)	(128/205/187)	(103/195/176)	(40/167/152)	(128/205/177)	(102/194/164)	(67/168/141)	(0/133/114)	В выпопнена	be® Illustrator		
Ярус	Фаменский	франский	Живетский	Эйфельский	Эмсский	Пражский	Лохковский		Лудфордский	Горстийский	Гомерский	Шейнвудский	Теличский	Аэронский	Рудданский	Хирнантский	Катийский	Сандбийский	Дарривильский	Дапинский	Флоский	Тремадокский	Батырбайский	Аксайский	Сакский	Аюсокканский	Майский	Амгинский	Тойонский	Ботомский	Атдабанский	Томмотский	ЛУК в колы RG	мощью ПО Аdo	П. Карпинского	ІИИГГ»), 2018 г
Отдел	Верхний	(243/179/126)	Середний Соведний (2031/28/74) (189/99/68) Прилосони (199/120лесии) (178/21/172) Приловесии (178/21/172)								Венлокский	(19.1/19.4/118) (19.1/19.4/118) (163.168.70) Р Верхний (1.28/203/157) С					Средний	(102/191/131)	Нижний (62/152/97) Верхний (128/205/191)				(12/182/183) Средний (72/182/183)					Нюкний (37/152/128)				lustrator® 6.0 c noi	2 BCEFEN IM. A.	ко И. А. (АО «НВН		
одсис- тема тема	Ада Ада Верхняя Фордовикская (96/183/165) Ордовикская (67/165/118) Февонская (378/182) Февонская (28/1805) Февонская (218/120/55) Февонская (218/120/55)												Зинчен																							
Spatema.	мэтоноб матоноб м м м м м м м м м м м м м															гавил:																				
вмэтоно Є														(552)	992/9	932) I	іская	losod	әнв⊄	•													Kohi	Emu		Coc
Åc	(148/215/231)	(122/197/215)	(67/173/199)	(148/183/215)	(122/162/198)	(69/130/178)	(40/113/167)	(122/148/191)	(98/131/181)	(70/112/169)	(9/72/145)	(221/160/206)	(213/141/196)	(197/96/173)	(190/114/176)	(165/65/146)	(167/109/173)	(135/58/144)	(254/212/135)	(254/194/90)	(240/182/106)	(236/152/55)	(253/192/129)	(253/179/108)	(253/164/84)	(235/136/52)	(234/115/27)	(196/196/181)	(181/181/163)	(166/166/166)	(148/148/148)	(126/140/143)	(105/119/122)	(53/64/67)		
<u>д</u>	Титонский	Кимериджский	Оксфордский	Келловейский	Батский	Байосский	Ааленский	Тоарский	Плинсбахский	Синемюрский	Геттангский	Рэтский	Норийский	Карнийский	Ладинский	Анизийский	Оленекский	Индский	Вятский	Северодвинский	Уржумский	Казанский	Уфимский	Кунгурский	Артинский	Сакмарский	Ассельский	Гжельский	Касимовский	Московский	Башкирский	Серпуховский	Визейский	Турнейский		
Отдел		Верхний (96/186/207)			Средний	(69/130/178)			Нижний	(42/93/158)			Верхний (205/121/186)		Средний	(178/88/162) (178/88/162) Нижний (152/85/159) Татарский (254/204/115) Биаримйсвий (228/168/91)						·	Приуральский (238/154/79) Верхний (166/168/146)					Срелний	(128/128/128)		Нижний (81/94/97)		n.			
<u></u> бмэтоиО				(28	31/02	l/9Z)	квяр	dЮ					(991	/\$9/1	ðf) в	сова	видТ				(48)	79L/8	(SS) F	иская	ıdəЦ			(20	1/201	1/201) квн	\голь	онне	мвЯ		
ымэтоноЄ ымэтыqЄ	:						(80	1/681	102/) квя:	DIOEC	Mea			(592)	992/9	(522	кехой	loeod	әнв¢)			(96)	281/8	871) I	йская	6030	пеП							
	60)	36)	65)	37)	52)	06)	83)	20)	94)	53)	35)	14)	88)	60)	(0)	65)	43)	29)	15)	(00)	71)	43)	29)	(1/)	78)	63)	46)	27)	06)	82)	51)	45)	27)	07)	87)	67)
;, звено	(255/237/16	(244/225/1)	(236/193/	(211/156/	(221/201/1	(189/163/10	(176/146/8	(242/237/1	(240/232/	(237/232/1	(235/230/10	й (229/225/1	(224/218/	1 (219/210/	(204/194	(255/221/16	(255/213/1	(255/207/12	(255/202/1	(255/196/10	(255/186/	(255/175/	(255/170/2	(255/162	й (225/243/1	(219/240/16	(212/237/14	(191/228/13	(163/216/10	(146/207/8	(194/230/16	(181/225/14	(153/212/12	(133/202/10	(90/182/	(62/167/6
Ярус	Современное	Верхнее	Среднее	Нижнее	Верхнее	Нижнее	Гелазский	Пьяченцский	Занклский	Мессинский	Тортонский	Серравальски.	Лангийский	Бурдигальский	Аквитанский	Хаттский	Рюпельский	Приабонский	Бартонский	Лютетский	Ипрский	Танетский	Зеландский	Датский	Маастрихтски	Кампанский	Сантонский	Коньякский	Туронский	Сеноманский	Альбский	Аптский	Барремский	Готеривский	Валанжинский	Берриасский
Подотдел	(254/235/142)	(254,235/142) (264,235/142) (4 Неплина- Пелина- Степна- Степна- (254,225)96) (4 (216) (216)/122/136) (176/146/83) (176/146/146/83) (176/146/83							(204/194/0)	Верхний (255/221/165)) Нижний (255/213/143)	Верхний (255/207/129)	Средний	(255/196/100)	Нижний (255/186/71)	Верхний (255/175/43)	Средний (255/170/29)	Нижний (255/162/7)			хний	216/106)					жний	196/108)								
Отдел	Голоцен (254/235/142	(01	(011/001/101/001/001/001/001/001/001/001										HMA (118/18																							
бмэтьче бмэтэчо бмэтэмЭ	({	21/8	23\50	2) гб	нылт	dəaтe	₽h		(0	5 45 /((555) /LLZ/	962) R680	REXON	H	ивл		(29/18	1/997	2) г.	сенов	оэлео	U					(20	28/20	07/9) R6% (1) R6	enos	Wead			
вмэтоноЄ										100	. + + 6/				~ - /1	(592)	1555	992) I	уская	losod	әнв⊄	,											-74			

2 Рис. 3. Цветовая модель RGB Общей стратиграфической шкалы России (по состоянию на 2016 г.)

1	2	3	4	5	6			
0 0.0 -0 0.012 0 0.012 0.012 0.012 0 0 0.012 0.012 0 0 0.012 0.012 0 0 0.012 0.012 0 0 0.012 0.012 0 0 0.012 0.012 0 0 0.012 0.012 0 0 0.012 0.012 0 0 0.012 0.012 0 0 0.012 0.012 0 0 0.012 0.012 0 0 0.012 0.012 0 0 0.012 0.012 0 0 0.012 0.012 0 0 0.012 0.012 0 0 0.012 0.012 0 0 0.012 0.012 0 0 0.012 0.012 0 0 0.012 0.	Bit □	0 0.017 0.000 0.000 0.0000000000	Hol. Hol. Hol. O generation 1 Pile 0.18 0.17 generation 1 Pile 0.18 0.17 generation 1 Pile 0.18 0.18	openet bit Heat (1) (1) (1) (1) (1) (1) (1) (1) (1) (1)	Hall Hall <th< td=""></th<>			
Normalize <	1 1	A constraints of the constraints	Image: 100 million Image: 100 million Image: 100 million Image: 100 million Image: 100 million					
No No 145 1 1 152.1 1 1 163.5 1 1 163.5 1 1 178.3 1 1 174.1 1 1 174.1 1 1 178.2 1 1 193.3 1 193.3 193.3 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1<	2 00000	0 0 -155.6 0.0df 161.2 -164.7 0.0df 161.2 -164.7 0.0df 161.2 -167.6 0.0df 171.6 -171.6 0.0df 163.7 -168.8 100 100.5 -109.5 100 100.6 -109.6 100 100.6 -203.6 100 100.7 -210.5 100 101.7 -210.5 100 101.7 -210.5	Image: space	000000000000000000000000000000000000	1 1			
Participanti Free Participanti	No. 2012 1 Am 2012 1 0m 2013 1 0m 2015 1 0m 20	2000 method 200 method -237 method -238 method	2000 1 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2	Product Product <t< td=""><td>1 1 1 2</td></t<>	1 1 1 2			
Image: constraint of the state of	w kia 307 w kia 315.2 w kia 316.2 w sia 317.7 w sia 317.7 w sia 317.2 w sia 317.2 </td <td></td> <td>Image: space of the s</td> <td>upped particular upped partits upped particular<td>4 4 -003 4 4 -003 4 4 -003 4 4 -003 4 4 -003 4 4 -003 4 4 -003 4 4 -003 4 4 -003 4 4 -003 4 5 -003 4 5 -003 4 5 -003 4 5 -003 4 5 -003 5 6 -003 6 6 -003 6 6 -003 6 6 -003 6 6 -003 6 -003 -003 6 -003 -003 6 -003 -003 6 -003 -003 6 -003 -003 6 -003</td></td>		Image: space of the s	upped particular upped partits upped particular <td>4 4 -003 4 4 -003 4 4 -003 4 4 -003 4 4 -003 4 4 -003 4 4 -003 4 4 -003 4 4 -003 4 4 -003 4 5 -003 4 5 -003 4 5 -003 4 5 -003 4 5 -003 5 6 -003 6 6 -003 6 6 -003 6 6 -003 6 6 -003 6 -003 -003 6 -003 -003 6 -003 -003 6 -003 -003 6 -003 -003 6 -003</td>	4 4 -003 4 4 -003 4 4 -003 4 4 -003 4 4 -003 4 4 -003 4 4 -003 4 4 -003 4 4 -003 4 4 -003 4 5 -003 4 5 -003 4 5 -003 4 5 -003 4 5 -003 5 6 -003 6 6 -003 6 6 -003 6 6 -003 6 6 -003 6 -003 -003 6 -003 -003 6 -003 -003 6 -003 -003 6 -003 -003 6 -003			
4 407.5 40.5 40.5 40.5 40.5 40.5 40.5 40.5 40.5 40.5 4	1000 100 -4.23 100 100 -4.23 100 100 -4.27 100 100 -4.05 100 100 -4.03 100 100 -4.04 100 100 -4.04 100 100 -4.04 100 100 -4.04 100 100 -4.04 100 100 -4.04 100 100 -4.04 100 100 -4.04 100 100 -4.04 100 100 -4.04 100 100 -4.04 100 100 -4.04 100 100 -4.04 100 100 -4.04 100 100 -4.04 100 100 -4.04 100 100 -4.04 100 100 -4.04 100 1000 -4.04 100 </td <td>410 - 410 -</td> <td>Price </td> <td>Pit -410.7 Based -410.7 Based -410.7 Based -410.7 Based -410.7 Based -420.9 Based -420.9 Based -420.2 Based -420.2</td> <td>Image: state state</td>	410 - 410 -	Price	Pit -410.7 Based -410.7 Based -410.7 Based -410.7 Based -410.7 Based -420.9 Based -420.9 Based -420.2	Image: state			
Control Contro Control Control Control Control Control Control Control Control Co	1 1000 1011 4015 1 1011 4015 4015 4015 1 1011 4015 4015 4015 4015 1 1011 4015 <t< td=""><td>D Intern 402 0 Intern 483.3 402 93.10 442 93.10 499 466 90 Intern 499 10 0.00 8.3 499 00 0.00 8.3 503 93.5 515 515 100 8.3 515 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 10</td><td>Image: Constraint of the second sec</td><td>B Ediacom Site File AR8.3 Image: Site Image: Site Site Addition Addition Image: Site Image: Site Site Addition Addition Image: Site Image: Site Site Addition Addition Image: Site Sit</td><td>2.8.7 2.8.2 3.8.2</td></t<>	D Intern 402 0 Intern 483.3 402 93.10 442 93.10 499 466 90 Intern 499 10 0.00 8.3 499 00 0.00 8.3 503 93.5 515 515 100 8.3 515 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 100 10	Image: Constraint of the second sec	B Ediacom Site File AR8.3 Image: Site Image: Site Site Addition Addition Image: Site Image: Site Site Addition Addition Image: Site Image: Site Site Addition Addition Image: Site Sit	2.8.7 2.8.2 3.8.2			
Image: second	Toman Toman 100 200 100 Echasian 100 Calymmin 100 Statem 200 Rhyaca 200 Statem 200 Statem 200 Fac	2 Cryogentant -650 2 Totalan -1000 2 Stantan -1200 2 Ectasian -1600 2 Stantan -1600 2 Ectasian -1600 0 Direction -2500 0 Restmann -2500 NArc -2500 -2500 MArc -2000 -2600 EArc -9600 -9600	E Cytygerian Eso 0 Startan 50 1 Startan 1000 2 Startan -2000 2 Startan -2000 2 Arx -2000	Chrogenan Chrogenan 650 2 Chrogenan 100 3 Status 120 2 Calain 100 00 Calain 200 00 Chrogenan 200 1 Siderian 200 1 An 200 1 An 200 2 An 200	2 Cryagerain Torian 55 100 Startion 1000 100 Startion 1000 100 Calvertain 1000 100 Charation 1000 100 Charation 2000 100 Meccarchaan 2000 100 Delecarchaan 2000 100 Delecarchaan 2000			



Разработанный и адаптированный для программного комплекса PetroMod вариант ОСШ 2016 г. позволит специалистам по моделированию УВ систем интегрировать в свои модели наиболее актуализированную и выверенную в цветовом отношении ОСШ. Впоследствии, по мере дальнейшего развития и усовершенствования ОСШ, предложенный вариант шкалы необходимо приводить в соответствие с постановлениями МСК.

1. Образцы раскраски геологических объектов на картах геологического содержания (для компьютерной подготовки и полиграфического воспроизводства карт). Третья редакция. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. – 1 л.

2. Общая стратиграфическая шкала (по Стратиграфическому кодексу 1992 г. с дополнениями) / А. И. Жамойда, О. А. Мазарович, Р. И. Соколов. – Санкт-Петербургская картфабрика ВСЕГЕИ, 1993. – 1 л.

3. Общая стратиграфическая (геохронологическая) шкала (по состоянию на 2016 г.) [Электронный реcypc] // ВСЕГЕИ: [сайт]. – URL: http://vsegei.ru/ru/info/ stratigraphy/stratigraphic_scale/str_scale4_preview.jpg (дата обращения: 28.02.2019).

4. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета России и его постоянных комиссий. Вып. 41. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. – 48 с.

5. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета России и его постоянных комиссий. Вып. 42. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2013. – 64 с.

6. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета России и его постоянных комиссий. Вып. 44. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2016. – 68 с.

7. Стратиграфический кодекс. Издание второе, дополненное. – СПб.: МСК, 1992. – 120 с.

 Стратиграфический кодекс России. Издание третье. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. – 96 с.

9. Cohen K. M., Finney S. C., Gibbard P. L. & Fan J.-X. The ICS International Chronostratigraphic Chart // Episodes. – 2013. – Vol. 36. – P. 199–204. 1. Obrazcy raskraski geologicheskih ob"ektov na kartah geologicheskogo soderzhaniya (dlya komp'yuternoj podgotovki i poligraficheskogo vosproizvodstva kart). Tret'ya redakciya [Samples of the coloring of geological objects on maps of geological content (for computer preparation and polygraphic reproduction of maps). The third edition]. St. Petersburg: VSEGEI. 2000. 1 p.

2. Obshchaya stratigraficheskaya shkala (po Stratigraficheskomu kodeksu 1992 g. s dopolneniyami) [The General stratigraphic chart of Russia (by the Stratigraphic code of Russia 1992 with additions)]. Eds. by A. I. Zhamoyda, O. A. Mazarovich, R. I. Sokolov. St. Peterburgskaya kartfabrika VSEGEI. 1993. 1 sheet.

3. Obshchaya stratigraficheskaya (geohronologicheskaya) shkala (po sostoyaniyu na 2016 g.) [Elektronnyi resurs]. *VS*-*EGEI*: [*sajt*]. URL: http://vsegei.ru/ru/info/stratigraphy/strati-graphic_scale/str_scale4_preview.jpg (28.02.2019). (In Russian).

4. Postanovleniya Mezhvedomstvennogo stratigraficheskogo komiteta Rossii i ego postoyannyh komissij. Vyp. 41 [Decisions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee of Russia and its regular commissions. Iss. 41]. St. Petersburg: VSEGEI Press. 2012. 48 p.

5. Postanovleniya Mezhvedomstvennogo stratigraficheskogo komiteta Rossii i ego postoyannyh komissij. Vyp. 42 [Decisions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee of Russia and its regular commissions. Iss. 42]. St. Petersburg: VSEGEI Press. 2013. 64 p.

6. Postanovleniya Mezhvedomstvennogo stratigraficheskogo komiteta Rossii i ego postoyannyh komissij. Vyp. 44 [Decisions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee of Russia and its regular commissions. Iss. 44]. St. Petersburg: VSEGEI Press. 2016. 68 p.

7. Stratigraficheskij kodeks. Izdanie vtoroe, dopolnennoe [Stratigraphic Code of Russia. Second edition, enhanced]. St. Petersburg: Interdepartmental stratigraphic committee of Russia. 1992. 120 p.

8. Stratigraficheskij kodeks Rossii. Izdanie tret'e [Stratigraphic code of Russia. Third Edition]. St. Petrersburg: VS-EGEI. 2006. 96 p.

9. Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L. & Fan, J.-X. 2013: The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes.* 36. 199–204.

Зинченко Иван Андреевич — зав. сектором геологического моделирования, Акционерное общество «Нижне-Волжский научно-исследовательский институт геологии и геофизики» (АО «НВНИИГГ»). Ул. Московская, 70, Саратов, 410012, Россия. <zinchenkoia91@gmail.com>

Zinchenko Ivan Andreevich – Head of geological modeling sector, Joint-stock company «Lower-Volga Research Institute of Geology and Geophysics» (JSC «LVRIGG»). 70 Ul. Moskovskaya, Saratov, 410012, Russia. <zinchenkoia91@gmail.com>

Высвобождение серы при метаморфизме пород в земной коре: применение к генезису золоторудных месторождений

Понимание источника серы при метаморфизме является важным для выяснения полного цикла рудогенеза от источника до отложения руды в некоторых типах месторождений. В работе рассмотрены Т-Р пределы перехода пирита в пирротин, которые высвобождают серу в соответствующих литологических породах при метаморфизме. Результаты исследования показывают, что большая часть серы высвобождается в узком Т-Р интервале и одновременно происходит преобразование хлорита в мусковит и образование H₂O для гидротермальных флюидов. Они формировались при метаморфизме от зеленосланцевой до низкотемпературной части амфиболитовой фаций, когда вместе с этим могли образовываться золоторудные месторождения. Рассмотрены тектонические позиции таких золоторудных месторождений, а также роль сульфидно-углеродистых осадочных пород.

Ключевые слова: высвобождение серы, метаморфизм пород, источники серы, воды, золота, тектонические позиции месторождений золота.

S. I. TURCHENKO (IPGG RAS)

Sulfur release during rock metamorphism in the Earth's crust: application to gold deposits genesis

Understanding of sulfur source during metamorphic rock reworking is important for understanding the complete cycle of ore genesis in sulfide deposits. The T-P limits of pyrite-pyrrhotite transformation, which released sulfur as a result of metamorphism, are discussed in the paper. Results of the study show that most of sulfur is released in a narrow interval of temperature that transforms chlorite to muscovite and simultaneously releases H_2O . Most of sulfur and water for hydrothermal fluids, when gold ore deposits can also be formed, are generated under metamorphism from greenschist to the lower-temperature part of amphibolite facies. Tectonic positions for forming such ore deposits and role of carbonic-sulfide sediments and deformations also are shown.

Keywords: sulfur release, rocks metamorphism, sources of sulfur, water, gold, tectonic positions of gold deposits.

Как цитировать эту статью: Турченко С. И. Высвобождение серы при метаморфизме пород в земной коре: применение к генезису золоторудных месторождений // Регион. геология и металлогения. – 2019. – № 77. – С. 60–66.

Введение. Сера тесно ассоциирует со многими рудными месторождениями, и сульфидные минералы являются главными ресурсами для многих металлов. Во многих месторождениях источники серы – метаморфические породы. Орогенные золоторудные месторождения (ОЗМ), в отличие от осадочных месторождений типа карлин, известны как метаморфогенные месторождения в породах метаморфизованных в фации зеленых сланцев и переходной к амфиболитовой фации. Это соответствует коровой модели [16], которая более вероятна, чем модель формирования золоторудных месторождений в условиях вплоть до гранулитовой фации [15, 17]. Но все же многочисленными исследованиями было показано, что ОЗМ не могут образовываться за пределами средней части амфиболитовой фации, потому что флюидный поток через обычные типы пород в этих условиях уже достигает температуры 650 °C

(т. е. температуры плавления пород) и не может существовать, но в условиях высокого давления этого не происходит.

Источник метаморфической серы для ОЗМ образуется при переходе пирита (FeS₂) в пирротин (FeS) во время регионального метаморфизма, который совпадает с производством Н₂О при преобразовании хлорита в мусковит в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. При этом надо иметь в виду, что весь бюджет золота находится в пирите [14, 22, 29]. Ранние исследования также показали, что сера во многом производится из сульфидно-графитовых пород [5, 13] и вулканогенных колчеданных месторождений [11, 30], так как они насыщены пиритом. В этих породах пирит преобразуется в пирротин в широком интервале температур от зеленосланцевой до гранулитовой фаций. Однако, колчеданные месторождения и сульфидно-графитовые сланцы во многих регионах не часто преобладают, так что они не могут давать значительных количеств метаморфической серы, как другие источники (например, мафитовые вулканогенные породы, в которых переход пирита в пирротин в породах с 20 % пирита может высвободить около 105 кт серы). Такие породы могут быть источниками серы и золота в региональном масштабе [19, 26].

Процессы, происходящие в породах-источниках метаморфической серы. Было установлено, что метаморфическая Н₂О производится при прогрессивном метаморфизме во время преобразования гидроксилсодержащих минералов (как хлорит) в менее гидроксиловые минералы (как амфибол) в течение длительных реакций преобразования минералов. При низкой температуре в зеленосланиевой фации гидроксильные минералы, такие как хлорит и слюды, переходят в безгидроксиловые минералы (гранат, ставролит) в амфиболитовой фации. Подобные реакции происходят и при метаморфизме мафитовых и ультрамафитовых пород. Вдобавок, метаморфические СО₂ и H₂O производятся при превращении карбонатных минералов в кальциево-силикатные минералы [2] или реакцией между графитом и Н₂О [3, 10]. Много такого метаморфического флюида образуется в условиях нижней амфиболитовой фации, благоприятной для перехода пирита в пирротин. Пирит широко распространен как компонент разных породных типов и является обычным в осадочных обстановках из-за бактериальной сульфатной редукции, особенно в породах, богатых органическим веществом, таких как черные углеродистые сланцы. Пирит является также типичным минералом вулканогенных пород, подверженных подводноморскому метасоматозу. Хотя имеются и другие сульфидные и сульфатные минералы (барит, гипс и ангидрит), но главный бюджет серы определяется все же присутствием пирита.

Во время прогрессивного метаморфизма пирит переходит в пирротин, и таким образом происходит высвобождение серы, согласно реакции: $FeS_2 = FeS + S$. В природных метаморфических обстановках происходят два совместных процесса с высвобождением серы и выделением H₂O, CO₂, CH₄, CO, H₂, H₂S, SO₂ и S₂ во флюид [6] по реакциям:

 $FeS_2 + H_2O = FeS + H_2S + 1/2O_2$ $3FeS_2 + 2H_2O = 3FeS + SO_2 + 2H_2S$

Эти процессы заключаются в десульфидизации пирита уже при низкой температуре, концентрация серы в метаморфических флюидах значительно возрастает при подъеме температуры. В восстановительных условиях и низкой температуре H_2S распадается и образуются ионы HS^- и H^+ во флюидах, причем H_2S выделяет около 100 % серы при его восстановлении [12, 35]. При температурах выше 400 °C в типичных метаморфических флюидах существуют ионы HS^- в равновесии с ассоциациями пирротин-пирит-графит или пирротин-пирит-магнетит и преобладает серосодержащий флюид, произведенный из H_2S .

Преобладающими в этих процессах гидроксилсодержащими минералами являются хлорит, который сохраняется до 500-600 °С (при давлении менее 5 кбар), и мусковит, разрушающийся в интервале температур 650-700 °C также при давлении менее 5 кбар [1]. Минералообразование в метаморфических породах определяется главными факторами метаморфизма: Т, Робш, PH₂O, РСО₂, µК₂O, µNa₂O, pH, Eh. Рамки метаморфогенного рудообразования ограничены средней частью кианит-силлиманитовой фациальной серии умеренного давления и средней частью андалузит-силлиманитовой фациальной серии низкого давления в пределах температурного интервала 350-700 °С (фации зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая, альмандин-амфиболитовая и куммингтонит-амфиболитовая) (рисунок). Во многих других породах, не только в пелитовых сланцах, существуют события дегидратации, подобные разрушению хлорита и мусковита, например, происходит извлечение железа из окисных и железистых силикатных минералов и производство водного флюида. Соответственно,



Т-Р схема метаморфических фаций и фациальных серий (по [1] с дополнениями автора статьи – серое поле). Серым показаны пределы, в которых осуществляется метаморфогенное рудообразование

I – границы фаций; 2 – границы моновариантных равновесий кианита (ки), силлиманита (си) и андалузита (анд); 3 – границы фациальных подсерий (A – андалузит-силлиманитовые подсерии: A₁ – хлоритоид-кордиерит-андалузит-силлиманитовая, A₂ – ставролит-кордиерит-андалузит-силлиманитовая, A₃ – ставролит-кордиерит-силлиманитовая, АБ – промежуточная кианит-андалузит-силлиманитовые подсерии: Б₁ – ставролит-кордиерит-кианит-силлиманитовая, Б₂ – ставролит-жедрит-кианит-овые подсерии: Б₁ – ставролит-кордиерит-кианит-силлиманитовая, Б₂ – ставролит-жедрит-кианит-ортоклазовая; В – глаукофан-лавсонит-омфацит-гранатовая серия). Фации: I – цеолитовая, и пренит-пумпеллиитовая, III – пумпелиит-актинолитовая, II – глаукофан-лавсонитовая, V – эклогитовая, V – зеленосланцевая, VI – эпидот-амфиболитовая, IX – гранулитовая при этих гидроксил и серу производящих процессах в регионально метаморфических породах, которые включают железистые силикаты [25], оксиды железа и H₂O-содержащие силикаты, пирит может разлагаться уже в условиях среднетемпературного метаморфизма.

Применение для генезиса месторождений золота. Ранние исследования подтверждали, что только определенное количество серы в гидротермальном флюиде необходимо для регионального распространения золота, которое следует за флюидной транспортировкой вдоль узких пространств, где и накапливается в течение длительного промежутка времени [26]. Однако в дальнейшем исследования показали, что золото не только распространено в породном источнике, но также и в пирите, и в частности в пирите углеродистых сланцев [14, 22, 29].

В мафических породах золото концентрируется в магматических сульфидах, которые представлены в основном пиритом, хотя содержание золота в нем, вероятно, достигает около 1 г/т, давая лишь низкую концентрацию. Мышьяк (элемент, аномально изобильный в орогенических золоторудных месторождениях) также обычно содержится в небольших количествах в осадочном и диагенетическом пирите [22]. Поэтому метаморфические процессы, которые ведут к интенсивному преобразованию больших количеств регионально распространенного пирита, сосуществуют вместе со значительным потоком богатых H₂S флюидов, и они обогащаются как золотом, так и мышьяком. Таким образом, золото и мышьяк извлекаются прямо из пирита в богатый сероводородом гидротермальный флюид в виде гидросульфитного вещества. Миграция Н₂О происходит одновременно с разложением хлорита, и эти элементы (Au, As) входят во флюид при достижении десульфидизации пирита. Более интенсивное преобразование пирита в пирротин и генерация Аи-, Аѕ- и Н2S-обогащенных флюидов отмечается там, где метаморфизм происходит в области высокой температуры и низкого давления. Такой Au-As-H₂S обогащенный флюид должен иметь бо́льший рудообразующий потенциал, чем флюид с низким содержанием H₂S, который был произведен из породного источника, где происходила неинтенсивная десульфидизация пирита. Эти области, естественно, менее благоприятны для генезиса золоторудного оруденения.

Тектоническое положение, благоприятное для генезиса орогенических золоторудных месторождений. Большинство богатых серой метаморфических гидротермальных флюидов генерируется в окружающих углеродистых сланцах, и именно они являются идеальным источником золотоносных пород. Однако в региональном масштабе и другие породы могут быть таким источником, среди которых мафические вулканиты обладают достаточным потенциалом для рудоносных флюидов [26, 27]. Большинство богатых серой

флюидов образуются из пород, в которых происходит быстрое разложение пирита, и, как было сказано выше, такими породами являются сульфидно-углеродистые сланцы [3, 5]. Чтобы получить такое же количество Н₂S из мафических пород, их должно быть по объему в два раза больше, чем углеродистых сланцев. Региональное изучение метаморфизованных турбидитов в Новой Зеландии показало, что преобразование пирита в пирротин совпадает с возрастанием содержаний золота и мышьяка во вмещающих породах [29]. Но на фоне этого всегда требуется одновременное рассланцевание пород, которое добавляет возможность образования флюида и извлечения золота и мышьяка из пород в рудоносные флюиды и отложение их в виде самостоятельных минеральных фаз.

Такая интерпретация совпадает с ассоциацией углеродистых сланцев и крупных месторождений золота, таких как Мурунтау [24], Сухой Лог [4], золоторудных полей в фанерозойских метаморфических поясах [22]. Значительные объемы золотоносных мафических пород существуют и в архейских зеленокаменных поясах, например, Норсеман-Вилуна в блоке Йилгарн в Западной Австралии [9], хотя и там все-таки присутствуют сульфидно-углеродистые сланцы — слои Блэк Флэг [21].

Так как сера высвобождается под влиянием не только температуры, но и контроля давления, то особенности тектонического положения золотоносных провинций с термодинамическими условиями фаций II, V и VI (см. рисунок) являются более благоприятными для генерации насыщенных серой метаморфических флюидов. Однако существует много вариаций геотермальных градиентов, выражающихся различными метаморфическими поясами, например, имеются пояса высокого давления и низкой температуры и, наоборот, среднего и низкого давления и высокой температуры. Зоны корового растяжения потенциальны для образования поясов метаморфизма высоких температур и низкого давления и возможной генерации флюидов, богатых серой [7]. А области коллизии типа континент – континент создают благоприятные условия для метаморфических поясов высокой температуры, но также и высокого давления (как метаморфические пояса в Гималаях), которые не идеальны для производства богатых серой флюидов.

Аккреционые орогены также подвержены высокотемпературному региональному метаморфизму, но умеренного или низкого давления, вовлекая в него значительные объемы земной коры. Оба тектонических типа приводят к циркуляции флюидов, но разной степени интенсивности, которая проявляется в ассоциации с разломными системами, ведущими к формированию жильного золото-сульфидного оруденения [31]. Таким образом идеальной тектонической позицией для размещения золотосульфидного оруденения обладают области с региональным метаморфизмом умеренных температур и низкого давления. Внедрение больших объемов фельзитовых магм в среднекоровые уровни также ведет к формированию ореолов, благоприятных для миграции флюидов, богатых серой и несущих золото и мышьяк из основания теплового потока в верхние уровни коры. Такой тепловой поток вызывает одновременно дегидратацию хлорита + мусковита и десульфидизацию пирита в больших объемах коры, что делает благоприятным образование золотосульфидного оруденения. Однако во многих регионах могло быть так, что высокотемпературный метаморфизм происходил раньше, чем метаморфизм последующей зеленосланцевой фации. Такие повторные метаморфические события часто наблюдаются в архейских и даже фанерозойских поясах, которые не очень благоприятны для образования золотого оруденения орогенического типа.

В данной работе рассматриваются тектонические регионы, где метаморфизм, благоприятный для рождения флюидов, происходил одноактно в T-P условиях преобразования пирита в пирротин и выделения серы. Благоприятные для генезиса месторождений золота регионы могли отвечать следующим тектоническим позициям:

островодужные бассейны с последующим коровым растяжением;

 аккреционые бассейны, образованные над областями субдукции [18], сжатие или растяжение в которых происходило сразу после событий нижнекорового нагрева;

 комплексы островных дуг, где происходило внедрение фельзитовых магм в метаморфический блок с высоким температурным градиентом, предваряющим аккрецию.

Необходимо также иметь в виду, что во всех вещественных комплексах таких тектонических позиций должны присутствовать: 1 – породы, благоприятные для выделения серы (например, сульфидно-графитовые сланцы), и 2 – комплексы пород, изначально геохимически обогащенные золотом, по крайней мере, в следовом количестве. Такие тектонические позиции были свойственны позднедокембрийским золотоносным орогенам Тянь-Шаня с крупным месторождением золота Мурунтау в Узбекистане [24] и ряде средних по запасам месторождений золота в Уйгурском районе Китая [8], соседнем с Узбекистаном. Эти тектонические причины также характерны для разрешения некоторых загадок в наблюдаемом распределении золоторудных месторождений, вмещаемых породами различных метаморфических условий, большинство которых размещено в породах зеленосланцевой, а значительно меньшее количество - амфиболитовой или гранулитовой фаций. В террейнах, где месторождения золота формировались с участием инъекций фельзитовой магмы в среднекоровые комплексы пород, процессы магматической экстракции из коры глубинного уровня и внедрения в верхние уровни должны были создавать гравитационную стабильность, делающую эти террейны устойчивыми к надвиговой тектонике. В этих менее

обычных тектонических позициях месторождения золота не образовывались потенциально в глубинных коровых уровнях, чего нельзя сказать о более позднем времени в условиях зеленосланцевой фации, поскольку коровые породы в таких Т-Р условиях уже могли производить вторичные золотоносные флюиды. Серосодержащие флюиды, генерированные в глубинной коре при высоком давлении, продолжали генерироваться и на среднекоровых уровнях. Из-за того, что растворимость серы сильно зависит от давления, эти глубинные флюиды могли нести меньше серы, чем флюиды, генерированные на верхних коровых уровнях. Приведенные аргументы, возможно, могут объяснить, почему месторождения золота в террейнах с метаморфизмом гранулитовой фации являются незначительными и релкими.

Заключение. Главным процессом при метаморфическом высвобождении серы и создании гидротермального флюида является преобразования хлорита и пирита в условиях низкого давления зеленосланцевой и низкотемпературной части амфиболитовой фаций, которые приводят к формированию орогенических золоторудных месторождений. Золото в этих месторождениях отлагается из водных золотосульфидных комплексов [23], и это происходит в условиях температур ниже амфиболитовой фации по нескольким причинам:

1. Гидротермальные флюиды составляют часть плотности окружающих пород, и поэтому они мигрируют в восходящем направлении. Месторождения золота, наиболее вероятно, формируются над источником флюидов в регионе.

2. Гидротермальные флюиды должны быть насыщены серой из-за превращения пирита в пирротин и арсенопирита (FeAsS) в лёлингит (FeAs₂) [32].

3. За температурной областью выше 650 °С мигрирующие гидротермальные флюиды должны быть насыщенными CO_2 , чтобы избежать плавления пород, которое может произойти при потере H_2O (Т выше 700 °С). Поскольку многие силикатные породы подвергаются водонасыщенному плавлению при температуре 650 °С, процесс потери H_2O и, таким образом, миграция флюида и формирование золоторудных месторождений не могли бы происходить в условиях, превышающих такие температуры.

4. Очень высокая растворимость золота при высоких температурах [23] делает насыщение флюидов золотом труднодостижимым для последующего осаждения. По этим причинам орогенические месторождения золота не могут образовываться в любых метаморфических условиях, а только в пределах до средней части амфиболитовой фации, где появляются богатые серой флюиды. Вдобавок, давление контролирует высвобождение серы, ограничивая глубины, в которых образуются орогенические месторождения золота. Так как богатые серой флюиды лучше всего генерируются в условиях среднего и низкого давлений, то месторождения золота, более вероятно, образуются из флюидов в средней трети из 30—40 км мощности сегмента континентальной коры.

Эти положения совпадают с возможностью образования большинства орогенических месторождений золота, которые локализованы в породах, метаморфизованных в условиях от зеленосланцевой до нижней части амфиболитовой фации и генерирования богатых серой флюидов. Редки месторождения золота, которые связаны с породами, метаморфизованными в условиях высокотемпературной части амфиболитовой фации и выше. Многие такие месторождения оказываются вторично метаморфизованными (например, Биг-Белл [27] и Гриффин [34] в Австралии; Челленджер [32] и Хемло в Канаде [33]) или были минерализованы в условиях ретроградного метаморфизма, как Ренко в Зимбабве [20].

Определение Т-Р условий метаморфического высвобождения серы делает фундаментальными основы генезиса орогенических месторождений золота. Температурные условия ниже среднетемпературной части амфиболитовой фации благоприятны для формирования орогенических месторождений золота, а более высокотемпературные – маловероятны для образования подобных месторождений. Условия низкого давления показывают, что флюиды, насыщенные H₂S, Аи и As, лучше генерируются в регионах от среднего до высокого геотермального градиента, а это ограничивает возможное тектоническое положение для этих месторождений. Наиболее благоприятными для указанных условий являются заостроводужные бассейны. Другие тектонические положения небольших участков коры с такими метаморфическими условиями не могут объяснить генезис золоторудных металлогенических поясов. Высокий геотермический градиент также объясняет время золоторудной минерализации как близко одновременное с внедрением фельзитовой магмы в среднюю кору, причем фельзитовый магматизм совпадает с проявлением метаморфизма низкого давления и высокой температуры. Однако в некоторых коровых областях инъекция фельзитовой магмы играет прямую роль во введении теплового потока в среднюю часть коры, который является причиной высвобождения серы и одновременного образования метаморфических флюидов. Наконец, контроль давления при высвобождении серы также ограничивает его глубину в одну треть мощности коры, в пределах которой могут образовываться золоторудные месторождения.

Работа выполнена в рамках темы НИР 0153-2018-0012.

 Кицул В. И. Метаморфизм карбонатных пород ладожской формации // Труды Лаборатории докембрия АН СССР. – 1959. – Вып. 8. – С. 370–385.
 Коржинский Д. С. Соотношение между актив-

3. Коржинский Д. С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном рудообразовании // Изв. АН СССР. Серия геол. – 1963. – № 3. – С. 54–62.

4. Мигачев И. Ф., Карпенко И. А., Иванов А. И. и др. Золоторудное месторождение Сухой Лог – переоценка и оценка прогноза единого поля и района // Отечеств. геология. – 2008. – № 2. – С. 55–68.

логия. – 2008. – № 2. – С. 55–68. 5. Московченко Н. И., Турченко С. И. Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение (Сев. Карелия). – Л.: Наука, 1975. – 137 с.

6. Турченко С. И. Метаморфогенное рудообразование в рудоносных тектонических структурах докембрия // Планета Земля: Энциклопед. справочник. Том 2«Минерагения». – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – С. 116–129.

7. Barley M. E., Krapez B., Groves D. I. et al. The Late Archaean bonanza: metallogenic and environmental consequences of the interaction between mantle plumes, lith-ospheric tectonics and global cyclicity // Precambrian Res. – 1998. – Vol. 91. – P. 65–90.

8. Chen H. Y., Chen Y. J., Baker M. Isotopic geochemistry of the Sawayaerdun orogenic-type gold deposit, Tianshan, northwest China: Implications for ore genesis and mineral exploration // Chemical Geology. -2012. – Vol. 310. – P. 1–11.

9. Collins W. J. Hot orogens, tectonic switching, and creation of continental crust // Geology. – 2002. – Vol. 30. – P. 535–538.

10. Connolly J. A. D. and Cesare B. C-O-H-S fluid composition and oxygen fugacity in graphitic metapelites // J. Metamorph. Geol. – 1993. – Vol. 11. – P. 379–388.

11. Craig J. R. and Vokes F. M. The metamorphism of pyrite and pyritic ores: an overview // Mineralogical Magazine. – 1993. – Vol. 57. – P. 3–18.

12. Evans K. A., Phillips G. N. and Powell R. Rock-buffering of auriferous fluids in altered rocks associated with the Golden Mile-style mineralization, Kalgoorlie gold field, Western Australia // Econ. Geol. - 2006. - Vol. 101. - P. 805–818.

13. Ferry J. M. Petrology of graphitic sulfide-rich schists from south-central Maine: an example of desulfidation during regional prograde metamorphism // Am. Mineral. -1981. - Vol. 66. - P. 908–931.

14. Glasson M. J. and Keays R. R. Gold mobilization during cleavage development in sedimentary rocks from the auriferous slate belt of central Victoria, Australia: some important boundary conditions // Econ. Geol. – 1978. – Vol. 73. – P. 496–511.

15. Goldfarb R. J., Baker T., Dube B. et al. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes // Econ. Geol. – 2005. – Vol. 100. – P. 407–450.

16. Groves D. I. The crustal continuum model for late-Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia // Mineral. Deposita. – 1993. – Vol. 28. – P. 366–374.

17. Groves D. I., Goldfarb R. J., Gebre-Mariam M. et al. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geol. Rev. - 1998. - Vol. 13. - P. 7–27.

deposit types // Ore Geol. Rev. – 1998. – Vol. 13. – P. 7–27. 18. Haeussler P. J., Goldfarb R. J., Snee L. C. Link between ridge subduction and gold mineralization in southern Alaska // Geology. – 1995. – Vol. 23. – P. 995–998.

19. Keays R. R. Principles of mobilization (dissolution) of metals in mafic and ultramafic rocks – the role of immiscible magmatic sulphides in the generation of hydrothermal gold and volcanogenic massive sulphide deposits // Ore Geol. Rev. – 1987. – Vol. 2. – P. 7–63.

Rev. - 1987. - Vol. 2. - P. 7-63.
20. Kolb J., Kisters A. F. M., Hoernes S. and Meyer F. M.
The origin of fluids and nature of fluid-rock interaction in midcrustal auriferous mylonites of the Renco mine, southern Zimbabwe // Mineral. Deposita. - 2000. - Vol. 35. - P. 109-125.

^{1.} Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. – Л.: Наука, 1973. – 128 с.

22. Large R. R., Danyushevsky L., Hollit C. et al. Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: implications for the timing of gold in orogenic and carlin-style sediment-hosted deposits // Econ. Geol. -2009. -Vol. 104. -P.635-668.

23. Loucks R. R. and Mavrogenes J. A. Gold solubility in supercritical hydrothermal brines measured in synthetic fluid inclusions // Science. – 1999. – Vol. 284. – P. 2159–2163.

24. Morelli R., Creaser R. A., Seltman R. et al. Age and source constraints for the giant Muruntau gold deposit, Uzbekistan, from coupled Re-Os-He isotopes in arsenopyrite // Geology. -2007. - Vol. 35. - P. 795–798.

25. Nesbitt B. E. Metamorphic zonation of sulfides, oxides, and graphite in and around the orebodies at Ducktown, Tennessee // Econ. Geol. – 1980. – Vol. 75. – P. 1010–1021.

26. Phillips G. N., Brown I. J. and Groves D. I. Some requirements for the Golden Mile, Kalgoorlie: significance to the metamorphic replacement model for Archean gold deposits // Can. J. Earth Sci. – 1987. – Vol. 24. – P. 1643–1651.

27. Phillips G. N. and de Nooy D. High-grade metamorphic processes which influence Archaean gold deposits, with particular reference to Big Bell, Australia // J. Metamorph. Geol. -1988. – Vol. 6. – P. 95–114.

28. Phillips G. N. and Powell R. Link between gold provinces // Econ. Geol. – 1993. – Vol. 88. – P. 1084–1098.

29. Pitcairn I. K., Teagle D. A. H., Craw D. et al. Sources of metals and fluids in orogenic gold deposits: insights from the Otago and Alpine Schists, New Zealand // Econ. Geol. - 2006. - Vol. 101. - P. 1525–1546.

30. Rosenberg J. L., Spry P. G., Jacobson C. E. et al. The effects of sulfidation and oxidation during metamorphism on compositionally varied rocks adjacent to the Bleikvassli Zn-Pb-(Cu) deposit, Nordland, Norway // Mineral. Deposita. – 2000. – Vol. 35. – P. 714–726.

31. Sibson R. H., Robert F. and Poulsen K. H. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits // Geology. – 1988. – Vol. 16. – P. 551–555.

32. Tomkins A. G. and Mavrogenes J. A. Redistribution of gold within arsenopyrite and lollingite during pro- and retrograde metamorphism: application to timing of mineralization // Econ. Geol. – 2001. – Vol. 96. – P. 525–534.

33. Tomkins A. G., Pattison D. R. M. and Zaleski E. The Hemlo gold deposit, Ontario: an example of melting and mobilization of a precious metal-sulfosalt assemblage during amphibolite facies metamorphism and deformation // Econ. Geol. – 2004. – Vol. 99. – P. 1063–1084.

34. Tomkins A. G. and Grundy C. Upper temperature limits of orogenic gold deposit formation: constraints from the granulite-hosted Griffin's find deposit, Yilgarn Craton // Econ. Geol. – 2009. – Vol. 104. – P. 669–685.

35. Yardley B. W. D. Metal concentrations in crustal fluids and their relationship to ore formation // Econ. Geol. - 2005. - Vol. 100. - P. 613–632.

4. Migatshev I. F., Karpenko I. A., Ivanov A. I. i dr. Sukhoi Log gold deposit – reassessment and evaluation of the forecast of a single field and area. *Otechestvennaya geologiya*. 2008. No 2, pp. 55–68. (In Russian).

5. Moskovchenko N. I., Turchenko S. I. Metamorfizm kianit-sillimanitovogo tipa i sul'fidnoe orudenenie (Sev. Kareliya) [Metamorphism of kyanite-sillimanite type and sulphide mineralization (North. Karelia)]. Leningrad: Nauka. 1975. 137 p.

6. Turchenko S. I. Metamorphogenic ore formation in the ore-bearing tectonic structures of the Precambrian. *Planet Earth: Encyclopedic Reference. Vol. 2 «Mineragenia»*. St. Petersburg: VSEGEI. 2008. P. 116–129. (In Russian).

7. Barley, M. E., Krapez, B., Groves, D. I. et al. 1998: The Late Archaean bonanza: metallogenic and environmental consequences of the interaction between mantle plumes, lithospheric tectonics and global cyclicity. *Precambrian Res.* 91. 65–90.

8. Chen, H. Y., Chen, Y. J., Baker, M. 2012: Isotopic geochemistry of the Sawayaerdun orogenic-type gold deposit, Tianshan, northwest China: Implications for ore genesis and mineral exploration. *Chemical Geology*. 310. 1–11.

9. Collins, W. J. 2002: Hot orogens, tectonic switching, and creation of continental crust. *Geology*. 30. 535–538.

10. Connolly, J. A. D. and Cesare, B. 1993: C-O-H-S fluid composition and oxygen fugacity in graphitic metapelites. *J. Metamorph. Geol.* 11. 379–388.

11. Craig, J. R. and Vokes, F. M. 1993: The metamorphism of pyrite and pyritic ores: an overview. *Mineralogical Magazine*. 57. 3–18.

12. Evans, K. A., Phillips, G. N. and Powell, R. 2006: Rock-buffering of auriferous fluids in altered rocks associated with the Golden Mile-style mineralization, Kalgoorlie gold field, Western Australia. *Econ. Geol.* 101. 805–818.

13. Ferry, J. M. 1981: Petrology of graphitic sulfide-rich schists from south-central Maine: an example of desulfidation during regional prograde metamorphism. *Am. Mineral.* 66. 908–931.

14. Glasson, M. J. and Keays, R. R. 1978: Gold mobilization during cleavage development in sedimentary rocks from the auriferous slate belt of central Victoria, Australia: some important boundary conditions. *Econ. Geol.* 73. 496–511.

15. Goldfarb, R. J., Baker, T., Dube, B., Groves, D. I. et al. 2005: Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Econ. Geol.* 100. 407–450.

16. Groves, D. I. 1993: The crustal continuum model for late-Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. *Mineral. Deposita.* 28. 366–374.

17. Groves, D. I., Goldfarb, R. J., Gebre-Mariam, M. et al. 1998: Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol. Rev.* 13. 7–27.

18. Haeussler, P. J., Goldfarb, R. J., Snee, L. C. 1995: Link between ridge subduction and gold mineralization in southern Alaska. *Geology*. 23. 995–998.

19. Keays, R. R. 1987: Principles of mobilization (dissolution) of metals in mafic and ultramafic rocks – the role of immiscible magmatic sulphides in the generation of hydro-thermal gold and volcanogenic massive sulphide deposits. *Ore Geol. Rev.* 2, 7–63.

20. Kolb, J., Kisters, A. F. M., Hoernes, S. and Meyer, F. M. 2000: The origin of fluids and nature of fluid-rock interaction in midcrustal auriferous mylonites of the Renco mine, southern Zimbabwe. *Mineral. Deposita.* 35. 109–125.

21. Krapez, B. and Hand, J. L. 2008: Late Archaean deepmarine volcaniclastic sedimentation in an arc-related basin: the Kalgoorlie Sequence of the Eastern Goldfields Superterrane, Yilgarn Craton, Western Australia. *Precambrian Res.* 161. 89–113.

22. Large, R. R., Danyushevsky, L., Hollit, C. et al. 2009: Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: implications for the timing of gold in orogenic and carlin-style sediment-hosted deposits. *Econ. Geol.* 104. 635–668.

^{1.} Glebovickij V. A. Problemy ehvolyucii metamorficheskih processov v podvizhnyh oblastyah [Problems of evolution metamorphic processes in mobile regions]. Leningrad: Sciences. 1973. 128 p.

^{2.} Kicul V. I. Metamorphism of Ladoga formation carbonate rocks. *Works of the Precambrian Laboratory of the Academy* of Sciences of the USSR. 1959. Vol. 8. P. 370–385. (In Russian).

^{3.} Korzhinsky D. S. The ratio between oxygen activity, acidity and reduction potential during endogenous ore formation. *Izvestia AN SSSR. Seriya geol.* 1963. No 3, pp. 54–62. (In Russian).

23. Loucks, R. R. and Mavrogenes, J. A. 1999: Gold solubility in supercritical hydrothermal brines measured in synthetic fluid inclusions. *Science*. 284. 2159–2163.

24. Morelli, R., Creaser, R. A., Seltman, R. et al. 2007: Age and source constraints for the giant Muruntau gold deposit, Uzbekistan, from coupled Re-Os-He isotopes in arsenopyrite. *Geology.* 35. 795–798.

25. Nesbitt, B. E. 1980: Metamorphic zonation of sulfides, oxides, and graphite in and around the orebodies at Ducktown, Tennessee. *Econ. Geol.* 75. 1010–1021.

26. Phillips, G. N., Brown, I. J. and Groves, D. I. 1987: Some requirements for the Golden Mile, Kalgoorlie: significance to the metamorphic replacement model for Archean gold deposits. *Can. J. Earth Sci.* 24. 1643–1651.

27. Phillips, G. N. and de Nooy, D. 1988: High-grade metamorphic processes which influence Archaean gold deposits, with particular reference to Big Bell, Australia. *J. Metamorph. Geol.* 6. 95–114.

28. Phillips, G. N. and Powell, R. 1993: Link between gold provinces. *Econ. Geol.* 88. 1084–1098.

29. Pitcairn, I. K., Teagle, D. A. H., Craw, D. et al. 2006: Sources of metals and fluids in orogenic gold deposits: insights from the Otago and Alpine Schists, New Zealand. *Econ. Geol.* 101. 1525–1546. 30. Rosenberg, J. L., Spry, P. G., Jacobson, C. E. et al. 2000: The effects of sulfidation and oxidation during metamorphism on compositionally varied rocks adjacent to the Bleikvassli Zn-Pb-(Cu) deposit, Nordland, Norway. *Mineral. Deposita*. 35. 714–726.

31. Sibson, R. H., Robert, F. and Poulsen, K. H. 1988: High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*. 16. 551–555.

32. Tomkins, A. G. and Mavrogenes, J. A. 2001: Redistribution of gold within arsenopyrite and lollingite during pro- and retrograde metamorphism: application to timing of mineralization. *Econ. Geol.* 96. 525–534.

33. Tomkins, A. G., Pattison, D. R. M. and Zaleski, E. 2004: The Hemlo gold deposit, Ontario: an example of melting and mobilization of a precious metal-sulfosalt assemblage during amphibolite facies metamorphism and deformation. *Econ. Geol.* 99. 1063–1084.

34. Tomkins, A. G. and Grundy, C. 2009: Upper temperature limits of orogenic gold deposit formation: constraints from the granulite-hosted Griffin's find deposit, Yilgarn Craton. *Econ. Geol.* 104. 669–685.

35. Yardley, B. W. D. 2005: Metal concentrations in crustal fluids and their relationship to ore formation. *Econ. Geol.* 100. 613–632.

- *Турченко Станислав Иванович* гл. науч. сотрудник, доктор геол.-минерал. наук, Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук (ИГГД РАН). Наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия. <turchsi@mail.ru>
- *Turchenko Stanislav Ivanovich* Chief Researcher, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, RAS Institute of the Precambrian Geology and Geochronology (IPGG RAS). 2 Naberezhnaya Makarova, St. Petersburg, 199034, Russia. <turchsi@mail.ru>

Л. Б. МАКАРЬЕВ, У. С. ЕФРЕМОВА, Р. Ш. КРЫМСКИЙ, С. А. СЕРГЕЕВ (ВСЕГЕИ)

Возраст и стадийность уранового оруденения Туюканского рудного узла (Тонодский район, Северное Забайкалье)

Обсуждаются результаты определения U-Pb изотопного возраста уранового оруденения Туюканского рудного узла в Тонодском районе методом изотопного разбавленя и термоионной масс-спектрометрии (ТИМС) по настурану. Установлено, что ураноносные жилы с наиболее богатым оруденением имеют возраст 1234 ± 12 млн лет. Делается вывод о стадийном характере гидротермального урановорудного процесса с формированием телескопированных полихронных руд на Туюканском месторождении и более поздних (рифейских) настурановых жил на его флангах. Последняя обстановка в качестве самостоятельной впервые охарактеризована и датирована на рудопроявлении Натали.

Ключевые слова: жильное урановое оруденение, настуран, U-Pb возраст, рудопроявление Натали, Туюканский рудный узел, Тонодское поднятие, Северное Забайкалье.

L. B. MAKAREV, U. S. EFREMOVA, R. SH. KRYMSKY, S. A. SERGEEV (VSEGEI)

Age and stages of uranium mineralization in the Tuyukan ore cluster (Tonod district, Northern Transbaikalia)

The paper presents new geochronological results on pitchblende from Tuyukan ore cluster in the Tonod district by U-Pb ID-TIMS technique. It has been established that the age of uranium-bearing veins with the richest mineralization is 1234 ± 12 Ma. The conclusion is made about the stage-by-stage hydrothermal uranium ore process with the formation of telescoped polychronous ores in the Tuyukan deposit and later (Riphean) pitchblende veins in its flanks. The latter environment as independent one was first characterized and dated in the Natalie ore occurrence.

Keywords: vein-type uranium ore, pitchblende, U-Pb age, Natalie ore occurrence, Tuyukan ore cluster, Tonod Uplift, Northern Transbaikalia.

Как цитировать эту статью: Макарьев Л. Б. Возраст и стадийность уранового оруденения Туюканского рудного узла (Тонодский район, Северное Забайкалье) / Л. Б. Макарьев, У. С. Ефремова, Р. Ш. Крымский, С. А. Сергеев // Регион. геология и металлогения. – 2019. – № 77. – С. 67–74.

Урановый потенциал территории Северного Забайкалья составляют месторождения и многочисленные рудопроявления урана. сформированные в древних, карельского этапа, гранитоиднометаморфических образованиях Тонодского и Нечерского поднятий. Несмотря на существенные отличия от известных месторождений типа несогласия, до настоящего времени наиболее распространенной являлась точка зрения о связи гидротермального уранового оруденения Северного Забайкалья с поверхностью регионального предрифейского структурно-стратиграфического несогласия. Туюканский рудный узел Тонодского района (одноименного поднятия) включает Туюканское месторождение – наиболее крупное среди известных урановых объектов этой территории. В процессе проводимого ВСЕГЕИ в 2017-2018 гг. геологического доизучения листа О-49-XII представилась возможность уточнить геологические особенности образования и возраст урановых руд Туюканского узла, а в итоге определить формационно-генетическую принадлежность гидротермального уранового оруденения в данном регионе.

Общие сведения. Тонодское и подобные поднятия (Чуйское, Нечерское) входят в состав Прибайкальско-Патомской краевой системы Саяно-Байкальской складчатой области (рис. 1) и представляют собой выступы карельского гранитоидно-метаморфического основания (фундамента) среди рифейских параплитных комплексов Прибайкальско-Патомского перикратонного прогиба [3, 9]. Тонодское поднятие образовано слабометаморфизованными раннекарельскими отложениями и позднекарельскими гранитоидами, прорванными дайками габбро-долеритов и перекрытыми рифейским чехлом с выраженным в его основании (нижнерифейская пурпольская свита) предрифейским структурно-стратиграфическим несогласием. Раннекарельские отложения расчленяются на

Региональная геология и металлогения № 77/2019





Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Северного Забайкалья [9]

1 — плита Сибирской платформы; 2 — Алданский щит; 3-5 — Саяно-Байкальская складчатая область; структурно-формационные комплексы: 3 — рифейские Прибайкальско-Патомского перикратонного прогиба (*a*) и Олокит-Бодайбинской палеорифтовой зоны (*б*), 4 — карельские Чуйского (Ч), Тонодского (Т) и Нечерского (Н) гранитоидно-метаморфических поднятий, 5 — позднеархейские — раннекарельские объединенные; 6 — палеозойский Ангаро-Витимский гранитоидный ареал-плутон; 7 — главные разломы (структурные швы); 8 — месторождения урана (1 — Туюканское, 2 — Чепок)

песчаниковую албазинскую и вышезалегающую углеродисто-песчано-сланцевую михайловскую свиты, наиболее полно представленные в Михайловской брахисинклинали. Основную площадь Тонодского поднятия занимают массивы порфировидных рапакивиподобных и лейкократовых гранитов чуйско-нечерского комплекса, наиболее крупным и представительным из которых является Кевактинский массив (рис. 2). Полученные авторами конкордантные U-Pb (SHRIMP II) датировки по циркону различных фациальных разновидностей этого массива [4] в совокупности с имеющимся U-Pb определением [6] позволяют заключить, что время формирования чуйско-нечерского комплекса калиевых гранитов S-типа находится в интервале 1850– 1840 млн лет. Дайки габбро-долеритов, имеющие региональное распространение, образуют рои вдоль продольных разломов северо-восточной ориентировки в центральной и краевых частях



Рис. 2. Схема геологического строения и металлогенического районирования Тонодского района (по [10] с доп.)

1, 2 – отложения рифейского чехла: 1 – среднерифейские балаганахской серии (a) и верхнерифейские дальнетайгинской серии (б), 2 – нижнерифейские пурпольской и медвежевской свит; 3, 4 – образования кристаллического фундамента: 3 – позднекарельские гранитоиды чуйско-нечерского комплекса, в том числе порфировидные граниты (a) и лейкограниты (б), 4 – нижнекарельские зеленокаменные (a) и песчано-сланцевые албазинской и михайловской свит (б); 5 – разрывные нарушения (a), в том числе надвиги (б); 6 – Туюканское месторождение (a) и рудопроявления (б) урана (1 – Натали, 2 – Западное, 3 – Восточное); 7 – месторождение золога Чёртово корыто; 8–10 – главные рудные узлы: 8 – Туюканский урановорудный, 9 – Кевактинский золоторудно-россыпной, 10 – Амандракский потенциальный урановорудный. Буквы в кружках: главные морфоструктурные элементы Тонодского поднятия (М – Михайловская брахисинклиналь, К – Кевактинский и А – Амандракский гранитоидные массивы, Тн – Туюканский выступ)

Тонодского поднятия. Позднекарельский возраст ранних даек (чайский комплекс) составляет около 1750 млн лет [1, 3]. Более поздние протяженные дайки долеритов (медвежевский комплекс) интрудируют нижнерифейские и перекрываются среднерифейскими отложениями, тяготея к краевым частям поднятия. Геохронологически они не изучены, а геологический возраст определяется как ранне-среднерифейский (1400–1300 млн лет). В границах поднятия традиционно выделяется Тонодский рудный район с наиболее значимыми Туюканским, Амандракским урановорудными и Кевактинским золоторудным узлами [9, 10]. В урановорудных узлах оруденение формируется в гранитоидах краевых и апикальных частей массивов (Кевактинского, Амандракского и др.), а золото-сульфидно-кварцевое оруденение Кевактинского узла (Михайловской брахисинклинали) — во вмещающих раннекарельских породах с преимущественным развитием в черных углеродистых сланцах михайловской свиты (рис. 2).

Ураноносность Туюканского узла. Туюканский рудный узел включает Туюканское месторождение и рудопроявления урана (Натали, Западное, Восточное), открытые в юго-западной части Кевактинского гранитоидного массива при поисково-оценочных работах Иркутского Сосновского ΠΓΟ под руководством И А. Ю. Шманкевича (1984 г.) и А. М. Ковешникова (1989 г.). Проведенные ревизионные работы, включающие изучение сохранившихся канав и керна скважин, были сосредоточены в пределах Туюканского месторождения и рудопроявления Натали.

Рудное поле Туюканского месторождения (рис. 3) сформировано в узле сочленения



Рис. 3. Геологическая карта западной части Туюканского рудного узла (с использованием материалов А. М. Ковешникова, 1989 г.)

1 – нижнерифейские отложения нерасчлененные: конгломераты, кварцито-песчаники; 2 – дайки габбро-долеритов; 3 – чуйско-нечерский комплекс: граниты и гнейсограниты порфировые средне-крупнозернистые и мелкозернистые; 4 – михайловская свита: сланцы и метаалевролиты серые, черные углеродистые и слюдисто-кварцевые; 5 – албазинская свита: метапесчаники светло-серые кварц-полевошпатовые; 6 – разрывные нарушения (без разделения по морфологии); 7 – жильное окварцевание; 8 – выходы рудных залежей на поверхность с кондиционным (а) и забалансовым (б) оруденением; 9 – урановорудные тела проявления Натали; 10 – ураноносные зоны катаклаза, дробления и гидротермально-метасоматической проработки; 11 – место отбора пробы на определение абсолютного возраста северо-восточных и секущих северо-западных и субширотных разломов, трассирующихся разновозрастными (преимущественно позднекарельскими) дайками габбро-долеритов. Ураноносной является полоса развития сближенных субширотных зон катаклаза, дробления и флюиднометасоматической переработки гранитов общей протяженностью до 3 км и шириной до 200 м, в пределах которой выявлены пять урановорудных залежей с жильным и штокверковым прожилково-вкрапленным оруденением. Наиболее крупная залежь 1 с кондиционным оруденением (собственно Туюканское месторождение на рис. 3) вмещается мелкозернистыми гранитами, содержащими ксенолиты углеродистых сланцев михайловской свиты. Эта залежь мощностью 35-86 м прослежена на протяжении 800 м и до глубины 400 м. Она объединяет серию ветвящихся жилообразных рудных тел с раздувами и пережимами. Мощность рудных тел варьирует от 1 до 36 м при содержаниях урана от 0,05-0,1 до 0,4 % [9]. В наиболее богатой рудоносной части разреза наблюдается максимальная насыщенность гранитов ксенолитами сланцев. Другая характерная особенность – развитие оруденения на участках телескопированного проявления ранних (гранитогенных) фельдшпатолит-грейзеновых и более поздних березитовых изменений. Руды Туюканского месторождения сульфидсодержащие, часто обогащенные Pb, Zn, Ni, As, Си, реже Со, Ад и Аи. На месторождении развита зона интенсивного окисления до глубины не менее 200 м, в пределах которой установлен вынос урана. Здесь преобладают гипергенные урановые минералы (отенит, скупит, уранофан и др.), а первичная минерализация (уранинит, настуран, редко коффинит) находится в виде реликтов в скоплениях биотита ранней стадии кремнещелочного метасоматоза или ассоциирует с поздней трещинно-прожилковой минерализацией (серицит, хлорит, кварц, карбонат). Наличие богатых первичных руд предполагается на глубине более 200 м [10].

Ревизия Туюканского месторождения и фактические материалы поисковых работ не подтверждают ранее предполагаемую связь уранового оруденения с предрифейским несогласием и его принадлежность к типу несогласия. Выходы рифейских отложений отдалены от Туюканского месторождения (более чем на 500 м), а результаты бурения этих отложений показывают полное отсутствие в контакте с подстилающими гранитами каких-либо признаков древнего гипергенеза (корообразования) и рудоформирующих эпигенетических процессов. Рудовмещающие мелкозернистые граниты, относимые ранее к продуктам коры выветривания (зоны дезинтеграции), представляют собой интрузивную фацию гранитоидов Кевактинского массива, широко развитую в его апикальных и краевых (эндоконтактовых) частях. Геологические данные свидетельствуют об образовании наиболее масштабных руд Туюканского месторождения в провесе кровли раннекарельских отложений михайловской свиты, частично эродированном в настоящее время. В такой же позиции на северо-западном фланге месторождения выявлено скрытое жильное оруденение с богатыми урановыми рудами (рудопроявление Натали).

На рудопроявлении Натали (рис. 3) крупный провес (ксенолит) слюдистых и графитистых сланцев михайловской свиты хорошо обнажен на поверхности, а его нижняя часть вскрыта в каре. Оруденение локализовано в сланцах, на поверхности (в т. ч. в канавах и скважинах) не зафиксировано, а провялено только на глубине. В средней части кара (примерно в 100 м от поверхности) появляются единичные кварц-настурановые прожилки, а в основании кара (на глубине 240–250 м) выявлены два рудных тела, представляющие собой участки сгущения кварц-настурановых прожилков, а также вкрапленности и почковидных выделений (до 1 × 2 см) настурана. Мощность рудных прожилков обычно от нескольких миллиметров до 1-5 см. Отмечающиеся рядом более мощные (до 2-3 м) кварцевые жилы безрудны. Первое рудное тело (4,5 × 8 м) частично вскрыто расчисткой и до конца не прослежено по простиранию. Размеры второго тела около 10 × 30 м. Содержание урана в этих рудных телах достигает 1,8-3,5%, а в отдельных жилах с массивным настураном -17 % и более (n × 10 %). Околожильные изменения (оторочки мощностью до первых сантиметров) выражены в развитии кварца, хлорита и сульфидов. Руды относятся к классу богатых и сопровождаются аномальными концентрациями Pb, Zn, Cu, Bi, As, Ag, Pt [3], a также Au (по полученным данным).

Урановое оруденение Туюканского рудного узла и Тонодского района в целом геохронологически не охарактеризовано, а имеющиеся U-Pb определения возраста не могут рассматриваться как достоверные. Эти определения (по материалам поисково-оценочных работ 1984—1989 гг.) получены по валовым пробам в лаборатории Сосновского ПГО с разбросом значений в диапазоне от 1600 ± 100 до 440 млн лет, в то время как единичные измерения на элементном микрозонде САМЕСА (ВСЕГЕИ) приблизительно оценивали возраст настуранов на всех анализировавшихся объектах Тонодского района, включая Туюканское месторождение, в пределах 510-370 млн лет.

В результате по аналогии с месторождением Чепок (на севере Нечерского поднятия, рис. 1) для основной массы уранового оруденения Туюканского месторождения принимался позднекарельский возраст. Месторождение Чепок залегает в подобной геолого-структурной обстановке (в узле сочленения крутопадающих разломов среди гранитов чуйско-нечерского комплекса с ксенолитами раннекарельских углеродсодержащих пород), также характеризуется отчетливой проявленностью раннего кремнещелочного метасоматоза и наложенных кварц-хлорит-серицитовых изменений, а наиболее богатыми являются жильные и линзообразные приразломные тела с настуран-уранинитовой минерализацией [7, 10]. Геохронологические исследования, проведенные в ИГЕМ РАН, показали, что руды месторождения Чепок имеют возраст 1845—1832 млн лет и близки во времени формирования гранитоидам чуйсконечерского комплекса [2, 8].

Для дополнительного геохронологического изучения уранового оруденения Туюканского узла в качестве объекта исследований было выбрано рудопроявление Натали с наиболее богатыми в регионе урановыми рудами жильного типа, отличающимися от руд Туюканского месторождения хорошей сохранностью (отсутствие вторичных минералов и неокисленный облик первичной урановой минерализации). Для определения U-Pb возраста из кварц-настуранового прожилка мощностью около 2 см с содержанием урана до 70,4 % была отобрана пр. 102 (рис. 3).

Методика и результаты исследований. В пр. 102 были выделены зерна уранового минерала массой 0,1-0,3 мг, которые промывались с ультразвуковой обработкой в тефлоновом бюксе спиртом, а затем водой. Далее зерна взвешивались на алюминиевой фольге на микровесах и переносились в бюксы из тефлона PFA Savillex объемом 3 мл. В бюкс добавлялись три капли 9N HCI и три капли 14N HNO₃ и раствор выпаривался на плитке при температуре 160 °С. Далее добавлялись еще две капли 10N HCI, и пробы выпаривались до объема около 5 мкл, а затем еще шесть капель 2,5N HCI, и раствор охлаждался до комнатной температуры. С помощью дозатора переменного объема на 100 мкл жидкость делилась на две аликвоты: 40 мкл для определения концентрации Рb и U и 80-90 мкл – изотопного состава Рb. Аликвоты взвешивались на весах, в каждую для определения концентрации Рb и U добавлялся и взвешивался 500 мкл ²³⁵U-²⁰⁸Pb смешанный трассер (изотопное разбавление). Далее аликвоты в тефлоновых боксах на 3 мл выпаривались на плитке при температуре 160 °С и охлаждались до комнатной температуры. В бюксы с высушенными аликвотами добавлялось по 10 мкл деионизированной воды. На рениевую катодную ленту держателя термоионизационного масс-спектромерта наносилось по 2 мкл смеси силикагеля и 0,2N H₃PO₄ и по 1 мкл жидкости каждой аликвоты.

Измерения отношений изотопов свинца ($^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{206}Pb/^{207}Pb$ и $^{206}Pb/^{208}Pb$) осуществлялось на термоионизационном мультиколлекторном масс-спектрометре ThermoFinniganMAT Triton TI в одноленточном варианте в статическом многоколлекторном режиме. Каждое измерение состояло из пяти блоков по 10 сканов при токе на испарителе 2,5–3,0 А и температуре 1350–1400 °С. Для контроля правильности перед каждой партией проб измерялся международный стандарт Pb NIST 983. Средняя точность анализов составила 0,05 % (2 σ) для отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$. Корректировка на приборное массфракционирование производилась по среднему значению измерений стандарта NIST 981 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16,9374, ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,4916, ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36,7219)$ при той же температуре. Измеренные отношения изотопов свинца корректировались на масс-фракционирование 0,12% а. е. м. Бланк (холостой опыт) во время проведения анализов не превышал 0,01 нг для Pb при составе $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,120, ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,542, ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,354.$

Содержание урана также измерялось на массспектрометре Triton TI из концентрационных аликвот с тех же лент, что и свинец, но при более высокой температуре 1500-1550 °С. Измерялось отношение изотопов урана ²³⁸U¹⁶O₂/²³⁵U¹⁶O₂. Каждое измерение состояло из трех блоков по 10 сканов при токе на испарителе 3,0-3,5 А. Измеренные отношения изотопов урана корректировались на масс-фракционирование 0.12 % а. е. м. Бланк во время проведения анализов не превышал 0,01 нг для U. Обработка результатов анализа для расчета возраста производилась в программах К. Людвига (Berkeley Geochronology Center) PBDAT ver. 1.24 и ISOPLOT ver. 4.15 [11].

Полученные аналитические результаты представлены в таблице и на рис. 4.

Примечательно (таблица), что самые мелкие (5195, 5196) и самая крупная (5186) навески настурана имеют повышенные концентрации обыкновенного свинца, что может отражать степень воздействия процессов метасоматической перекристаллизации. Кроме того, измеренный изотопный состав свинца подтверждает близкую степень геохимической подвижности Рb и U во вторичном процессе и позволяет оценить начало его миграции в интервале 360–420 млн лет из источника рифейского возраста.

Результаты U-Pb изотопного датирования настурана (уранинита) аппроксимируются дискордией (СКВО = 0,02) с верхним пересечением с конкордией, определяющим возраст кристаллизации первичного диоксида урана в 1234 ± 12 млн лет (рис. 4, *a*). Нижнее пересечение соответствует времени проявления однократного интенсивного наложенного процесса, приведшего к существенной перекристаллизации, вероятно, первичного уранинита с образованием настурана – 359 ± 3 млн лет. Эти вычисления проведены по трем наиболее гомогенным кристаллам 5192-5194 (таблица). Из вычислений, проведенных по всем шести анализам (рис. 4, б), видно, что возрастающая негомогенность, особенно выраженная для очень крупной навески 5186 (таблица), приводит к ухудшению линейности аппроксимации и увеличению погрешности определения возраста (СКВО = 36) при сохранении принципиального результата, подтверждая его достоверность.

Таким образом, ураноносные жилы рудопроявления Натали имеют возраст 1234 ± 12 млн лет, соответствующий началу среднерифейского времени и близкий границе нижнего — среднего рифея. Эта возрастная граница в пределах анализируемой территории и в краевых поднятиях Северного Забайкалья фиксируется региональным



Рис. 4. Диаграммы Аренса – Везерилла с конкордиями для настуранов Пояснения см. в тексте

Номер	Macca,	11.0/	Db 9/	²⁰⁶ Pb/	^{/204} Pb	²⁰⁷ Pb/2	²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb ³	*/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb ³	⊧/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*		
навески	МΓ	0, %	FU, 70	корр.	% ош.	корр.	% ош.	рад.	% ош.	рад.	% ош.	рад.	% ош.	
5192	0,1989	75,6	6,71	343,820	0,045	36,663	0,063	0,7164	0,1110	0,0803	0,1010	0,0647	0,0460	
5193	0,2438	76,9	6,76	346,560	0,050	36,765	0,067	0,7077	0,1180	0,0796	0,1060	0,0644	0,0490	
5194	0,2445	76,1	7,60	287,520	0,045	33,591	0,063	0,8021	0,1340	0,0870	0,1220	0,0668	0,0520	
5195	0,1066	75,4	6,95	320,680	0,050	35,335	0,067	0,7397	0,1010	0,0822	0,0850	0,0652	0,0510	
5196	0,1801	72,8	8,50	229,390	0,050	30,344	0,067	0,9260	0,1330	0,0962	0,1150	0,0698	0,0640	
5186	0,8941	68,3	7,75	238,970	0,041	30,867	0,061	0,9012	0,1610	0,0945	0,1610	0,0691	0,0560	

Изотопы Рb и U в настуране (пр. 102, рудопроявление Натали)

Обозначения: корр. – скорректировано на обыкновенный свинец; Рb* рад. – радиогенный свинец; % ош. – погрешность измерений.

развитием даек габбро-долеритов (медвежевский комплекс и его аналоги).

Другим важным моментом является установленная на рудопроявлении Натали интенсивная перекристаллизация первичного диоксида урана (уранинита) с образованием вторичного настурана в позднем палеозое (девоне) 359 ± 3 млн лет тому назад. Это событие, а именно активная регенерация первичного оруденения, отмечается практически на всех урановых месторождениях Северного Забайкалья [2, 8, 9] и во времени связывается с главной эпохой гранитообразования в палеозойском Анагаро-Витимском ареал-плутоне (рис. 1).

Обсуждение результатов и выводы. Имеющиеся и полученные новые данные показывают сходство урановых объектов Туюканского рудного узла и их аналогов в Северном Забайкалье с типовыми докембрийскими жильными гидротер-

мальными месторождениями, к которым, в соответствии с классификацией МАГАТЭ (2016 г.), относятся известные канадские месторождения урановорудных районов Большого Медвежьего озера и Биверлодж [5]. Урановорудный район Большого Медвежьего озера (провинция Эльдорадо) образован раннепротерозойскими вулканогенно-осадочными комплексами (группы Эхо-Бей) и гудзонскими гранитоидами. пересекающимися дайковыми поясами долеритов с возрастом около 1400 и 1000 ± 50 млн лет (последние являются пострудными). Жильные и жильно-штокверковые урановые месторождения Эльдорадо, Контакт-Лейк, Эхо-Бей, Эль-Бонанца и др. приурочены к крутопадающим зонам трещиноватости и дробления, локализуются исключительно в осадочных породах (в гранитах выклиниваются), нередко на контактах даек долеритов, и имеют форму от прожилков (мощностью 1-2 см) и жил (до 1,2 м) с высоко-
сортной рудой до более мощных штокверков и линз с бедным оруденением. Рудные жилы и прожилки сложены настураном нескольких генераций, кварцем, сульфидами и кобальт-никелевыми арсенидами, образующими характерную для этого района пятиэлементную рудногеохимическую ассоциацию. В урановорудном районе Биверлодж (на северо-западе провинции Атабаска) жильные урановые месторождения Эйс, Фей, Верна, Гуннар залегают среди глубокометаморфизованных архейских пород (группа Тейзин) и представлены сериями сближенных жил, прожилков и штокверков в оперяющих главные разломы разрывах. В этом районе основную группу (90%) составляют месторождения с простым (преимущественно настурановым) составом руд. Месторожления второй группы с рудами сложного состава (пятиэлементной ассоциации с палладием, золотом и др.) образуют самостоятельный узкий пояс. и предполагается, что они моложе, чем преобладающие месторождения первой группы.

Рассмотренные канадские месторождения традиционно относятся к жильным гидротермальным. Возраст различных генераций настурана месторождений Большого Медвежьего озера составляет 1650, 1450 и 1200 млн лет. Принято считать, что формирование этих месторождений происходило в конце раннего протерозоя с частичным переотложением и привносом урана в позднем протерозое (рифее) с допускаемым более молодым происхождением отдельных настурановых жил. В урановорудном районе Биверлодж также установлены два основных этапа рудоформирования: раннепротерозойский, датируемый в 1760 ± 20 млн лет, и позднепротерозойский - 1240 ± 50 млн лет. Образование основной массы гидротермального оруденения (с возрастом около 1760 млн лет) связывается с эпохой раннепротерозойской протоактивизации, а рубеж 1240 млн лет фиксирует частичное переотложение руд с предполагаемым формированием месторождений так называемой второй группы с рудами сложного состава [5].

Именно такая геолого-генетическая модель полихронного рудоформирования, предусматривающая образование основной массы рядового оруденения в конце позднего карелия и более богатых (телескопированных и локально-обособленных) концентраций на рубеже раннего среднего рифея, наиболее адекватна для жильного гидротермального оруденения Туюканского рудного узла.

Исходя из этого, проявленный здесь стадийный урановорудный процесс выразился в формировании телескопированного полихронного уранового оруденения в благоприятной геологоструктурной обстановке Туюканского месторождения и более поздних (рифейских) настурановых жил в зонах трещиноватости на его флангах. Последняя обстановка в качестве самостоятельной впервые выявлена и датирована на рудопроявлении Натали. Работа выполнена в рамках «ГДП-200 листа O-49-XII (Саталахская площадь)» в составе объекта ФГБУ «ВСЕГЕИ» «Проведение в 2017– 2019 гг. региональных геологосъемочных работ м-ба 1 : 200 000 на группу листов в пределах Сибирского федерального округа».

1. Гладкочуб Д. П., Писаревский С. А., Эрнст Р. и др. Крупная магматическая провинция (КМП) с возрастом около 1750 млн лет на площади Сибирского кратона // Докл. РАН. – 2010. – Т. 430. – С. 654–657.

2. Голубев В. Н., Макарьев Л. Б., Былинская Л. В. Отложение и ремобилизация урана в Северо-Байкальском регионе, по данным анализа U-Pb систем урановых руд // Геология рудных месторождений. – 2008. – Т. 50, № 6. – С. 548–557.

3. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-49 – Киренск. Объясн. записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2012.

4. Ефремова У. С., Макарьев Л. Б. Связь уранового и олово-вольфрамового оруденения с позднекарельским гранитообразованием в западной части Тонодского поднятия (Северное Забайкалье) // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии: материалы XXIX молодежной научной школы-конференции. – Петрозаводск, 2018. – С. 165–168.

5. Лаверов Н. П., Смилкстын А. О., Шумилин М. В. Зарубежные месторождения урана. – М.: Недра, 1986. – 320 с.

6. Ларин А. М. Раннепротерозойские коллизионные и постколлизионные граниты северной части Байкальской складчатой области / А. М. Ларин, Е. Б. Сальникова, А. Б. Котов, Л. Б. Макарьев // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2006. – Т. 14, № 5. – С. 3–15.

7. Макарьев Л. Б., Былинская Л. В., Павлов М. В. и др. Нечеро-Ничатский урановорудный район (ведущие типы оруденения, обстановки локализации и перспективы) // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. – М.: ВИМС, 2006. – Вып. 150. – С. 5–17.

8. Макарьев Л. Б., Былинская Л. В., Голубев В. Н. и др. О возрасте урановых руд Северо-Байкальского региона (предварительные результаты U-Pb датирования) // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. – М.: ВИМС, 2009. Вып. 153. – С. 88–96.

9. Макарьев Л. Б., Миронов Ю. Б. Особенности металлогении и перспективы промышленной ураноносности Чуйско-Тонодской минерагенической зоны Северного Забайкалья (по материалам ГК-1000/3 и ГДП-200/2) // Регион. геология и металлогения. – 2014. – № 57. – С. 87–94.

10. Самович Д. А., Царук И. И., Кокарев А. А. и др. Минерально-сырьевая база урана Восточной Сибири. – Иркутск, 2012. – 163 с.

11. Ludwig K. R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publication. – Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA, 1999. – N 1a. – 2455 p.

2. Golubev V. N., Makarev L. B., Bylinskaya L. V. Deposition and remobilization of uranium in the North-Baikal re-

^{1.} Gladkochub D. P., Pisarevskij S. A., Ernst R. et al. Large Igneous province (LIP) of about 1750 Ma in the Siberian craton. *Doklady RAN*. 2010. Vol. 430, pp. 654–657. (In Russian).

gion, according to the analysis of U-Pb systems of uranium ores. *Geologiya rudnyh mestorozhdenij.* 2008. Vol. 50. No 60, pp. 548–557. (In Russian).

3. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoj Federacii m-ba 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Aldano-Zabajkal'skaya. List O-49 – Kirensk. Ob''yasn. zapiska [State Geological Map of the Russian Federation, scale 1:1,000,000 (third generation). Aldan-Transbaikalian series. Sheet O-49 (Kirensk). Explan. note]. St. Petersburg: Izd-vo kartfabriki VSEGEI, 2012. 607 p.

4. Effemova U. S., Makarev L. B. Connection of uranium and tin-tungsten mineralization with Late Karelian granite formation in the western part of the Tonod Uplift (Northern Transbaikalia). *Actual problems of geology, geophysics and geoecology: Materials of the XXIX Youth Scientific School-Conference*. 2018. Pp. 165–168. (In Russian).

5. Laverov N. P., Smilkstyn A. O., Shumilin M. V. Zarubezhnye mestorozhdeniya urana [Foreign uranium deposits]. Moscow: Nedra. 1986. 320 p.

6. Larin A. M., Sal'nikova E. B., Kotov A. B., Makarev L. B. Early Proterozoic collisional and post-collisional granites of the northern part of the Baikal folded region. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyaciya.* 2006. Vol. 14. No 5, pp. 3–15. (In Russian). Makarev L. B., Bylinskaya L. V., Pavlov M. V. et al. Nechero-Nichatsky uranium ore district (major types of mineralization, localization environment and prospects). *Materials on the geology of deposits of uranium, rare and rare earth metals*. Moscow: VIMS. 2006. Vol. 150, pp. 5–17. (In Russian).
8. Makarev L. B., Bylinskaya L. V., Golubev V. N. et al.

8. Makarev L. B., Bylinskaya L. V., Golubev V. N. et al. About the age of uranium ores of the North Baikal region (preliminary results of U-Pb dating). *Materials on the geology of uranium, rare and rare earth metals*. Moscow: VIMS. 2009. Iss. 153, pp. 88–96. (In Russian).

9. Makarev L. B., Mironov Yu. B. Metallogenic features and commercial uranium potential of Chuya-Tonod metallogenic zone, Nothern Transbaikalia (based on data of the Geological map-1000/3 and Additional Site Exploration-200/2). *Region. geologiya i metallogeniya*. 2014. No 57, pp. 87–94. (In Russian).

10. Samovich D. A., Caruk I. I., Kokarev A. A. i dr. Mineral'no-syr'evaya baza urana Vostochnoj Sibiri [Mineral resources base of uranium in Eastern Siberia]. Irkutsk. 2012. 163 p.

11. Ludwig, K. R., 1999: User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. *A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center Special Publication 1a. 2455. Ridge Road, Berkeley CA 94709, USA.

Макарьев Леонид Борисович — канд. геол.-минерал. наук, вед. специалист, ВСЕГЕИ¹. $\langle ogumr@vsegei.ru \rangle$ *Ефремова Ульяна Сергеевна* — геолог, ВСЕГЕИ¹. $\langle Uliana Efremova@vsegei.ru \rangle$

Крымский Роберт Шамильевич — канд. геол.-минерал. наук, зав. сектором, Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ (ЦИИ ВСЕГЕИ ¹). <Robert_Krymsky@vsegei.ru>

Сергеев Сергей Андреевич – канд. геол.-минерал. наук, директор, ЦИИ ВСЕГЕИ¹. <Sergey_Sergeev@vsegei.ru>

Makarev Leonid Borisovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Expert, VSEGEI¹. <*ogumr@vsegei.ru>*

Efremova Uliana Sergeevna - Geologist, VSEGEI¹. <Uliana_Efremova@vsegei.ru>

Krymsky Robert Shamilevich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Head of Sector, Centre for Isotopic Research of VSEGEI (CIR VSEGEI¹)<Robert_Krymsky@vsegei.ru>

Sergeev Sergey Andreevich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Director, CIR VSEGEI¹. <Sergey_Sergeev@ vsegei.ru>

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia

Н. В. ШАТОВА, А. В. МОЛЧАНОВ, А. В. ТЕРЕХОВ, В. В. ШАТОВ, О. В. ПЕТРОВ, С. А. СЕРГЕЕВ, Э. М. ПРАСОЛОВ (ВСЕГЕИ), Г. П. ДВОРНИК (ИГГ УРО РАН), В. И. ЛЕОНТЬЕВ (ВСЕГЕИ, СПГУ)

Рябиновое медно-золото-порфировое месторождение (Южная Якутия): геологическое строение, геохимия изотопов благородных газов и изотопное (U-Pb, Rb-Sr, Re-Os) датирование околорудных метасоматитов и оруденения

На территории Рябинового медно-золото-порфирового месторождения рудная минерализация приурочена к участкам проявления многостадийного метасоматоза, сформировавшегося в две главные стадии. В первую, дорудную, стадию были образованы высокотемпературные калиевонатриевые метасоматиты – эгириновые фельдшпатиты, во вторую – средне-низкотемпературные околорудные гумбеиты в виде двух фациальных разновидностей – карбонат-серицит-мусковитортоклазовой и кварц-карбонат-барит-адуляровой. В статье обсуждаются результаты изотопных исследований (U-Pb, Rb-Sr, Re-Os, ⁴⁰Ar/³⁶Ar, ³He/⁴He, ²⁰Ne) вышеперечисленных метасоматитов и рудной минерализации.

Ключевые слова: reoxumus изотопов благородных газов, изотопное датирование, околорудные метасоматиты, оруденение, Рябиновое медно-золото-порфировое месторождение, Южная Якутия.

N. V. SHATOVA, A. V. MOLCHANOV, A. V. TEREKHOV, V. V. SHATOV, O. V. PETROV, S. A. SERGEEV, EH. M. PRASOLOV (VSEGEI), G. P. DVORNIK (IGG UB RAS), V. I. LEONTEV (VSEGEI, SPMU)

Ryabinovoe copper-gold-porphyry deposit (Southern Yakutia): geology, noble gases isotope systematics and isotopic (U-Pb, Rb-Sr, Re-Os) dating of wallrock alteration and ore-forming processes

In the Ryabinovoe copper-gold-porphyry deposit, the ore mineralization is belonging to multi-stage metasomatism fields, which were formed in two stages. In the first, pre-ore stage, high-temperature potassium-sodium metasomatites – aegirine feldspathites – were appeared whereas gumbeites – in the second, low/medium-temperature stage as a both – carbonate-sericite-muscovite-orthoclase and quartz-carbonate-barite-adular varieties. The results of isotopic investigations (U-Pb, Rb-Sr, Re-Os, ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$, ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$, ${}^{20}\text{Ne}$) of the above-mentioned metasomatites and ore mineralization are discussed in the paper.

Keywords: isotopic geochemistry of noble gases, geochronology, wallrock alteration, ore-forming processes, Ryabinovoe Cu-Au-porphyry deposit, Southern Yakutia.

Как цитировать эту статью: Шатова Н. В. Рябиновое медно-золото-порфировое месторождение (Южная Якутия): геологическое строение, геохимия изотопов благородных газов и изотопное (U-Pb, Rb-Sr, Re-Os) датирование околорудных метасоматитов и оруденения / Н. В. Шатова, А. В. Молчанов, А. В. Терехов, В. В. Шатов, О. В. Петров, С. А. Сергеев, Э. М. Прасолов, Г. П. Дворник, В. И. Леонтьев // Регион. геология и металлогения. – 2019. – № 77. – С. 75–97.

Введение. Рябиновое рудное поле, в геологическом строении которого главная роль принадлежит мезозойским щелочным магматическим породам Рябинового массива, расположено в Центрально-Алданском рудном районе Южной Якутии. К северо-восточной эндоконтактовой части Рябинового массива приурочено одноименное золото-медно-порфировое месторождение, рудные тела которого отличаются прожилково-вкрапленным характером проявления рудной минерализации (рис. 1). Изучением особенностей геологического строения Рябинового массива и его рудоносностью в разные годы занимались Ю. А. Билибин, Т. В. Билибина, В. Г. Ветлужских, К. А. Воробьев, Г. П. Дворник, А. А. Ким, А. В. Кислый, В. П. Костюк, А. Я. Кочетков, В. Н. Пахомов, В. А. Подкопаев, А. Б. Попов, Л. М. Реутов, О. В. Сотникова, А. Н. Угрюмов, Н. Е. Уткина, Д. В. Утробин, В. И. Уютов и многие другие исследователи.

Их работы продемонстрировали, что при сравнительно незначительных размерах (4 × 5 км)

© Шатова Н. В., Молчанов А. В., Терехов А. В., Шатов В. В., Петров О. В., Сергеев С. А., Прасолов Э. М., Дворник Г. П., Леонтьев В. И., 2019



Рис. 1. Схема геологического строения Рябинового рудного поля, совмещенная с моделью рельефа местности

1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – габбромонцониты, монцодиориты, меланократовые сиениты, щелочные флогопит-пироксеновые лампрофиры и эруптивные брекчии с лампроитовым цементом (тобукский комплекс – K₁); 3, 4 – алданский комплекс – K₁ (3 – порфировидные щелочнополевошпатовые эгирин-авгитовые сиениты I фазы, 4 – щелочнополевошпатовые эгирин-авгитовые сиениты, сиенит-порфиры и нордмаркиты II фазы); 5 – песчаники полимиктовые с прослоями и линзами гравелитов, конгломератов и алевролитов (юхтинская свита – J₁); 6, 7 – юдомская серия – V₂–C₁ (6 – субаркозовые песчаники, песчанистые доломиты, алевролиты, гравелиты, конгломераты, 7 – доломиты, глинистые доломиты); 8 – протерозойский метаморфический комплекс – PR₁ (амфиболовые, биотитовые и биотит-гранатовые гранито-гнейсы, гнейсовидные граниты, кристаллические сланцы); 9 – тектонические нарушения (a – главные, δ – второстепенные)

Рябиновый массив обладает большим разнообразием плутонических и гипабиссальных щелочных магматических пород.

Породы Рябинового массива, прорывающие гнейсы и гранитогнейсы докембрия, карбонатные, терригенно-карбонатные и терригенные отложения венда и юры, образуют интрузивное тело, контролируемое зоной пересечения двух крупных региональных разломов: Якокутского меридионального и Юхухтинского северо-западного. На современном уровне эрозионного среза массив имеет форму неправильного эллипсоида. длинная ось которого ориентирована на северовосток. В строении Рябинового массива установлено три блока, которые, по геофизическим данным, на глубине 150-200 м от поверхности объединяются в единое интрузивное тело. По данным А. Н. Угрюмова и Г. П. Дворника [30], массив имеет форму лополита с падением контактов к центру.

Ранее исследованиями специалистов из ВСЕГЕИ было показано [31, 34], что в гео-

логическом строении Рябинового массива по вещественным и структурно-текстурным особенностям, а также результатам изотопно-геохронологических исследований с использованием двух независимых геохронометров — U-Pb и Rb-Sr выделяются две разновозрастные группы высококалиевых магматических пород, характеризующихся ярко выраженной литохалькофильной геохимической специализацией на Au, Ag, Pb, Cu, Mo, W, Zr, Sr и Ba.

Ранняя группа *лейкократовых пород*, преобладающих по объему, представлена эгирин-авгитовыми шелочнополевошпатовыми сиенитами, сиенит-порфирами и кварцевыми сиенитами (нордмаркитами), принадлежащими *алданскому комплексу*, радиологический возраст магматической кристаллизации пород которого оценивается интервалом 142–144 млн лет. Сиенит-порфиры дайковой серии алданского комплекса показали радиологический возраст в 133 ± 5 млн лет.

Поздняя группа *меланократовых пород*, имеющих подчиненное значение и проявленных в виде малых штокообразных тел и даек, секущих сиениты алданского комплекса, представлена щелочными габброидами, монцонитоидами, меланократовыми эгирин-авгитовыми сиенитами, флогопит-пироксеновыми лампрофирами (минеттами) и эруптивными брекчиями с цементом лампроитового состава, которые относятся к более позднему *тобукскому комплексу* с радиологическим возрастом в 130–141 млн лет.

Полученные результаты изотопных исследований свидетельствует о том, что в процессе формирования щелочных магматических пород Рябинового массива происходило смешение изотопных характеристик мантийного и корового вещества. Выделяемые в его строении две группы магматических пород — *лейкократовая* и *меланократовая* — принадлежат единой антидромно развивавшейся во времени бимодальной магматической серии щелочных высококалиевых пород сиенитового и лампроит-щелочнобазальтового составов.

Несмотря на высокую изученность территории Рябинового рудного поля и находящегося в его пределах одноименного месторождения, некоторые принципиальные вопросы, касающиеся оценки возраста ассоциирующих со щелочными магматическими породами Рябинового массива околорудных метасоматитов и рудной минерализации, остаются еще не до конца исследованными.

Статья посвящена обсуждению новых данных, полученных коллективом специалистов из ВСЕГЕИ, Института геологии и геохимии УрО РАН и Санкт-Петербургского горного университета в ходе минералого-петрографического и изотопно-геохронологического изучения околорудных метасоматитов и рудной минерализации Рябинового месторождения с помощью трех независимых геохронометров: U-Pb, Rb-Sr и Re-Os. Кроме того, в статье на основе исследования изотопного состава благородных газов (аргона, гелия и неона) в газово-жидких включениях из магматических пород, брекчиевых образований, околорудных метасоматитов и руд Рябинового месторождения делается попытка выявить природу гидротермальных флюидов, участвовавших в процессе рудообразования.

Особенности геологического строения Рябинового месторождения. Рудная минерализация Рябинового месторождения локализуется в пределах двух рудоносных участков – Мусковитового и Нового – среди гидротермально измененных сиенитов алданского комплекса, содержащих прожилково-вкрапленную сульфидную (до 3–5%) рудную минерализацию (рис. 2–4).

В рудах месторождения главным рудным минералом является пирит, второстепенные минералы представлены халькопиритом, сфалеритом, галенитом, молибденитом и арсенопиритом. Редко встречаются золото самородное, электрум, серебро самородное, аргентит, теллуриды серебра и золота (гессит, петцит, калаверит), блеклые руды, энаргит, дигенит, джарлеит, станнин, карролит, мончеит, эрликманит и др. (табл. 1).

По данным А. Я. Кочеткова [17], процесс рудообразования на Рябиновом месторождении протекал в три основные стадии: 1 – продуктивную золото-пирит-микроклиновую, 2 – продуктивную золото-полисульфидную с кварцем, кальцитом и гематитом и 3 – позднерудную молибденитгаленит-кварцевую.

Рудные тела Рябинового месторождения образуют штокверки и минерализованные зоны с содержаниями золота, варьирующими в интервале от 1 до 4 г/т. Попутными полезными компонентами являются серебро, медь, молибден и свинец. Соотношение Au/Ag в рудах обычно колеблется от 1:1 до 1:3. Содержания меди в рудах Рябинового месторождения варьируют в широких пределах от 0,01 до 0,9% (до 3-4%) в единичных пробах) и в среднем составляют 0,13%. По данным А. В. Кислого с соавторами [12], с глубиной содержания меди в рудах месторождения увеличиваются. Среднее максимальное его значение (0,69%) было установлено в пределах Мусковитового участка в скв. 1104 на глубине 119 м. Однако систематического опробования на медь керна разведочных скважин и стенок горных выработок проведено не было, поэтому запасы меди в рудах месторождения остались не оцененными. Содержания молибдена и свинца также варьируют в широких пределах: Мо 0,002-0,125% при среднем содержании – 0,006-0,008%, а Рь 0,005-0,45% при среднем содержании 0,083 %, то есть находятся на уровнях ниже минимально значимых промышленных кондиций. Крайне редко в рудах месторождения отмечается проявление платиновометалльной рудной минерализации, закономерности распределения которой в контурах рудных тел остаются еще не до конца изученными [13].

Как показали результаты многолетних геологоразведочных и научно-исследовательских работ, оруденение Рябинового месторождения, по мнению большинства геологов, относится к меднозолото-порфировому семейству и связано с процессом внедрения и длительного становления одноименного щелочного массива.

Однако из-за специфичности петрографического состава рудовмещающих магматических пород и метасоматитов по сравнению с типовыми порфировыми месторождениями мира, вопрос о принадлежности Рябинового месторождения к семейству золото-медно-порфировых объектов неоднократно поднимался и дискутировался в отечественной геологической литературе [2, 3, 7, 16-19, 21, 27]. Первым, кто предложил рассматривать Рябиновое месторождение в качестве порфирового объекта, был А. Я. Кочетков [15, 16], который по комплексу геотектонических, магматических, геолого-структурных и минералого-геохимических признаков показал, что Рябиновое месторождение относится к золото-медно-молибден-порфировому геолого-промышленному типу, ранее неизвестному



Рис. 2. Схематическая геологическая карта Рябинового месторождения ([12] с изм. и доп. авторов)

1-6 – геологические образования: 1 – гнейсы и гранитогнейсы докембрийского возраста, 2, 3 – магматические породы алданского комплекса (2 – щелочнополевошпатовые эгирин-авгитовые сиениты и нордмаркиты, 3 – сиенит-порфиры), 4, 5 – магматические породы тобукского комплекса (4 – габбромонцониты, монцодиориты, меланократовые сиениты, флогопит-пироксеновые лампрофиры и эруптивные брекчии с лампроитовым цементом, 5 – флогопит-пироксеновые лампрофиры и габбромонцониты), 6 – четвертичные аллювиальные отложения; 7 – тектонические нарушения (a – установленные, δ – предполагаемые); 8 – проекция рудных тел на дневную поверхность (на схеме – номера в кружочках): 1-5 – рудные тела в пределах Мусковитового участка; 9 – контуры уступов и отвалов разведочного карьера, пройденного в 1990–1994 гг.



Рис. 3. Геологический разрез по линии А–Б через Западное и Восточное рудные тела Мусковитового участка

Усл. обозн. см. на рис. 2



Рис. 4. Геологический разрез по линии В–Г через рудное тело Нового участка Усл. обозн. см. на рис. 2

Таблица 1

Минеральный состав руд и околорудных метасоматитов	j
Рябинового медно-золото-порфирового месторождения	

Минералы	Рудные	Нерудные	Гипергенные
Главные	Пирит	Ортоклаз, микроклин, сери- цит, мусковит	Гетит, лимонит, гема- тит, гидрогетит, лепи- докрокит
Второстепенные	Халькопирит, сфалерит, галенит, мо- либденит, арсенопирит, рутил, ильме- нит, титанит, брукит, анатаз, магнетит, титаномагнетит	Барит, анкерит, кальцит, до- ломит, хлорит, гидросерицит, адуляр, альбит, эгирин, кварц	Ярозит, малахит, азурит, борнит, халькозин, ко- веллин
Редкие	Золото самородное, серебристое зо- лото – электрум, серебро самородное, аргентит – Ag_2S , теллуриды Ag и Au (гессит – Ag_2Te , петцит – Ag_3AuTe_2 , калаверит – $AuTe_2$), блеклые руды (теннантит – $Cu_{12}As_4S_{13}$, тетраэдрит – $Cu_{12}Sb_4S_{13}$), энаргит – Cu_3AsS_4 , ди- генит – Cu_9S_5 , джарлеит – $Cu_{31}S_{16}$, станнин – Cu_2FeSnS_4 , карролит – $Cu(CoNi)_2S_4$, мончеит – $PtPd(TeBi)_2$, эрликманит – OsS_2	Тремолит-асбест, фенгит, сер- пентин, щелочной амфибол — рибекит, флюорит, биотит, флогопит, клинопироксен, эпидот, глинистые минералы, цеолиты, апатит, циркон, ми- зерит	Медь самородная, ку- прит, церуссит, вульфе- нит

Примечание. Таблица составлена как по результатам собственных наблюдений, так и по опубликованным материалам других исследователей [2, 3, 7, 11–13, 15, 17–19, 21, 30].

на территории Центрального Алдана. Наиболее детальное сопоставление Рябинового месторождения с другими порфировыми по признакам, характерным для месторождений порфирового семейства, проведено в исследовании С. В. Лукашенко и Г. Н. Пилипенко [21], в котором утверждается, что Рябиновое месторождение принадлежит к порфировому семейству, но из-за низких содержаний меди и молибдена в рудах оно не может быть отнесено к золото-медно-молибденовой группе, а является одним из первых на территории России представителей собственно золото-порфировой группы.

Однако, как показано в обобщающей монографии Д. Мюллера и Д. Гравса [41], золото в рудах порфировых месторождений, связанных с проявлением ультракалиевого щелочного магматизма, как правило, всегда тесно ассоциирует с медной рудной минерализацией. В качестве примера могут быть приведены такие золотомедно-порфировые месторождения, как Лоррейн и Галор-Крик в провинции Британская Колумбия в Канаде [36, 37, 39] и месторождение Динкиди на о-ве Лузон на Филлипинах [50], связанные, как и Рябиновое месторождение, с ультракалиевыми щелочными магматическими породами, в рудах которых золото и медь образуют промышленно значимые концентрации.

Учитывая все выше сказанное и принимая во внимание тот факт, что распределение и содержание меди в рудах Рябинового месторождения изучены еще крайне недостаточно, авторы статьи приходят к выводу, что Рябиновое месторождение все же следует относить к медно-золото-порфировому, а не к золото-порфировому геолого-промышленному типу. После утверждения в 2011 г. ГКЗ запасов золота и серебра на Рябиновом месторождении [12] его промышленным освоением в настоящее время занимается ОАО «Селигдар». По состоянию на 01.06.2011 (табл. 2) суммарные запасы золота на Рябиновом месторождении при бортовом содержании 0,8 г/т оцениваются величиной в 26 т (при среднем содержании – 2,05 г/т), а серебра – 56 т (при среднем содержании – 4,4 г/т).

Вышеперечисленные запасы золота и серебра сосредоточены в шести рудных телах, пять из которых (Центральное, Западное, Южное, Восточное и Северное) выявлены в пределах Мусковитового, а шестое – Нового участков.

Мусковитовый участок. Его площадь составляет около 4 км². В геологическом отношении он приурочен к одноименному штоку щелочных пород, являющемуся северо-восточным сателлитом Рябинового сиенитового массива. Шток имеет овальную форму, вытянутую в северо-восточном направлении. Размеры штока, сложенного преимущественно крупнокристаллическими щелочнополевошпатовыми эгирин-авгитовыми сиенитами II фазы внедрения алданского комплекса, составляют 3,2 км по длинной оси и 1,4 км – по короткой. Сиениты повсеместно гумбеитизированы и несут прожилково-вкрапленную сульфидную минерализацию, пронизывающую весь объем пород, участвующих в строении сиенитового штока. Тобукский комплекс на площади Мусковитового участка представлен щелочными лампрофирами (минеттами), меланократовыми эгирин-авгитовыми сиенитами и щелочными габброидами, слагающими малые трубообразные тела и дайки, секущие сиениты алданского комплекса. Дайки имеют северовосточное или субмеридиональное простирание с почти вертикальным падением в восточном направлении.

Большое значение в формировании структурно-геологического плана Мусковитового участка имеет дайкообразное тело эруптивных брекчий с цементом лампроитового состава. Дайка прослеживается в северо-восточном направлении через весь участок на расстояние более 1,5 км, полностью пересекая сиенитовый шток в его юго-западной части и не выходя за его пределы. Мощность дайки варьирует от 5 до 100 м и более, залегание ее почти вертикальное или крутое с погружением на юго-восток под углами 70°-80°. Морфология дайки сильно осложнена поперечными разрывными нарушениями, разбивающими ее тело на три фрагмента, которые смещены относительно друг друга на первые десятки метров.

Рассматриваемое дайкообразное тело, сложенное меланократовыми породами тобукского комплекса, играет исключительно важную роль в локализации рудной минерализации на территории Мусковитового участка. Как следует из рис. 2—4, именно к экзоконтактовым участкам этого дайкообразного тела и приурочено промышленно значимое золотое оруденение, локализованное в пределах Мусковитового участка среди тектонически нарушенных и гидротермально измененных сиенитов алданского комплекса. Однако дайкообразные тела меланократовых пород тобукского комплекса и сами несут, но в меньшей степени, признаки гидротермальнометасоматического преобразования, выраженного в виде замещения исходных пород агрегатами гумбеитов кварц-хлорит-ортоклаз-карбонатного состава. Все это указывает на их «внутрирудный» характер проявления.

Участок Новый. Рудное тело Нового участка (табл. 2) является самым богатым на месторождении как по запасам золота, так и серебра. На его долю приходится 37 % от всех разведанных запасов золота и 55 % серебра. При этом рудное тело Нового участка и самое наименее эродированное из всех шести рудных тел Рябинового месторождения. Вертикальный размах оруденения в его пределах составляет почти 500 м, тогда как все пять рудных тел Мусковитового участка эродированы в значительно большей степени. Вертикальный размах оруденения в их пределах в два и более раз меньше, чем на Новом участке, и составляет 140–230 м.

Новый участок расположен в 1 км на юго-восток от Мусковитового. Площадь участка составляет $0,6 \text{ км}^2$. Он охватывает западную часть небольшого по размерам ($0,6 \times 0,4 \text{ км}$) штока мезозойских щелочных пород, прорывающих интенсивно фенитизированные породы докембрийского кристаллического фундамента.

Шток в районе Нового участка имеет трубообразную форму с практически вертикальным падением контактов. Он является многофазным. В его строении принимают участие щелочнополевошпатовые эгирин-авгитовые сиениты II фазы алданского комплекса и прорывающие их щелочные габброиды и пироксен-флогопитовые лампрофиры тобукского комплекса. Дайки минетт встречаются в восточной части штока

Таблица 2

			Золото			Серебро		Верти	икальный р оруденения	азмах I
Рудный участок	Рудное тело	Запасы	Доля от общих запасов	Со- держа- ние	Запасы	Доля от общих запасов	Со- держа- ние	Min отметка	Мах отметка	Верт. размах
		т	%	г/m	т	%	г/m		м	
	Центральное	3,1	12	2,8	10,6	19	12,0	590	770	180
	Западное	2,3	9	2,2	4,8	9	4,0	610	750	140
	Южное	3,3	13	2,0	3,0	5	2,0	650	880	230
Мускови-	Восточное	1,9	7	2,0	3,3	6	3,0	660	830	170
ТОТОВЫИ	Северное	5,6	22	1,6	3,3	6	1,0	740	930	190
	В целом по Мусковитовому участку	16,2	63	2,0	25,0	45	4,4	590	930	340
Новый	Новое	9,8	37	2,2	31,0	55	4,8	560	1040	480
В	целом по орождению	26,0	100	2,05	56,0	100	4,4	560	1050	490

Распределение запасов золота и серебра между различными рудными телами Рябинового месторождения и вертикальный размах оруденения По материалам А. В. Кислого и соавторов [12]

и в его обрамлении — среди вмещающих пород докембрийского возраста. Шток щелочных пород Нового участка приурочен к узлу пересечения разрывных нарушений северо-западного, северовосточного и субширотного направлений.

Шелочнополевошпатовые сиениты, как показано на рис. 2 и 4, образуют тело округлой формы в западной части штока. Размеры тела на современном уровне эрозионного среза составляют 140×100 м, а на штольневом горизонте +940-132 × 117 м, то есть с глубиной его линейные параметры практически не меняются. Разведочным бурением минерализованные сиениты в пределах Нового участка прослежены на глубину до 500 м и более от поверхности [12]. Промышленное оруденение на участке локализовано в геологических гранишах тела шелочнополевошпатовых сиенитов алданского комплекса. преобразованных за счет проявления гидротермально-метасоматических процессов в гумбеиты кварц-барит-карбонат-адулярового состава. Меланократовые породы тобукского комплекса в западной части штока также гидротермально изменены, но в меньшей степени за счет проявления процессов гумбеитизации.

Среднее содержание золота в продуктивной части рудного тела Нового участка составляет 2,2 г/т при разбросе содержаний по различным рудным пересечениям от 0,9 до 17,8 г/т [12].

Зона окисления рудных тел Рябинового месторождения. В пределах как Мусковитового, так и Нового участков получила развитие достаточно мощная зона окисления, распространенная на глубину до 20-30 м и более. Состав гипергенных минералов приведен в табл. 1. Гипергенные изменения руд выражены в частичном или полном замещении сульфидов железа гидрооксидами железа и марганца, а также ярозитом. Лимонитовые охры и гидрооксиды железа (гетит, гидрогетит, гематит, лепидокрокит) образуют натечные формы, псевдоморфно замещая первичные минералы сульфидов железа. Халькопирит замещается новообразованиями малахита, азурита, борнита, ковеллина, куприта и халькозина, галенит – церусситом, а молибденит – вульфенитом. Внутри этих агрегатов вторичных минералов не редко сохраняются первичные сульфиды, а также встречается самородное золото. При этом содержания золота, серебра и меди в зоне окисления Рябинового месторождения резко возрастают, достигая в отдельных образцах ураганных значений: для золота до 50-60 г/т, серебра до 200 г/т, а меди от 10-15 до 50 %.

Околорудные метасоматиты. Исследованием петрографических особенностей гидротермальнометасоматических образований в пределах Рябинового рудного поля в разные годы занималась большая группа геологов. Тем не менее наибольший вклад в изучение гидротермально измененных пород и околорудных метасоматитов Рябинового месторождения внесли А. Н. Угрюмов и Г. П. Дворник [30], А. Я. Кочетков с соавторами [19], В. Г. Ветлужских с соавторами [3] и Г. П. Дворник [5–7].

Этими исследователями было показано, что в пределах Мусковитового и Нового участков Рябинового месторождения проявлен широкий спектр разнофациальных и разностадийных гидротермально-метасоматических образований, сформированных в различных термодинамических обстановках и физико-химических условиях проявления гидротермальной деятельности. Среди них: фениты, эндо- и экзоскарны, эгирин-щелочнополевошпатовые и серицитмикроклиновые метасоматиты, микроклиниты и серицитолиты. При этом было отмечено, что только три последние из перечисленных выше разновидностей гидротермалитов являются рудоконтролирующими. Они были вылелены в самостоятельную формацию серицит-микроклиновых метасоматитов [5, 7, 30].

Минералого-петрографическое изучение и картирование ореолов гидротермально измененных пород, проведенное авторами статьи, позволило установить, что процесс внедрения и длительного становления Рябинового сиенитового массива сопровождался формированием гидротермально-метасоматической зональности плутоногенного типа.

В околоинтрузивном пространстве сиенитового массива получили широкое распространение приконтактовые ореолы скарнирования, фенитизации и щелочноамфиболовой пропилитизации, в размещении которых наблюдаются отчетливые признаки концентрически-зонального строения, унаследованного во многом от эллипсоидной формы самого Рябинового массива.

Во внутренних частях массива гидротермально-метасоматическая зональность представлена ореолами высокотемпературных эгирин-полевошпатовых метасоматитов — фельдшпатитов и сменяющими их во времени средне-низкотемпературных околорудных гумбеитов или карбонат-серицит-мусковит-ортоклазовых гидротермалитов.

Эгириновые фельдшпатиты — типичные автометасоматические объемные гидротермальнометасоматические образования эгирин-щелочнополевошпатового (микроклин-альбитового) состава, проявившиеся в породах Рябинового массива в виде разнообразных по морфологии крупно- и мегакристаллических пегматитоподобных агрегатов замещения и перекристаллизации: жил, гнезд и прожилков нередко с параллельношестоватым (друзитовым) и радиально-лучистым внутренним строением. В геологической литературе подобные гидротермалиты нередко называют вторичными сиенитами, или вторичными кварцевыми сиенитами, так как они обычно сохраняют внешний «магматогенный» облик замещаемых интрузивных пород [10, 22].

Процессом фельдшпатизации в той или иной степени захвачен практически весь объем магматических пород Рябинового массива, но особенно интенсивно (до 50–80% новообразований)



Рис. 5. Проявление внутриинтрузивной фельдшпатизации в средне-крупнозернистых щелочнополевошпатовых эгирин-авгитовых кварцевых сиенитах II фазы алданского комплекса. Участок Рябчик, фото обнажения МТ-63. Местоположение обр. МТ-63-А выделено белой рамкой

З о н а 1: исходный среднезернистый эгирин-авгитовый щелочнополевошпатовый сиенит. З о н а 2: прожилковая фельдшпатизация. Серия тонких мощностью от 0,5 до 2 см взаимно пересекающихся прожилков, нередко зонально-построенных, сложенных в осевых частях эгирином (темное), а по периферии – агрегатом альбитизированного микроклина (серое), образуют штокверк с плотностью от 8 до 16 прожилков на 1 м² коренной породы. З о н а 3: полнопроявленный фельдшпатит-«пегматит». Прожилки из зоны 2, сливаясь друг с другом (верхняя часть обнажения), формируют обособления жилообразной формы, а также раздувы неправильной формы с мегакристаллическим пегматитоподобным внутренним строением, в которых редкие призматические кристалы эгирина, достигающие в длину 3–5 см, заключены в крупнокристаллический кварц-щелочнополевошпатовый матрикс фельдшпатита-«пегматита»



Рис. 6. Среднезернистый равномернозернистый эгирин-авгитовый кварцевый сиенит II фазы алданского комплекса с фельдшпатитовым зонально-построенным прожилком щелочнополевошпат-эгиринового состава

a – фотография обр. МТ-63-А; δ – микрофотография шлифа из зоны 3, сложенной радиально-лучистым агрегатом эгирина; с анализатором, ув. ×2,5. Содержание: SiO₂ – 63,8; Fe₂O_{3общ} – 4,7; MgO – 0,14; Na₂O – 3,5; K₂O – 10,1%; Au – 0,01 г/т; Cu – 0,01%



Рис. 7. Полнопроявленный зонально-построенный мегакристаллический агрегат фельдшпатита-«пегматита», характеризующий границу двух зон метасоматической колонки: внутренней (зона 3), сложенной на 80-85 % эгирином, и промежуточной (зона 2), состоящей из микроклин-эгиринового парагенезиса, в строении которого альбитизированный микроклин преобладает над эгирином

а — фотография обр. 1066; *б* — микрофотография шлифа (с анализатором, ув. ×2,5; Qtz — кварц, Kfs — микроклин, Aeg — эгирин). Содержание: SiO₂ — 56,5; Fe₂O_{3общ} — 22,1; MgO — 0,4; Na₂O — 7,3; K₂O — 4,5 %; Au — 0,1 г/т; Cu — 0,06 %

фельдшпатиты-«пегматиты» проявились в наименее эродированных — эндоконтактовых частях Рябинового массива на гипсометрических отметках выше 700—800 м, а также среди пород его сателлитов. В более глубоко эродированных участках — на гипсометрических отметках ниже 700 м (участок Рябчик) — фельдшпатизация фиксируется, как правило, в виде тонких зонально построенных прожилков микроклин-альбит-эгиринового состава, группирующихся в сплошные штокверковые зоны, которые нередко, сливаясь друг с другом, образуют линзо- и жилообразные тела с «пегматитоподобным» внутренним строением (рис. 5).

Макроскопически фельдшпатиты по щелочнополевошпатовым сиенитам - это сероваторозовые до зеленовато-серых гидротермальные породы с массивной, реже неравномерно-пятнистой или друзитовой радиально-лучистой текстурой (рис. 6, 7). Под микроскопом можно наблюдать, что мегакристаллические агрегаты фельдшпатитов-«пегматитов» сложены приблизительно на 45-50 % альбитизированным микроклином и на 50-55% идиоморфными призматическими (нередко игольчатыми) кристаллами эгирина, вытянутыми вдоль длинной оси до 2-3 см и более. Иногда отмечаются реликты первичных пород с короткопризматическими кристаллами магматического эгирин-авгита. Минеральный состав этих метасоматитов варьирует в самых широких пределах: микроклин - от 10-15 до 80-90%, эгирин – от 5-15 до 50-60%, альбит – от 0 до 10-20 %. Акцессорные минералы представлены цирконом, титанитом (сфеном), гранатом, магнетитом, апатитом и лейкоксеном.

Гумбеиты, или производные средне-низкотемпературного щелочного углекисло-калиевого метасоматоза, впервые были выделены Д. С. Коржинским [14] на примере Гумбейского золото-шеелитового месторождения на Урале. Их термодинамические и физико-химические параметры образования подробно изучены И. П. Щербанем [35], а также В. А. Жариковым и соавторами [9]. В пределах Рябинового рудного поля термин «гумбеит» впервые был применен группой геологов ВСЕГЕИ для характеристики околорудных метасоматитов карбонат-серицитмусковит-ортоклазового состава [23, 29, 32-34], которые ПО минералого-петрографическим особенностям соответствуют «мусковит-серицит-микроклиновым, микроклин-серицитовым и кварц-адуляровым метасоматитам», выделенным и ранее описанным в работах А. Я. Кочеткова с соавторами [19], В. Г. Ветлужских с соавторами [3] и Г. П. Дворника [7].

Околорудные гумбеитовые изменения проявлены в породах, как правило, в виде тонких мощностью от 2–3 до 10–15 мм прожилков кварцортоклаз-серицит-анкеритового состава, а также пятнистых кварц-ортоклаз-анкерит-серицит-мусковитовых агрегатов, пронизывающих весь объем замещаемых пород (рис. 8, 9): сиенитов алданского комплекса, их ранее фельдшпатизи-

рованных разностей, а также меланократовых пород тобукского комплекса. Значительно реже ореолы гумбеитизации проникают во вмещающие Рябиновый массив гранитогнейсы и сланцы протерозойского возраста и терригенно-карбонатные породы плитного комплекса.

Реликты исходных магматических структур в метасоматитах гумбеитового состава практически всегда отсутствуют. Былое присутствие идиоморфных кристаллов первичного эгирин-авгита в полнопроявленных гумбеитовых гидротермалитах, сформированных по фельдшпатизированным сиенитам, иногда можно установить по морфологии агрегатных псевдоморфоз вторичных минералов и особенностям их химического состава. Как правило, хорошо оформленные кристаллы эгирина в промежуточных зонах метасоматических колонок гумбеитов замещаются агрегатными псевдоморфозами пирит-кварцкарбонатного состава, во многом сохраняющими внешнюю форму замещаемых кристаллов эгирина (рис. 10, 11). Карбонат в таких крупнокристаллических агрегатных псевдоморфозах по эгирину представлен анкеритом. К нему приурочены микровключения барита, апатита, флюорита и сульфидов – пирита, халькопирита, галенита, теллуридов серебра и золота. Именно с подобными гидротермалитами на Рябиновом месторождении и связано проявление богатой золоторудной минерализации.

В размещении рудоносных ореолов гумбеитизации наблюдается отчетливая закономерность — они приурочены, как правило, к участкам совмещения в пространстве магматических тел, сложенных тектонически нарушенными сиенитами алданского и прорывающими их меланократовыми породами тобукского комплексов.

Среди гумбеитов выделяется две фациальные разновидности — *карбонат-серицит-мусковитортоклазовая (фация G1),* получившая развитие преимущественно среди сиенитов Рябинового массива в интервале гипсометрических отметок от 550 до 750 м, и *кварц-карбонат-барит-адуляровая (фация G2)*, акцентированно проявленная в породах рудного поля на гипсометрических отметках от 750 до 1100 м и выше (см. рис. 8, 9).

Таким образом, выявленный на современном уровне эрозионного среза латеральный ряд гидротермалитов, по существу, является отражением вертикальной метасоматической зональности, проявившейся на территории Рябинового рудного поля.

На рис. 12 приведена модель-реконструкция вертикальной гидротермально-метасоматической зональности, построенная методом интерполяции всех полученных минералого-петрографических данных по профилю, пересекающему Новый и Мусковитовый участки Рябинового месторождения.

Установленная современная картина в распределении вышерассмотренных зон гидротермальных изменений в пределах площади Мусковитового и Нового участков является, с одной



Рис. 8. Сильноинтенсивно гумбеитизированный (фации G1) щелочнополевошпатовый эгирин-авгитовый сиенит алданского комплекса. Мусковитовый участок

а – фотография обр. 1004; *б* – микрофотография шлифа (с анализатором, ув. ×5).

В образце сильноинтенсивно проявленная (25–50 % новообразований) гумбеитизация фиксируется в виде автоморфных агрегатов кварц-анкерит-серицит-мусковит-ортоклазового состава, имеющих самую разнообразную морфологию – от небольших по размерам гнездообразных «пятен» до короткопрожилковых выделений, пронизывающих весь объем исходной породы. При этом в образце наблюдаются две разновидности калиевого полевого шпата, различающиеся своей окраской: коричневато-лиловая и желтовато-розовая. Первая из них обусловлена присутствием реликтовых зерен догумбеитового – фельдшпатит-сиенитового микроклина, а вторая – желтовато-розовая разновидность образована более поздним ортоклазом, входящим в состав околорудных гумбеитов. Именно к агрегатам *ортоклаза* и тяготеют скопления мелкочешуйчатого серицит-мусковита, сопровождаемые обильной вкрапленностью пирита, халькопирита, барита и других сульфидных минералов. Содержание (%): SiO₂ – 60,9; Fe₂O_{306ш} – 2,4; Na₂O – 0,4; K₂O – 13,8; CO₂ – 0,9; S – 0,1; Ba – 0,1; Cu – 0,02; Au – 0,02 г/т; Ag – 0,2 г/т



Рис. 9. Обогащенный адуляром полнопроявленный гумбеит фации G2, сформированный по средне-мелкокристаллическим порфировидным сиенитам и нордмаркитам алданского комплекса. Участок Новый

a – фотография обр. 1016; *б* – микрофотография шлифа (с анализатором, ув. ×5) Образец характеризуется наличием округлых по форме и зональных по строению псевдопорфировых выделений адуляркварцевого состава, в пределах которых адуляр концентрируется по их периферии, а кварц слагает центральную часть этих агрегатов. В структуре этих псевдопорфировых выделений мелкие ромбовидные кристаллы адуляра (Ad) образуют на контактах с матриксом друзовидные агрегаты, в пределах которых идиоморфные окончания кристаллов адуляра ориенти-

рованы в одном направлении – в сторону их центра, где доминирует кварц (Qtz). Содержание (%): SiO₂ – 66,9; Fe₂O_{3общ} –3,6; Na₂O –0,22; K₂O –12,4; CO₂ – 0,11; S – 0,1; Ba – 0,01; Cu – 0,01; Au – 0,72 г/т; Ag – 10 г/т

стороны, отражением вещественных и структурно-тектонических неоднородностей в строении самого Рябинового массива и его морфологии, а с другой, в условиях сильно расчлененного рельефа (600—1150 м), отражением неравномерного среза современной эрозионной поверхностью трех субпараллельных зон чехольного типа, сменяющих друг друга во внутриинтрузивном пространстве снизу вверх (в направлении вектора максимальной изменчивости): фельдшпатиты-«пегматиты» — гумбеиты карбонат-серицит-мусковит-ортоклазовой фации (G1) \rightarrow гумбеиты кварц-карбонат-баритадуляровой фации (G2). То есть в этом ряду гидротермалитов гумбеиты фации G2 занимают самое верхнее звено вертикальной метасоматической колонны.

Установленная в пределах Рябинового рудного поля вертикальная гидротермально-метасоматическая зональность по многим показателям соответствует типовой модели строения вертикальной метасоматической зональности порфирового месторождения, предложенной Дж. Лоувелом и Дж. Жильбертом [40] и актуализированной



Рис. 10. «Теневые» структуры замещения игольчатых, удлиненнопризматических и короткопризматических кристаллов эгирина полиминеральными агрегатными псевдоморфозами анкерит-пиритового состава, нередко содержащими в качестве примеси барит, кварц, халькопирит и золото-серебряную минерализацию. Карьер Мусковитового участка, обр. 1007-А

Образец представляет собой интенсивно минерализованный (обогащенный пиритом, халькопиритом и баритом) оруденелый кварц-ортоклаз-анкеритовый гидротермалит — гумбеит фации G1, сформированный по крупнокристаллическим щелочнополевошпат-эгириновым агрегатам апосиенитовых фельдшпатитов-«пегматитов». В образце от хорошо оформленных кристаллов эгирина остаются только одни внешние контуры — «футляры». При этом их внутреннее содержание претерпевает полное изменение и представлено агрегатными полиминеральными псевдоморфозами анкерит-пиритового и анкерит-барит-пирит-халькопиритового составов.

Содержание (%): SiO₂ – 42,9; Fe₂O_{3общ} – 17,3; Na₂O – 0,3; K₂O – 9,8; CO₂ – 7,1; S – 7,1; Ba – 1,1; Cu – 0,54; Au – 7,8 г/т; Ag – 7,4 г/т



Рис. 11. Микрофотографии шлифов обр. 1007-А, характеризующих особенности проявления «теневых» структур замещения удлиненнопризматических и короткопризматических кристаллов эгирина полиминеральными агрегатными псевдоморфозами анкерит-пиритового состава, нередко содержащими в качестве примеси барит, кварц, халькопирит и золото-серебряную минерализацию (слева – без анализатора, справа – с анализатором, ув. ×2,5) Ank – анкерит, Ру – пирит, Kfs – ортоклаз, Ва – барит



Рис. 12. Модель-реконструкция вертикальной гидротермально-метасоматической зональности Рябинового рудного поля

Р. Силлитое [45] по результатам обобщения большого фактического материала по порфировым месторождениям мира.

Главные различия между ними заключаются в преобладании в строении гидротермально-метасоматической зональности Рябинового рудного поля по сравнению с типовой моделью порфировой системы щелочных калинатриевых, калиевых и углекисло-калиевых метасоматитов – фельдшпатитов, фенитов и гумбеитов – при почти полном отсутствии производных кремне-кислотного метасоматоза, таких как березиты, филлизиты и аргиллизиты [4, 20, 24, 25, 46], что, скорее всего, было обусловлено ультракалиевой специализацией ($K_2O = 8-12\%$) самих магматических пород Рябинового массива, предопределивших высокую активность калия в гидротермальных флюидах на всех стадиях постмагматической плутоногенной гидротермальной деятельности.

Результаты ИЗОТОПНОГО (U-Pb, **Rb-Sr** и Re-Os) датирования околорудных метасоматитов Рябинового месторождения. С целью изотопного (U-Pb, Rb-Sr и Re-Os) датирования гидротермально-метасоматических образований. связанных с внедрением Рябинового сиенитового массива, было изучено пять представительных образцов гидротермалитов, из которых два принадлежат догумбеитовым эгириновым фельдшпатитам-«пегматитам» **MT-63A** (обр. и 1028) и три образца – околорудным гумбеитам (обр. МТ-49, 1005 и 1006), замещающим сиениты алданского комплекса.

U-Pb изотопная система. Возраст циркона определялся локальным U-Pb методом на вто-

рично-ионном микрозонде SHRIMP II (ЦИИ ВСЕГЕИ) по стандартной методике. Для выбора точек датирования в зернах использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения (CL) циркона.

Эгириновый фельдшпатит по сиениту, обр. 1028 и МТ-63-А. В изученных образцах установлены крупные (до 200 мкм в поперечнике) обломки зерен циркона либо бесформенные зерна этого минерала. Удлиненных кристаллов циркона практически нет. Ростовая осцилляционная зональность в темно-серых тонах в СL проявлена в меньшем, по сравнению с гумбеитами, количестве зерен. Более характерна секториальная зональность. Также присутствуют зоны изменения циркона, фиксируемые по белому оттенку в CL. Они проявлены менее масштабно и занимают не более четверти площади зерен циркона. Было проведено датирование только неизмененных доменов циркона. По 8 точкам обр. 1028 получен конкордантный возраст 132 ± 2 млн лет, а по 9 точкам обр. МТ-63А - 132,9±2 млн лет (рис. 13).

Гумбеиты по сиениту, обр. 1005 и МТ-49. Циркон в изученных образцах однотипный. Преобладают зерна удлиненной формы (Ку от 1:2 до 1:3) с выраженным призматическим габитусом. Основная часть зерен представлена цирконом с осцилляционной зональностью с чередованием участков серого и черного оттенка в СL. Как правило, осцилляционная зональность контрастна, но в некоторых зернах она затушевана и размыта. Характерной особенностью является присутствие разнообразных по морфологии зон



Рис. 13. Результаты U-Pb датирования фельдшпатитов-«пегматитов» (обр. 1028 и МТ-63А), сформированных по сиенитам алданского комплекса и характеризующих возраст высокотемпературного щелочного К-Na метасоматоза, обусловленного процессом внедрения сиенитов Рябинового массива

Вверху – ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb – ²³⁸U/²⁰⁶Pb диаграммы с конкордиями для цирконов из фельдшпатитов-«пегматитов» по сиенитам; внизу – катодолюминесцентные изображения изученных зерен цирконов с местоположением точек измерений

изменения циркона, контрастно выделяющихся белым оттенком в CL. Эти зоны изменения тяготеют к краям зерен, но могут занимать и до половины площади зерна.

U-Рь датирование циркона оказалось сопряжено с трудностями в связи с высоким содержанием нерадиогенного свинца – до 84 % в измененном цирконе белого цвета в CL и до 48 % в цирконе с осцилляционной зональностью. По данным вероятностной гистограммы (рис. 14), построенной для значений ²⁰⁶U/²³⁸Pb возраста, наиболее вероятное по положению пика на гистограмме значение возраста кристаллизации циркона с осцилляционной зональностью – около 133-134 млн лет, а возраст метасоматического изменения циркона – около 125 млн лет. Поскольку индивидуальные определения ²⁰⁶U/²³⁸Pb возраста имеют погрешность до $\pm 5-7$ млн лет, то различие во времени образования двух генераций циркона фиксируется на грани аналитической погрешности метода.

Rb-Sr изотопная система. Работы по определению радиологического возраста метасоматитов

Rb-Sr методом выполнялись в ЦИИ ВСЕГЕИ на девятиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме по трем образцам: обр. 1028 — фельдшпатит и обр. 1005 и 1006 — гумбеиты.

Использованные образцы в целом оказались подходящими для датирования Rb-Sr методом, так как в каждом из них был обеспечен диапазон вариаций отношения ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr, приемлемый для построения надежных изохронных зависимостей. Однако в обр. 1006 оказалась относительно большая ошибка определения возраста и слишком большое для трехточечной изохроны значение параметра СКВО, что, скорее всего, было связано либо с неполной гомогенизацией изотопного состава стронция между минералами в начальных условиях, либо с частичным нарушением замкнутости Rb-Sr системы после образования данной породы.

Результаты датирования приведены в табл. 3. На их основе было построено четыре изохроны, две из которых в качестве примеров приведены на рис. 15. Радиологический Rb-Sr возраст



Рис. 14. Результаты U-Pb датирования гумбеитов (обр. МТ-49 и 1005), сформированных по сиенитам алданского комплекса и характеризующих возраст средне-низкотемпературного щелочного углекисло-калиевого метасоматоза, обусловленного процессом внедрения сиенитов Рябинового массива

Вверху — ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb — ²³⁸U/²⁰⁶Pb диаграммы с конкордиями для цирконов из гумбеитов по сиенитам; внизу — катодолюминесцентные изображения изученных зерен цирконов с местоположением точек измерений

формирования фельдшпатитов получился равным 143 ± 4 млн лет, а гумбеитов $-139 \pm 1,3$ млн лет.

Re-Os изотопная система. Определение радиологического возраста рудоносных гумбеитов Рябинового месторождения проводилось Re-Os методом в ЦИИ ВСЕГЕИ (исполнитель – Р. Ш. Крымский) по монофракциям пирита и халькопирита, выделенным из обр. 1005 и 1006.

Измерение изотопного состава и определение концентрации Re осуществлялось на одноколлекторном масс-спектрометре с индукционно-связанной плазмой ICP-MS ELEMENT-2 (Thermo) по стандартной методике. Изотопный состав осмия измерялся на твердофазном мультиколлекторном масс-спектрометре высокого разрешения Triton (Thermo) в статическом режиме в отрицательно заряженных ионах на коллекторах Фарадея. Для коррекции приборного массфракционирования использовалась величина природного отношения 192 Os/ 188 Os = 3,092016. Для стандартизации условий измерений во время аналитической сессии производилось измерение внутреннего лабораторного стандарта Mainz с изотопным отношением 187 Os/ 188 Os = 0,107002 ± ± 0,000020.

Результаты датирования приведены в табл. 4. На основе полученных результатов были построены две изохроны по обр. 1005 и 1006 (см. рис. 15), где показано, что радиологический Re-Os возраст формирования околорудных гумбеитов Рябинового месторождения оценивается значениями в $129 \pm 1,2$ и $129 \pm 2,9$ млн лет, которые хорошо согласуются с радиологическим возрастом гумбеитов, полученным U-Pb методом по цирконам — 125-134 млн лет и в меньшей степени Rb-Sr методом по калиевым полевым шпатам, серицитам и по породе в целом — $139 \pm 1,3$ млн лет.

Таблица З

Результаты Rb-Sr анализа фельдшпатитов и околорудных гумбеитов Ряб	инового месторождения
--	-----------------------

Порода	Номер образца	Минерал/по- рода	R b, г/т	Sr, г/т	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	87Sr/86Sr	Ошибка, ±
Оруденелый гумбеит по		Порода (вал)	178,3	113,3	4,550	0,714677	12
сиениту (кварц-серицит-	1005	Ортоклаз	176,0	119,1	4,275	0,714214	14
ортоклазовыи метасоматит)		Серицит	180,9	22,43	23,41	0,752034	10
		Порода (вал)	181,9	67,97	7,744	0,721263	15
	1006	Ортоклаз	190,8	66,73	8,274	0,721771	42
		Серицит	181,2	17,25	30,54	0,766897	35
Эгирин-микроклиновый		Порода (вал)	138,7	316,3	1,267	0,708122	10
фельдшпатит по сиениту	1028	Микроклин	234,0	133,6	5,065	0,715825	11
		Эгирин	1,433	352,1	0,0118	0,705518	10

Таблииа 4

Результаты Re-Os анализа сульфидов из порфировых руд Рябинового месторождения

Номер образца	Минерал	Масса, г	Re сумма, мг/т	Оѕ сумма, мг/т	¹⁸⁷ Re/ ¹⁸⁸ Os	¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os	Ошибка, %	Ошибка
1005	Халькопирит	0,05687	1,277	2,6772	18,155	1,327	0,47733	0,325
	Пирит	0,0295	6,021	0,5052	60,489	2,070	0,58131	0,376
1006	Халькопирит	0,0933	0,553	0,4850	5,699	1,265	0,45539	0,374
	Пирит	0,10474	5,120	0,0193	2057,046	0,784	4,87105	0,508



Рис. 15. Результаты Rb-Sr и Re-Os изотопного датирования постмагматических фельдшпатитов-«пегматитов» и гумбеитов, сформированных за счет сиенитов алданского комплекса

Вверху – диаграммы в координатах ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr – ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr с модельными изохронами, построенными через точки: эгирин – валовая проба – микроклин для фельдшпатитов (обр. 1028) и ортоклаз – валовая проба – серицит для гумбеитов (обр. 1005), характеризующими модельный возраст формирования этих околорудных метасоматитов; внизу – диаграммы в координатах ¹⁸⁷Os / ¹⁸⁸Os с изохронами, построенными по обр. 1005 и 1006 (пирит и халькопирит) и характеризующими возраст формирования сульфидной рудной минерализации Рябинового золото-медно-порфирового месторождения Для всей совокупности изученных образцов (для всех изохрон) отношение ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os составляет 0,444, что, как и в случае с Rb-Sr геохронометром, однозначно свидетельствует о том, что в процессе формирования щелочных магматических пород, метасоматитов и золото-медно-порфирового оруденения Рябинового месторождения происходило смешение изотопных характеристик мантийного и корового вещества.

Таким образом, на основе использования трех независимых изотопных геохронометров (U-Pb, Rb-Sr и Re-Os) удалось установить, что внутриинтрузивные метасоматиты — эгириновые фельдшпатиты и околорудные гумбеиты — оказались незначительно оторванными во времени от момента завершения процесса магматической кристаллизации пород алданского и тобукского комплексов. Высокотемпературные эгириновые фельдшпатиты сформировались в интервале 132–143 млн лет, а сменяющие их во времени околорудные гумбеиты — в интервале 125– 139 млн лет (рис. 16).

Геохимия изотопов благородных газов. Изучение изотопии благородных газов (⁴⁰Ar/³⁶Ar, ³He/⁴He, ²⁰Ne) в газово-жидких включениях из метасоматитов Муковитового и Нового рудоносных участков проводилось в ЦИИ ВСЕГЕИ по методике, разработанной Э. М. Прасоловым [26]. На примере исследования двух образцов фельдшпатитов (обр. 1041 и 1066) и шести образцов гумбеитов фаций G1 и G2 (обр. 1001, 1005, 1007А, 1013, 1015 и 1031) было показано (табл. 5, 6; см. рис. 16), что доля воздушного аргона в вертикальной колонне гидротермально измененных пород Рябинового месторождения закономерно увеличивается с 70% в подрудных фельдшпатитах-«пегматитах» (на гипсометрических отметках 600-650 м) до 87 % в гумбеитах карбонат-серицит-мусковит-ортоклазовой фации G1 (на отметках 700-800 м), достигая максимума в 96% в гумбеитах квари-карбонат-баритадуляровой фации G2 (на отметках выше 950 м) в пределах Нового рудоносного участка.

При этом доля мантийного гелия в метасоматитах и рудах остается крайне низкой ($\leq 2-3\%$) на всем интервале глубин вертикальной колонны метасоматитов, что свидетельствует об активном участии на завершающих стадиях процесса рудообразования на Рябиновом месторождении



Рис. 16. Сводная диаграмма, иллюстрирующая изменение с глубиной состава околорудных метасоматитов и их изотопных характеристик (U-Pb, Rb-Sr, Re-Os, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os, ⁴⁰Ar_{возд}/Ar, He_{мант}/He) в пределах Мусковитового и Нового участков Рябинового месторождения

Все изотопные датировки магматических пород Рябинового сиенитового массива и связанных с его внедрением околорудных метасоматитов, полученные U-Pb, Rb-Sr и Re-Os методами, приведены на диаграмме в млн лет

1–3 – магматические породы алданского комплекса (1 – щелочнополевошпатовые эгирин-авгитовые сиениты и нордмаркиты I фазы, 2 – щелочнополевошпатовые эгирин-авгитовые сиениты и нордмаркиты II фазы, 3 – сиенит-порфиры дайковой серии); 4, 5 – магматические породы тобукского комплекса (4 – габбромонцониты, монцодиориты, меланократовые сиениты, флогопит-пироксеновые лампрофиры, 5 – эруптивные брекчии с лампроитовым цементом)

Комплексы магматических и метасоматических пород	Порода, тип околорудных метасоматитов	Номер образца	Н, м	Не 10 ⁻⁶ , см ³ /г	³ He/ ⁴ He 10 ⁻⁶ измерен.	
Алданский комплекс	Эгирин-авгитовые щелочнополевош-	1021	957	0,36	3,26	
	патовые сиениты	1023	555	0,089	0,889	
		1025	660	0,092	0,365	
Тобукский комплекс	Срх-Phl лампрофиры	1019	945	0,58	0,302	
	Эруптивные брекчии с лампроитовым цементом	1003	753	0,44	2,76	
		1040	812	0,088	2,14	
Метасоматиты, свя-	Эгирин-содержащие фельдшпатиты- «пегматиты» по сиенитам	1041	815	0,055	0,405	
занные с процессом внедрения Рябинового		1066	755	0,32	0,202	
сиенитового массива	Гумбеитизированные лампрофиры и сиениты	1031	732	0,048	0,609	
		1001	757	2,02	0,258	
	Гумбеиты фации G1 (Kfs+Ms/	1005	758	0,36	0,20	
	Ser+Ank+/-Ру, Qtz) по сиенитам	1007-A	760	2,77	0,376	
	Гумбеиты фации G2 (Qtz+Ad+	1013	945	0,35	0,276	
	+Ank+Ser+/-Bar, Ру) по сиенитам	1015	950	0,22	0,487	
1	1	1	1	1		1

Примечание. Газы выделялись посредством дробления образцов в вакууме. ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He} \times 10^{-6}$ корр. — значение изотопного отнорассчитанную по соотношению ${}^{4}\text{He}/{}^{20}$ Ne, т. е. на изотопный состав «глубинного» гелия. R_{A} — скорректированное отношение изо- $(1,4 \times 10^{-6})$. $\text{He}_{\text{мант}}/\text{He}$ — доля мантийного гелия, рассчитанная для значений ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$ в верхней мантии $1,2 \times 10^{-5}$ и 2×10^{-8} в земной

Комплексы магматических и метасоматических пород	Порода, тип околорудных метасоматитов	Номер образца	Н, м	Ar 10 ⁻⁶ , см ³ /г	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	
Алданский комплекс	Эгирин-авгитовые щелочнополе- вошпатовые сиениты	1021 1023 1025	957 555 660	9,32 4,99 2,62	622,0 853,5 703,6	
Тобукский комплекс	Срх-Phl лампрофиры	1019	945	4,80	1032,2	
	Эруптивные брекчии с лампроито- вым цементом	1003 1040	753 812	4,01 4,28	722,7 647,2	
Метасоматиты, связанные с процессом внедрения Рябинового сиенитового	Эгирин-содержащие фельдшпатиты- «пегматиты» по сиенитам	1041 1066	815 755	12,48 6,98	410,2 418,7	
массива	Гумбеитизированные лампрофиры и сиениты	1031 1001	732 757	2,75 7,04	408,7 437,5	
	Гумбеиты фации G1 (Kfs+Ms/ Ser+Ank+/-Ру, Qtz) по сиенитам	1005 1007-A	758 760	3,91 13,66	357,1 324,2	
	Гумбеиты фации G2 (Qtz+Ad+Ank+ +Ser+/-Bar, Ру) по сиенитам	1013 1015	945 950	10,50 3,09	309,6 352,2	

Аргон в газово-жидких включениях из магматических пород и околорудных

Примечание. Газы выделялись посредством дробления образцов в вакууме. Н – гипсометрическая отметка.

Таблица 5

метасоматитов Рябинового рудного поля

⁴ He/ ²⁰ Ne измерен.	³ He/ ⁴ He 10 ⁻⁶ корр.	R _A корр.	Не _{мант} / Не, %	⁴ He/ ⁴⁰ Ar _{рад}
32,4	3,28	2,33	27,0	0,07
13,4	0,88	0,64	7,1	0,03
23,5	0,35	0,26	2,8	0,06
150	0,30	0,22	2,3	0,17
72,2	2,77	1,97	23,0	0,19
24,4	2,15	1,53	18,0	0,04
2,4	0,25	0,29	2,0	0,02
28,9	0,19	0,145	1,4	0,15
31,5	0,60	0,44	4,8	0,06
28,4	0,24	0,184	1,9	0,88
71,4	0,20	0,144	1,5	0,54
60,2	0,37	0,27	2,9	2,30
20,9	0,26	0,20	2,0	0,74
65,4	0,48	0,35	3,9	0,44
	1	1		

шения, скорректированное на воздушную компоненту гелия, топов гелия, нормированное на таковое в атмосферном гелии коре. Н – гипсометрическая отметка пробоотбора, м.

⁴⁰ Аг _{рад} 10 ⁻⁶ , см ³ /г	⁴⁰ Аг _{возд} /Аг, %	⁴⁰ Ar _{pad} /Ar, %	⁴⁰ Ar _{возд} / ⁴⁰ Ar _{рад}
4,89	47,5	52,5	0,9
3,26	34,6	65,4	0,5
1,52	42,0	58,0	0,7
3,43	28,6	71,4	0,4
2,37	40,9	59,1	0,7
2,32	45,7	54,3	0,8
3,49	72,1	27,9	2,6
2,05	70,6	29,4	2,4
0,76	72,3	27,7	2,6
2,28	67,6	32,4	2,1
0,67	82,8	17,2	4,8
1,21	91,2	8,8	10,4
0,47	95,5	4,5	21,2
0,50	83,9	16,1	5,2

метасоматитов Рябинового рудного поля

Таблица б

преимущественно вадозных вод вмещающих пород, преобразованных в термоградиентном поле Рябинового сиенитового массива в гидротермальные растворы. Тогда как формирование дорудных высокотемпературных фельдшпатитов-«пегматитов» было обусловлено, скорее всего, воздействием на вмещающие сиениты магматогенных гидротермальных флюидов преимущественно ювенильного происхождения.

Полученные данные практически полностью совпадают с выводами, к которым пришли Е. А. Басков [1], В. И. Сотников с соавторами [28], исследовавшие гидротермалиты Сорского Си-Мо-порфирового месторождения, а также Х. Тэйлор и С. Шеппард [43, 44, 47–49] по результатам изучения изотопов кислорода и водорода в газово-жидких включениях минералов из различных типов гидротермально измененных пород порфировых месторождений мира. Кроме того, на это же указывают и результаты работ И. А. Загрузиной с соавторами [8], исследовавших изотопный состав серы сульфидов из руд Рябинового месторождения.

Выводы. 1. Медно-золото-порфировое оруденение Рябинового месторождения связано с одноименным интрузивным массивом, в строении которого установлено две группы разновозрастных высококалиевых магматических пород. Ранняя группа лейкократовых пород преобладает по объему и включает разнообразные сиениты алданского комплекса. Поздняя группа меланократовых пород является подчиненной по объему и представлена щелочными габброидами, лампрофирами и эруптивными брекчиями тобукского комплекса, слагающими многочисленные дайки и малые штокообразные тела, к экзоконтактовым участкам которых и приурочено промышленно значимое оруденение, локализованное в тектонически нарушенных и гидротермально измененных сиенитах алданского комплекса.

2. На территории Рябинового золото-меднопорфирового месторождения рудная минерализация приурочена к участкам проявления многостадийного метасоматоза, сформировавшегося в две главные стадии. В первую, дорудную, стадию, были образованы высокотемпературные калиево-натриевые метасоматиты – эгириновые фельдшпатиты, во вторую - средне-низкотемпературные околорудные гумбеиты в виде двух фациальных разновидностей – карбонат-серицит-мусковит-ортоклазовой и кварц-карбонатбарит-адуляровой. Установлено, что гумбеиты первой фациальной разновидности маркируют нижнюю и центральную части вертикальной рудно-метасоматической зональности, в то время как гумбеиты второй фациальной разновидности - ее верхние горизонты.

3. На основе использования трех независимых изотопных геохронометров (U-Pb, Rb-Sr и Re-Os) установлено, что внутриинтрузивные метасоматиты — эгириновые фельдшпатиты и околорудные гумбеиты — оказались незначительно оторванными во времени от момента завершения процесса магматической кристаллизации пород алданского и тобукского комплексов. Высокотемпературные *эгириновые фельдипатиты* сформировались в интервале 132–143 млн лет, а сменяющие их во времени околорудные *гумбеиты* – 125–139 млн лет. Таким образом, суммарный возрастной интервал становления щелочных пород и метасоматитов Рябинового массива оценивается значением в 18–20 млн лет, что хорошо согласуется с данными по математическому и физико-химическому моделированию термической истории остывающих гранитоидных плутонов, близких с Рябиновым массивом по размеру и глубине становления [38, 42].

4. Изучение изотопного состава благородных газов — аргона, гелия и неона (⁴⁰Ar/³⁶Ar, ³He/⁴He, ²⁰Ne) позволило установить, что в процессе рудообразования на Рябиновом месторождении активное участие принимали вадозные воды вмещающих интрузию пород, превращенные в гидротермальные флюиды в термоградиентном поле Рябинового сиенитового массива.

2. Бойцов В. Е., Пилипенко Г. Н., Дорожкина Л. А. Золоторудные и золото-урановые месторождения Центрального Алдана // Крупные и суперкрупные месторождения полезных ископаемых: в 3 т. / ред. Н. П. Лаверов, Ю. Г. Сафонов. Т. 2: Стратегические виды рудного сырья. – М.: Изд-во ИГЕМ РАН, 2006. – С. 215–240.

3. Ветлужских В. Г. Золоторудные месторождения Центрального Алдана / В. Г. Ветлужских, В. И. Казанский, А. Я. Кочетков, В. М. Яновский // Геология рудных месторождений. – 2002. – Т. 44, № 6. – С. 467–499.

4. Грабежев А. И., Белгородский Е. А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений (на примере Урала). – Екатеринбург: Наука, 1992. – 199 с.

5. Дворник Г. П. Серицит-микроклиновые метасоматиты и золотое оруденение Рябиновского рудного поля (Алданский щит) // Литосфера. – 2009. – № 2. – С. 56–66.

6. Дворник Г. П. Распределение золота и серебра в рудных телах Рябинового и Нового месторождений (Алданский щит) // Литосфера. – 2011. – № 4. – С. 119–130.

7. Дворник Г. П. Метасоматизм и золотое оруденение калиевых щелочных массивов (на примере Центрально-Алданской щелочной провинции). – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2014. – 329 с.

8. Загрузина И. А., Голубчина М. Н., Кочетков А. Я. и др. Изотопный состав серы сульфидов в щелочном массиве Центрального Алдана // ДАН СССР. – 1983. – Т. 271, № 2. – С. 405–407.

9. Жариков В. А. Метасоматизм и метасоматические породы / В. А. Жариков [и др.]. – М.: Научный мир, 1998. – 492 с.

10. Казицын Ю. В. Метасоматизм гидротермальных месторождений. – Л.: Недра, 1972. – 145 с.

11. Ким А. А. Минералого-геохимические особенности оруденения одного из щелочных массивов Центрального Алдана // Минералого-геохимические особенности рудных месторождений Восточной и Южной Якутии. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1981. – С. 93–108. 12. Кислый А. В., Сотникова О. В., Уткина Н. Е. и др. Отчет о результатах пересчета запасов золоторудного месторождения Рябиновое в Алданском районе Республики Саха (Якутия) по состоянию на 01.06.2011. Кн. 1. – СПб.: ООО «Арджейси Консалтинг»; ООО «Рябиновое», 2011. – 250 с.

Коваленкер В. А. Платиноносное золото-сульфидное оруденение Рябинового щелочного массива (Центральный Алдан, России) / В. А. Коваленкер, И. К. Мызников, А. Я. Кочетков, В. Б. Наумов // Геология рудных месторождений. – 1996. – Т. 38, № 4. – С. 345–356.
Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скар-

14. Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди // Труды ИГН АН СССР, вып. 68. – М.: АН СССР, 1948. – 48 с.

15. Кочетков А. Я. О новом типе медно-порфирового оруденения // ДАН СССР. – 1982. – Т. 267, № 2. – С. 430–432.

16. Кочетков А. Я. Медно-порфировое оруденение зон мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита // Тектоника Сибири. Т. 12: Тектоника активизированных областей. – Новосибирск: Наука, 1983. – С. 130–140.

17. Кочетков А. Я. Молибден-медно-золото-порфировое месторождение Рябиновое // Отечеств. геология. – 1993. – № 7. – С. 50–58.

18. Кочетков А. Я. Рудоносность щелочных массивов Алданского щита. Рябиновское медно-золото-порфировое месторождение // Тихоокеанская геология. — 2006. — Т. 25, № 1. — С. 62–73.

19. Кочетков А. Я., Пахомов В. Н., Попов А. Б. Магматизм и метасоматизм Рябинового рудоносного щелочного массива (Центральный Алдан) // Магматизм медно-молибденовых рудных узлов. – Новосибирск: Наука, 1989. – С. 79–110.

20. Кривцов А. И., Звездов В. С., Мигачев И. Ф., Минина О. В. Медно-порфировые месторождения. – М.: Изд-во ЦНИГРИ, 2001. – 232 с.

21. Лукашенко С. В., Пилипенко Г. Н. Новый геологопромышленный тип золото-порфировых месторождений (на примере Рябиновского месторождения) // Разведка и охрана недр. – 2012. – № 2. – С. 35–38.

22. Марин Ю. Б. Гранитоидные формации малых и умеренных глубин. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1976. – 143 с.

23. Молчанов А. В. Эльконский золото-урановорудный узел (Южная Якутия): Основные черты геологического строения, петрографо-геохимические особенности гидротермально-метасоматических образований и рудоносности / А. В Молчанов, В. В. Шатов, А. В Терехов, В. Н. Белова, А. В. Радьков, В. В. Семенова, О. Л. Соловьев, Н. В. Шатова // Регион. геология и металлогения. – 2012. – № 50. – С. 80–101.

24. Павлова И. Г. Медно-порфировые месторождения (Закономерности размещения и критерии прогнозирования). – Л.: Недра, 1978. – 275 с.

25. Попов В. С. Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. — М.: Наука, 1977. — 204 с.

26. Прасолов Э. М. Изотопная геохимия и происхождение природных газов. – Л.: Недра, 1990. – 280 с.

27. Соловьев С. Г. Металлогения шошонитового магматизма: в 2 т. Т. 1. – М.: Научный мир, 2014. – 528 с.

28. Сотников В. И., Полывянный Э. И., Проскуряков А. А. Об участии вадозных вод в формировании Сорского месторождения // Геология и геофизика. –1973. – № 2. – С. 124–128.

29. Терехов А. В. Два типа рудоносных гумбеитов Эльконского золото-урановорудного узла (Южная Якутия) / А. В Терехов, А. В. Молчанов, Н. В. Шатова, В. Н. Белова // Регион. геология и металлогения. – 2014. – № 60. – С. 71–86.

30. Угрюмов А. Н., Дворник Г. П. Щелочные рудоносные метасоматиты Рябинового массива (Алданский щит) // Сов. геология. – 1984. – № 9. – С. 84–94.

^{1.} Басков Е. А. Палеогидрогеологический анализ при металлогенических исследованиях. – Л.: Недра, 1976. – 199 с.

31. Шатов В. В. Петрография, геохимия и изотопное (U-Pb и Rb-Sr) датирование щелочных магматических пород Рябинового массива (Южная Якутия) / В. В. Шатов, А. В. Молчанов, Н. В. Шатова, С. А. Сергеев, В. Н. Белова, А. В. Терехов, А. В. Радьков, О.Л. Соловьев // Регион. геология и металлогения. – 2012. –№ 51. – С. 62–78.

32. Шатова Н. В. Петрография и геохимия шелочных интрузивных пород Рябинового массива (Южная Якутия) // Материалы 2-й Междунар. науч.-практич. конф. молодых ученых и специалистов памяти академика А. П. Карпинского (8–11 февраля 2011 г.). – СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. – С. 343–347.

33. Шатова Н. В. Геохимия и петрография гидротермально измененных пород Рябинового рудного поля (Южная Якутия) как основа прогноза золото-медно-порфирового оруденения // Материалы IV Междунар. науч.практич. конф. молодых ученых и специалистов памяти академика А. П. Карпинского (16–20 февраля 2015 г.). – СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. – С. 302–305.

34. Шатова Н. В. Геохронология щелочных магматических пород и метасоматитов Рябинового массива (Южная Якутия) на основе изотопно-геохимического (U-Pb, REE) исследования циркона / Н. В. Шатова, С. Г. Скублов, А. Е. Мельник, В. В. Шатов, А. В. Молчанов, А. В. Терехов, С. А. Сергеев // Регион. геология и металлогения. – 2017. – № 69. – С. 33–48.

 Щербань И. П. Условия образования низкотемпературных околорудных метасоматитов (на примере Алтае-Саянской области). – Новосибирск: Наука, 1975. – 200 с.

36. Bath A. B., Cooke D. R., Friedman R. M., Faure K., Kamenetsky V. S., Tosdal R. M., Berry R. F. Mineralization, U-Pb geochronology, and stable isotope geochemistry of the Lower Main Zone of the Lorraine deposit, North-Central British Columbia: A replacement-style alkalic Cu-Au porphyry // Econ. Geology. – 2014. – Vol. 109. – P. 979–1004.

37. Byrne K., Tosdal R. M. Genesis of the Late Triassic Southwest zone breccia-hosted alkalic porphyry Cu-Au deposit, Galore Creek, British Columbia, Canada // Econ. Geology. – 2014. – Vol. 109. – P. 915–938.

38. Cathles L. M. An analysis of the cooling of intrusives by ground-water convection which includes boiling // Econ. Geology. -1977. - Vol. 72. - P. 804–826.

39. Devine F. A. M., Chamberlain C. M., Davies A. G. S., Friedman R., Baxter P. Geology and district-scale setting of Tilted alkalic porphyry Cu-Au mineralization at the Lorraine deposit, British Columbia // Econ. Geology. – 2014. – Vol. 109. – P. 939–977.

40. Lowell J. D., Guilbert J. M. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits // Econ. Geology. – 1970. – Vol. 65, N 4. – P. 373–408.

41. Muller D., Groves D. I. Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization // Mineral Resource Reviews. – Heidelberg: Springer-Verlag, 2016. – 311 p.

42. Norton D., Knight J. Transport phenomena in hydrothermal systems: Cooling plutons // American Journal of Science. – 1977. – Vol. 277. – P. 937–981.

43. Sheppard S. M. F., Nielsen R. L., Taylor H. P., Jr. Hydrogen and oxygen isotope ratios in minerals from porphyry copper deposits // Econ. Geology. – 1971. – Vol. 66, N 4. – P. 515–542.

44. Sheppard S. M. F., Taylor H. P., Jr. Hydrogen and oxygen isotope evidence for the origins of water in the Boulder batholith and the Butte ore deposits, Montana // Econ. Geology. -1974. - Vol. 69, N 6. - P. 926–946.

45. Sillitoe R. H. Porphyry copper systems // Econ. Geology. -2010. - Vol. 105, N 1. - P. 3-41.

46. Sinclair W. D. Porphyry deposits / W. D. Goodfellow (ed.) // Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication. – 2007. – N 5. – P. 223–243.

47. Taylor H. P., Jr. Oxygen isotope evidence for largescale interaction between meteoric ground waters and Tertiary granodiorite intrusions, Western Cascade Range, Oregon // Journal of Geophysical Research. – 1971. – Vol. 76, N 32. – P. 7855–7874.

48. Taylor H. P., Jr. O^{18}/O^{16} evidence for meteoric-hydrothermal alteration and ore deposition in the Tonopah, Comstock Lode, and Goldfield Mining Districts, Nevada // Econ. Geology. – 1973. – Vol. 68, N 6. – P. 747–764.

49. Taylor H. P., Jr. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition // Econ. Geology. – 1974. – Vol. 69, N 6. – P. 843–883.

50. Wolfe R. C., Cooke D. R. Geology of the Didipio region and genesis of the Dinkidi alkalic porphyry Cu-Au deposit and related pegmatites, Northern Luzon, Philippines // Econ. Geology. – 2011. – Vol. 106, N 8. – P. 1279–1315.

1. Baskov E. A. Paleogidrogeologicheskij analiz pri metallogenicheskih issledovaniyah [Palaeohydrogeological analysis in the metallogenic investigations]. Leningrad: Nedra. 1976. 199 p.

2. Boitsov V. E., Pilipenko G. N., Dorozhkina L. A. Gold and gold-uranium ore deposits of the Central Aldan region. *Large and giant ore deposits in 3 volumes. Vol. 2: Strategical types of ore minerals.* Moscow: IGEM RAS. 2006. P. 215–240. (In Russian).

3. Vetluzhskikh V. G., Kazansky V. I., Kochetkov A. Ya., Yanovsky V. M. Gold ore deposits of the Central Aldan region. *Geologiya rudnyh mestorozhdenij.* 2002. Vol. 44. No 6, pp. 467–499. (In Russian).

4. Grabezhev A. I., Belgorodsky E. A. Produktivnyye granitoidy i metasomatity medno-porfirovykh mestorozhdeniy (na primere Urala) [Productive granitoids and metasomatites of porphyry copper deposits (using the example of the Urals)]. Yekaterinburg: Nauka. 1992. 199 p.

5. Dvornik G. P. Sericite-microcline metasomatites and gold mineralization of the Ryabinovoe ore field (Aldan Shield). *Litosfera*. 2009. No 2, pp. 56–66. (In Russian).

6. Dvornik G. P. Gold and silver distribution in orebodies of the Ryabinovoe and Novoe deposits (the Aldan Shield). *Litosfera*. 2011. No 4, pp. 119–130. (In Russian).

7. Dvornik G. P. Metasomatizm i zolotoe orudenenie kalievyh shchelochnyh massivov (na primere Central'no-Aldanskoj shchelochnoj provincii) [Metasomatites and gold mineralization of high potassium alkaline massifs (by example from the Central Aldan alkaline province)]. Yekaterinburg. 2014. 329 p.

8. Zagruzina I. A., Golubchina M. N., Kochetkov A. Ya. i dr. Sulfur isotopic composition of sulphide minerals from the alkaline massif, Central Aldan region. *DAN SSSR*. 1983. Vol. 271. No 2, pp. 405–407. (In Russian).

9. Zharikov V. A., Rusinov V. L., Marakushev A. A., Zaraisky G. P., Omelyanenko B. I. i dr. Metasomatizm i metasomaticheskie porody [Metasomatism and metasomatic rocks]. Moscow: Nauchy mir. 1998. 492 p.

10. Kazitsyn Yu. V. Metasomatizm gidrotermal'nyh mestorozhdenij [Metasomatism of hydrothermal ore deposits]. Leningrad: Neda. 1972. 145 p.

11. Kim A. A. Mineralogical and geochemical ore mineralization patterns related to the alkaline massif, Central Aldan region. *Mineralogical and geochemical patterns of ore deposits of the Eastern and Southern Yakutia*. Yakutsk. 1981. P. 93–108. (In Russian).

12. Kislyi A. V., Sotnikov O. V., Utkina N. E. i dr. Otchet o rezul'tatah perescheta zapasov zolotorudnogo mestorozhdeniya Ryabinovoe v Aldanskom rajone Respubliki Saha (Yakutiya) po sostoyaniyu na 01.06.2011. Kn. 1 [Report on the results of reserves assessment of the Ryabinovoe gold deposit, Aldan region, Yakutia as 01.06.2011]. Vol. 1. St. Petrsburg. 2011. 250 p.

13. Kovalenker V. A., Myznikov I. K., Kochetkov A. Ya., Naumov V. B. PGE-bearing gold-sulphide mineralization in the Ryabinovy alkaline massif (Central Aldan, Russia). *Geologiya rudnyh mestorozhdenij.* 1996. Vol. 38. No 4, pp. 345–356. (In Russian).

14. Korzhinsky D. S. Petrology of the Tur'insk copper skarn deposits. *Proceedings of the Institute of Internal Sciences of the USSR*, *iss.* 68. Moscow. 1948. 148 p. (In Russian).

15. Kochetkov A. Ya. On new type of copper-porphyry mineralization. *DAN SSSR*. 1982. Vol. 267. No 2, pp. 430–432. (In Russian).

16. Kochetkov A. Ya. Porphyry copper-ore mineralization of zones of Mesozoic tectonic-magmatic activation of the Aldan Shield. *Siberian Tectonics. Vol. 12: Tectonics of the activated regions.* Novosibirsk: Nauka. 1983. P. 130–140. (In Russian).

17. Kochetkov A. Ya. The Ryabinovoe Mo-Cu-Au-porphyry deposit. *Otechestvennaya geologiya*. 1993. No 7, pp. 50–58. (In Russian).

18. Kochetkov A. Ya. Mineral potential of alkaline massifs of the Aldan Shield. The Ryabinovoe copper-gold-porphy-ry deposit. *Tikhookeanskaya geologiya*. 2006. Vol. 25. No 1, pp. 62–73. (In Russian).

19. Kochetkov A. Ya., Pakhomov V. N., Popov A. B. Magmatism and metasomatism of the Ryabinovy alkaline orebearing massif (Central Aldan). *Magmatism of copper-molybdenum ore knots*. Novosibirsk: Nauka. 1989. Pp. 79–110. (In Russian).

20. Krivtsov A. I., Zvezdov V. S., Migachev I. F., Minina O. V. Medno-porfirovye mestorozhdeniya. Seriya: Modeli mestorozhdenij blagorodnyh i cvetnyh metallov [Copper-porphyry deposits. Part: Models of precious and base metals]. Moscow: TSNIGRI. 2001. 232 p.

21. Lukashenko S. V., Pilipenko G. N. New geological and commercial type of gold-porphyry deposits (by example of the Ryabinovoe deposit). *Razvedka i okhrana nedr.* 2012. No 2. P. 35–38. (In Russian).

22. Marin Yu. B. Granitoidnye formacii malyh i umerennyh glubin [Granitoid complexes of near-surface and moderate depths of generation]. Leningrad. 1976. 143 p.

23. Molchanov A. V., Shatov V. V., Terekhov A. V., Belova V. N., Rad'kov A. V., Semenova V. V., Soloviev O. L., Shatova N. V. The Elkon gold and uranium ore knot (South Yakutia): Main features of geological setting, petrography and mineralogy of alteration types and mineral potential. *Region. geologiya i metallogeniya.* 2012. No 50, pp. 80–101. (In Russian).

24. Pavlova I. G. Medno-porfirovye mestorozhdeniya (Zakonomernosti razmeshcheniya i kriterii prognozirovaniya) [Copper-porphyry deposits: Distribution patterns and criteria of prognostic assessment]. Leningrad: Nedra. 1978. 275 p.

25. Popov V. S. Geologiya i genezis medno- i molibdenporfirovyh mestorozhdenij [Geology and genesis of copper- and molybdenum-porphyry deposits]. Moscow: Nauka. 1977. 204 p.

26. Prasolov Éh. M. Izotopnaya geohimiya i proiskhozhdenie prirodnyh gazov [Isotopic geochemistry and origin of natural gases]. Leningrad: Nedra. 1990. 280 p.

27. Šoloviev S. G. Metallogeniya shoshonitovogo magmatizma (v dvuh tomah). Tom 1 [Metallogeny of shoshonitic magmatism (in two volumes). Vol. 1]. Moscow: Nauchnyi mir. 2014. 528 p.

28. Sotnikov V. I., Polyvyannyi E. I., Proskuryakov A. A. On participation of vadose waters in formation of the Sora porphyry deposit. *Geologiya i geofizika*. 1973. No 2, pp. 124–128. (In Russian).

29. Terekhov A. V., Molchanov A. V., Shatova N. V., Belova V. N. Two types of ore-bearing gumbeitic alteration from the Elkon gold and uranium ore knot (South Yakutia). *Region. geologiya i metallogeniya*. 2014. No 60, pp. 71–86. (In Russian).

30. Ugryumov A. N., Dvornik G. P. Ore-bearing alkaline metasomatites of the Ryabinovy massif (Aldan Shield). *Sovetskaya geologiya*. 1984. No 9, pp. 84–94. (In Russian).

31. Shatov V. V., Molchanov A. V., Shatova N. V., Sergeev S. A., Belova V. N., Terekhov A. V., Rad'kov A. V., Soloviev O. L. Petrography, geochemistry and isotopic (U-Pb and Rb-Sr) dating of alkaline magmatic rocks of the Ryabinovy massif (South Yakutia). *Region. geologiya i metallogeniya*. 2012. No 51, pp. 62–78. (In Russian).

32. Shatova N. V. Petrography and geochemistry of alkaline intrusive rocks of the Ryabinovy massif (South Yakutia). *Materials of the II International Scientific-Practical. Conferences of young scientists and specialists in memory of Academi cian A. P. Karpinsky (February 8–11, 2011).* St. Petersburg: VSEGEI. 2011. Pp. 343–347. (In Russian).

33. Shatova N. V. Geochemistry and petrography of hydrothermally altered rocks of the Ryabinovoe ore field (South Yakutia) and forecasting Au-Cu-porphyry ore mineralization. *Materials of the IV International Scientific-Practical. Conferences of young scientists and specialists in memory of Academi cian A. P. Karpinsky (February 16–20, 2015).* St. Petersburg: VSEGEI. 2015. P. 302–305. (In Russian).

34. Shatova N. V., Skublov S. G., Melnik A. E., Shatov V. V., Molchanov A. V., Terekhov A. V., Sergeev S. A. Geochronology of alkaline magmatic rocks and metasomatites of the Ryabinovy stock (South Yakutia) based on zircon isotopic and geochemical (U-Pb, REE) investigations. *Region. geologiya i metallogeniya*. 2017. No 69, pp. 33–48. (In Russian).

35. Shcherban' I. P. Usloviya obrazovaniya nizkotemperaturnyh okolorudnyh metasomatitov (na primere Altae-Sayanskoj oblasti) [Condition formation of low temperature wallrock alterations (by example of the Altai-Sayan fold area)]. Novosibirsk: Nauka. 1975. 200 p.

36. Bath, A. B., Cooke, D. R., Friedman, R. M., Faure, K., Kamenetsky, V. S., Tosdal, R. M., Berry, R. F. 2014: Mineralization, U-Pb geochronology, and stable isotope geochemistry of the Lower Main Zone of the Lorraine deposit, North-Central British Columbia: A replacement-style alkalic Cu-Au porphyry. *Econ. Geology*. 109. 979–1004.

37. Byrne, K., Tosdal, R. M. 2014: Genesis of the Late Triassic Southwest zone breccia-hosted alkalic porphyry Cu-Au deposit, Galore Creek, British Columbia, Canada. *Econ. Geology*. 109. 915–938.

38. Cathles, L. M. 1977: An analysis of the cooling of intrusives by ground-water convection which includes boiling. *Econ. Geology*. 72. 804–826.

39. Devine, F. A. M., Chamberlain, C. M., Davies, A. G. S., Friedman, R., Baxter, P. 2014: Geology and district-scale setting of Tilted alkalic porphyry Cu-Au mineralization at the Lorraine deposit, British Columbia. *Econ. Geology*. 109. 939–977.

40. Lowell, J. D., Guilbert, J. M. 1970: Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Econ. Geology*. 65. 4. 373–408.

41. Muller, D., Groves, D. I. 2016: Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. *Mineral Resource Reviews*. Heidelberg: Springer-Verlag. 311.

42. Norton, D., Knight, J. 1977: Transport phenomena in hydrothermal systems: Cooling plutons. *American Journal of Science*. 277. 937–981.

43. Sheppard, S. M. F., Nielsen, R. L., Taylor, H. P., Jr. 1971: Hydrogen and oxygen isotope ratios in minerals from porphyry copper deposits. *Econ. Geology*. 66. 4. 515–542.

44. Sheppard, S. M. F., Taylor, H. P., Jr. 1974: Hydrogen and oxygen isotope evidence for the origins of water in the Boulder batholith and the Butte ore deposits, Montana. *Econ. Geology*. 69. 6. 926–946.

45. Sillitoe, R. H. 2010: Porphyry copper systems. *Econ. Geology*. 105. 1. 3–41.

46. Sinclair, W. D. 2007: Porphyry deposits. In Goodfellow, W. D. (ed.): Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication. 5. 223–243.

47. Taylor, H. P., Jr. 1971: Oxygen isotope evidence for large-scale interaction between meteoric ground waters and Tertiary granodiorite intrusions, Western Cascada Range, Oregon. *Journal of Geophysical Research.* 76. 32. 7855–7874.

48. Taylor, H. P., Jr. 1973: O¹⁸/O¹⁶ evidence for meteorichydrothermal alteration and ore deposition in the Tonopah, Comstock Lode, and Goldfield Mining Districts, Nevada. *Econ. Geology.* 68. 6. 747–764. 49. Taylor, H. P., Jr. 1974: The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Econ. Geology*. 69. 6. 843–883. 50. Wolfe, R. C., Cooke, D. R. 2011: Geology of the Didi-

50. Wolfe, R. C., Cooke, D. R. 2011: Geology of the Didipio region and genesis of the Dinkidi alkalic porphyry Cu-Au deposit and related pegmatites, Northern Luzon, Philippines. *Econ. Geology.* 106. 8. 1279–1315.

Шатова Надежда Витальевна – вед. инженер, ВСЕГЕИ ¹. <narlin.ros@mail.ru>

- *Молчанов Анатолий Васильевич* доктор геол.-минерал. наук, зав. отделом, ВСЕГЕИ ¹. <Anatoly_Molchanov@vsegei.ru> *Терехов Артем Валерьевич* – канд. геол.-минерал. наук, зам. зав. отделом, ВСЕГЕИ ¹. <artem terekhov@vsegei.ru>
- *Шатов Виталий Витальевич* канд. геол.-минерал. наук, зам. зав. отделом, вСЕГЕИ¹. <attem_telekilov@vsegei.ru>
- Петров Олег Владимирович доктор геол.-минерал. наук, зам. теп. директора, БСЕГЕИ . «чкагу_знаточе зеденни» «Vitaly_snatove segentu» Петров Олег Владимирович – доктор геол.-минерал. наук, доктор экон. наук, ген. директор, ВСЕГЕИ . «vsegei@vsegei.ru»
- Сергеев Сергей Андреевич канд. геол.-минерал. наук, директор, Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ (ЦИИ ВСЕГЕИ ¹). <sergey_sergeev@vsegei.ru>
- *Прасолов Эдуард Михайлович* доктор геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, ЦИИ ВСЕГЕИ ¹. <eduard_prasolov@vsegei.ru>
- Дворник Геннадий Петрович доктор геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, Институт геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук (ИГГ УрО РАН). Екатеринбург, ул. Акад. Вансовского, 15, 620016, Россия. <dpdvornik@yandex.ru>
- *Леонтьев Василий Иванович* канд. геол.-минерал. наук, доцент, Санкт-Петербургский горный университет (СПГУ). 21-я линия, Васильевский остров, 2, Санкт-Петербург, 199106, Россия; вед. геолог, ВСЕГЕИ ¹. <leontev_vi@pers.spmi.ru>

Shatova Nadezhda Vitalievna - Leading Engineer, VSEGEI¹. <narlin.ros@mail.ru>

- *Molchanov Anatoly Vasilievich* Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Head of Department, VSEGEI¹. <Anatoly_Molchanov@vsegei.ru>
- *Terekhov Artem Valerievich* Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Deputy head of the Department, VSEGEI¹.
- Shatov Vitaly Vitalievich Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Deputy General Director, VSEGEI¹. <vitaly_shatov@vsegei.ru>
- Petrov Oleg Vladimirovich Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Doctor Economic Sciences, Director General, VSEGEI¹. <vsegei@vsegei.ru>
- Sergeev Sergey Andreevich Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Director, Center for Isotopic Research of VSEGEI (CIR VSEGEI¹). <sergey_sergeev@vsegei.ru>
- *Prasolov Ehduard Mikhailovich* Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Scientist, CIR VSEGEI¹. <eduard_prasolov@vsegei.ru>
- *Dvornik Gennadiy Petrovich* Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Scientist, The Federal State Institution of Science the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (IGG UB RAS). 15 Ul. Akademika Vonsovskogo, Yekaterinburg, 620144, Russia. <dpdvornik@yandex.ru>
- *Leontev Vasilii Ivanovich* Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Associate Professor, Saint-Petersburg Mining University (SPMU). 2 21st Line, St. Petersburg, 199106, Russia; Leading Geologist, VSEGEI ¹. <leontev_vi@pers.spmi.ru>

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia.

Перспективы Приамурья на рудное золото

Приведены сведения о металлогении Приамурской провинции, выделении в ней металлогенических зон и рудно-россыпных узлов, добыче россыпного и рудного золота начиная с 1868 г. Произведено ранжирование рудно-россыпных узлов по количеству добытого золота на высоко- (добыто более 50 т), средне- (10–50 т) и низкопродуктивные (менее 10 т). Высокопродуктивные рудно-россыпные узлы разделены на преимущественно россыпные, рудно-россыпные и преимущественно рудные. Показано, что наиболее перспективными на поиски новых золоторудных месторождений являются высокопродуктивные рудно-россыпные узлы, а в них в первую очередь преимущественно рудные, затем рудно-россыпные и россыпные.

Ключевые слова: металлогения, провинция, рудно-россыпные узлы, золото, месторождение, россыпь.

V. A. STEPANOV (RGC FEB RAS)

Potential of the Amur Region for ore gold

Information on the metallogeny of the Amur Province, the identification of metallogenic zones and ore-placer clusters in it, placer and ore gold extraction since 1868 is given. The ore-placer clusters were ranked as high- (more than 50 tons mined), medium- (10–50 tons) and low-productive (less than 10 tons) according to the amount of gold mined. High-productive ore-placer clusters are subdivided into predominantly placer, ore-placer and predominantly ore clusters. It is shown that high-productive ore-placer clusters have the highest potential in the exploration of new gold deposits; in them, primarily, ore clusters and then ore-placer and placer clusters are most promising.

Keywords: metallogeny, province, ore-placer clusters, gold, deposit, placer.

Как цитировать эту статью: Степанов В. А. Перспективы Приамурья на рудное золото // Регион. геология и металлогения. – 2019. – № 77. – С. 98–109.

Введение. Добыча золота в Приамурье началась с 1868 г., всего добыто более 1300 т [8]. Ежегодная добыча в последнее время достигает 25-30 т, что ставит Приамурскую золотоносную провинцию в ряд наиболее крупных в России. В провинции выделено девять металлогенических зон, а в них 80 рудно-россыпных узлов (РРУ), в которых около 1400 россыпей и неадекватно малое количество (35 шт.) месторождений рудного золота. Россыпи в значительной мере истощены, поэтому для дальнейшего сохранения темпов золотодобычи основное внимание следует уделить поискам и разведке новых золоторудных месторождений. Кроме того, важно определить степень перспективности различных РРУ на поиски новых золоторудных месторождений.

Металлогения провинции. Приамурская провинция образована в позднем мезозое в результате коллизионного сближения Станового геоблока окраины Сибирского кратона и Амурского композитного массива, а также сопряженных с коллизией процессов тектоно-магматической активизации и формирования золотого оруденения. За счет эрозии оруденения в современное время в долинах рек появились россыпи.

В пределах провинции выделено 9 металлогенических зон: Южно-Якутская, Северо-Становая, Джелтулакская, Янканская, Джагды-Селемджинская, Северо-Буреинская, Чагоян-Быссинская, Туранская и Восточно-Буреинская, в которых содержится 80 РРУ (рис. 1). Преобладающая часть металлогенических зон имеет субширотное северо-восточное простирание, а Туранская и Восточно-Буреинская — крутое северо-восточное. Они контролируются зонами крупных региональных разломов.

В провинции выделяется центральная, или приядерная, часть, а также северная и южная периферии. Центральная часть Приамурской провинции приурочена непосредственно к коллизионному сочленению геоблоков. Структурный ансамбль этой части провинции составляют крупные межблоковые разломы глубокого заложения – Южно-Тукурингрский, Северо-Тукурингрский и Джелтулакский. Эти разломы контролируют положение Джелтулакской, Янканской, Джагды-Селемджинской и Северо-Буреинской металлогенических зон с наиболее интенсивным золотым оруденением и богатыми россыпями. В пределах этих зон добыто основное количество россыпного (85 % от общей добычи) и рудного (99,7%) золота провинции. К северной периферии провинции приурочены Южно-Якутская и Северо-Становая зоны. В этих зонах добыто 8,5% россыпного и 0,3% рудного золота.



Рис. 1. Схема металлогенического районирования Приамурской золотоносной провинции [8]

1-3- геоблоки: 1 – Алдано-Становой, 2 – Монголо-Охотский, 3 – Амурский; 4 – региональные разломы (ЮА – Южно-Алданский, Ст – Становой, Т – Тунгурчанский, С – Северо-Тукурингрский, Ю – Южно-Тукурингрский, Д – Джелтулакский, У – Унахинский, Сг – Сугджарский, З – Западно-Туранский, Сл – Селемджинский, Х – Хинганский, К – Курский); 5 – золоторудные месторождения и их номера (1 – Ледяное, 2 – Скалистое, 3 – Бамское, 4 – Колчеданный Утёс, 5 – Березитовое, 6 – Кировское, 7 – Золотая Гора, 8 – Буриндинское, 9 – Пионерское, 10 – Покровское, 11 – Маломыр, 12 – Токур, 13 – Сагур, 14 – Харга, 15 – Албын, 16 – Буровое, 17 – Кербинское, 18 – Прогнозное, 19 – Нони); 6 – металлогенические зоны и их номера (I – Южно-Якутская, II – Северо-Становая, III – Джелтулакская, IV – Янканская, V – Джагды-Селемджинская, VI – Северо-Буреинская, VII – Чагоян-Быссинская, VIII – Туранская, IX – Восточно-Буреинская); 7 – контур Приамурской провинции; 8 – границы рудно-россыпных узлов и их номера: а – низкопродуктивные (1 – Китемяхтинский, 2 - Каларский, 3 - Ханийский, 4 - Юкталийский, 6 - Чильчинский, 7 - Верхнеалданский, 8 - Беркакитский, 10 - Верхнесутамский, 11 – Среднесутамский, 12 – Алгаминский, 13 – Чапский, 14 – Окононский, 15 – Сологу-Чайдахский, 16 – Кун-Маньёнский, 17 – Балыктахский, 18 – Лопчинский, 19 – Тогунасский, 20 – Бамский, 21 – Ларбинский, 22 – Лапринский, 23 – Штыкжакский, 24 – Малогилюйский, 25 – Верхнебрянтинский, 26 – Утугайский, 27 – Среднебрянтинский, 28 – Мульмугинский, 29 – Бомнакский, 31 – Купуринский, 32 – Удыхынский, 33 – Чогарский, 35 – Хорогочинский, 42 – Журбанский, 43 — Уркинский, 46 — Долбырьский, 48 — Туксинский, 49 — Дугдинский, 50 — Норский, 51 — Эгорский, 52 — Маломырский, 55 — Огоджинский, 57 — Восточноселемджинский, 60 — Буриндинский, 64 — Умлеканский, 67 — Адамихинский, 69 — Чагоянский, 71 – Быссинский, 72 – Исинский, 73 – Алеунский, 74 – Симичинский, 75 – Архаринский, 76 – Иорикский, 77 – Ургальский, 78 – Верхнеушмунский, 79 – Нонинский, 80 – Верхнегуджальский), б – среднепродуктивные (5 – Кабактанский, 9 – Верхнетимптонский, 30 – Сугджарский, 34 – Уркиминский, 36 – Джелтулакский, 37 – Талгинский, 38 – Успенский, 39 – Иликан-Унахинский, 40 – Золотогорский, 47 – Унья-Бомский, 53 – Верхнестойбинский, 58 – Софийский, 61 – Игакский, 65 – Ясненский, 68 – Сохатиный, 70 – Нижнеселемджинский), в – высокопродуктивные (41 – Моготский, 44 – Березитовый, 45 – Соловьёвский, 54 – Токурский, 56 – Харгинский, 59 – Кербинский, 62 – Улунгинский, 63 – Тыгдинский, 66 — Октябрьский); 9 — граница Амурской области

Назрание узда	Назрание узла							
Пазвание узла	из рос- сыпей	из рудных месторождени	ІЙ	сумма				
РРУ с преимущественной добычей золота из россыпей								
Соловьёвский	200,0	Кировское	9,4	209,4				
Моготский	131,1	Уганское	0,1	131,2				
Октябрьский	73,5			73,5				
Кербинский	46,6			46,6				
РРУ с с ро	опостав оссыпног	имыми объемами б ю и рудного золота	обычи					
Харгинский	83,1	Харгинское	6,8	93,5				
		Албын	2,8					
		Ясное	0,4					
		Ингагли	0,2					
		Унгличикан	0,1					
		Афанасьевское	0,1					
Токурский	60,7	Токур	34,0	97,8				
		Сагур	3,0					
		Тарнах	0,1					
Березитовый	47,5	Березитовое	13,1	60,7				
	,	Шахта	0,1	,				
		Мосина						
РРУ с преимущественной добычей рудного золота								
Улунгинский	18,8	Пионер	38,1	56,9				
Тыгдинский	8,2	Покровское	65,0	65,0				
Сумма	669,5		165,1	834,6				

Типы высокопродуктивных рудно-россыпных узлов Приамурской провинции

К южной части провинции отнесены Чагоян-Быссинская, Туранская и Восточно-Буреинская зоны, в них добыто 3 % россыпного золота [2].

Продуктивность РРУ. Сумма добычи рудного и россыпного золота в отдельных РРУ колеблется в широких пределах, иногда достигая первых сотен тонн. В некоторых узлах добыча не производилась. По степени продуктивности, то есть по сумме добытого рудного и россыпного золота, выделены высоко- (добыто более 50 т), средне- (10-50 т) и низкопродуктивные (менее 10 т) РРУ. В расположении узлов видны определенные закономерности. Высокопродуктивные vзлы приvрочены к металлогеническим зонам. слагающим ядро провинции. В этих же зонах сосредоточена и основная масса РРУ средней продуктивности (12 из 16). В металлогенических зонах периферических частей провинции преобладают РРУ с низкой продуктивностью.

Высокопродуктивные РРУ. Наибольший интерес для дальнейших геологоразведочных работ по выявлению и оценке новых золоторудных месторождений представляют высокопродуктивные узлы как аномально интенсивные вспышки золотой минерализации и образован-

ных за ее счет россыпей. Почти 150-летний опыт отработки россыпных и рудных месторождений Приамурья свидетельствует о том, что в пределах этих узлов находятся наиболее золотоносные рудно-магматические системы. Эти узлы отмечены только в центральной, приядерной, части провинции. Большая часть РРУ (по три узла) расположена в Северо-Буреинской (Октябрьский, Улунгинский и Тыгдинский) и Джагды-Селемджинской (Токурский, Харгинский и Кербинский) металлогенических зонах, два – в Янканской (Соловьёвский и Березитовый) и один в Джелтулакской (Моготский). Из них добыто 834,6 т золота, что составляет 63,6 %, или почти две трети от общей добычи золота в провинции (1312 т). Доля рудного золота – 91.7 % (165.1 т). Суммарное производство золота в отдельных узлах колеблется от 46,6 (Кербинский) до 209,4 т (Соловьёвский). Средняя добыча в пределах одного vзла – 92.7 т.

По соотношению добычи россыпного и рудного золота высокопродуктивные узлы разделены на три типа – преимущественно россыпные, рудно-россыпные и преимущественно рудные (таблица). К первому типу отнесены PPУ, в которых добыча рудного золота гораздо меньше добычи из россыпей (Соловьёвский, Моготский, Октябрьский и Кербинский). Рудно-россыпными являются узлы с сопоставимым соотношением добычи рудного и россыпного золота (Березитовый, Токурский и Харгинский). Улунгинский и Тыгдинский узлы характеризуются преимущественной добычей рудного золота.

В среднем добыча золота в пределах преимущественно россыпных узлов (115 т) заметно выше, чем в рудно-россыпных (84 т), а меньше всего в преимущественно рудных (61 т). В этом же направлении снижается доля добычи россыпного золота и возрастает рудного. Соотношение добычи россыпного золота к рудному в высокопродуктивных узлах составляет 4:1.

РРУс преимущественной добычей россыпного золота. К этому типу узлов отнесены Соловьёвский, Моготский, Октябрьский и Кербинский. Наиболее ярким представителем является Соловьёвский, расположенный на восточном фланге Янканской металлогенической зоны Приамурской золотоносной провинции, в месте сближения Алдано-Станового и Амурского геоблоков с вклинившейся между ними узкой пластиной Монголо-Охотской складчатой системы, которую ограничивают Северо- и Южно-Тукурингрские глубинные разломы (рис. 2). Ранее отмечалось, что Соловьёвскому узлу отвечает сводовая часть очаговой купольной структуры, интрузивнокупольная или тектоно-магматическая структура центрального типа [3].

В пределах Соловьёвского узла расположен ряд крупных россыпей, Кировское месторождение золотосульфидно-кварцевой формации, а также ряд рудопроявлений преимущественно золотокварцевой и золотосульфидно-кварцевой, реже золото-сурьмяной и золото-ртутной формаций.



Рис. 2. Соловьёвский рудно-россыпной узел [7]

I – пески, галечники, глины квартера; 2 – пески с гравием и прослоями глин, галечники каолинизированные сазанковской свиты миоцена; 3 – глины, алевриты, прослои бурого угля, пески кивдинской свиты палеоцена; 4 – трахиандезиты, трахиандезибазальты, их туфы моховской толщи верхнего мела; 5 – конгломераты, гравелиты, песчаники крестовкинской свиты нижнего мела; 6 - конгломераты, песчаники, аргиллиты стрелкинской свиты верхней юры - нижнего мела; 7 песчаники и алевролиты долохитской свиты средней юры; 8 – песчаники, алевролиты, известняки большеневерской свиты нижнего девона; 9 - метапесчаники, метаалевролиты, зеленые сланцы, кварциты, мрамора нерасчлененных отложений среднего палеозоя; 10 - метабазальты, меденосные метабазальты, метадолериты шахтаунской толщи среднего палеозоя; 11 – песчаники, гравелиты, кварциты омутнинской свиты силура; 12 – гнейсы, кристаллические сланцы, линзы амфиболитов ирмакитской свиты нижнего архея; 13 - гранит-порфиры, граниты буриндинского комплекса нижнего мела; 14 граниты, гранодиориты верхнеамурского комплекса нижнего мела; 15 – габбро, габбронориты, монцогаббро пиканского комплекса нижней перми; 16 – габбро, монцогаббро, габбродиориты урушинского комплекса верхнего палеозоя; 17 – гранодиориты, граниты худачинского комплекса среднего палеозоя; 18 - граниты позднестанового комплекса нижнего протерозоя; 19 – диориты позднестанового комплекса нижнего протерозоя; 20 – габбронориты, нориты, габбро, троктолиты лукиндинского комплекса нижнего протерозоя; 21 - плагиограниты, гнейсовидные граниты древнестанового комплекса нижнего архея; 22 – кварцевые диориты токско-алгоминского комплекса нижнего архея; 23 – метаморфизованные габбро, габброамфиболиты, редко пироксениты, горнблендиты нижнего архея; 24 – разломы достоверные (a) и проходящие под аллювием (б); 25 – Кировское золоторудное месторождение (а) и рудопроявления золота (б): 1 – Утанак, 2 – Александровское, 3 – Бальдежакское, 4 – Западное, 5 – Приисковое, 6 – Старательское, 7 – Южное, 8 – Бол. Янкан, 9 – Северное, 10 – Ивановское, 11 – Мал. Бальдежак, 12 – Кашинское, 13 – Малоурканское, 14 – Муромское, 15 – Янканское, 16 – Глебовское, 17 – Бол. Лохмаки, 18 – Комель, 19 – Маристое; 26 – россыпи золота; 27 – контур рудно-россыпного узла; 28 - водотоки; 29 - населенные пункты

Наиболее крупная россыпь – Джалиндинская, из нее добыто около 130 т золота. Из россыпей в бассейнах рек Мал. Уркан извлечено около 40,6 т, Янкан – 25,7 т, Бол. Уркан – 3,3 т. В целом из россыпей Соловьёвского узла добыто 200 т золота, что составляет около 20% всего золота, извлеченного из россыпей и рудных месторождений Приамурья. Золото в россыпях узла преимущественно мелкое и тонкое. Проба его колеблется от 899 до 960%, наиболее распространено золото с пробой 925–950‰.

Перспективы Соловьёвского узла на рудное золото. Присутствие на территории узла богатейших россыпей золота при наличии одного среднего по запасам рудного месторождения свидетельствует о перспективах узла на выявление новых, в том числе крупных месторожлений рудного золота. Основное внимание, на наш взгляд, должно быть уделено поискам в пределах Кировского рудного поля золотосульфидно-кварцевого оруденения штокверкового типа, отвечающего средней части рудной колонны, в отличие от массы известных на месторождении разрозненных кварцевых жил верхней ее части. В этом плане перспективным представляется узел сочленения серий золоторудных жил северо-восточной и субширотной ориентировок в истоках руч. Правая Джалинда. Здесь на сравнительно небольшой глубине можно ожидать сгущение рудных тел и даек в единый рудно-магматический пучок.

Формирование крупной россыпи по р. Джалинда трудно объяснить только размывом золотоносных кварцевых жил Кировского месторождения. Вероятно, есть и другие источники поступления золота в россыпь. Одним из таких источников может служить золоторудная минерализация, расположенная непосредственно в ложе россыпи. На это указывает приуроченность россыпи к крупному разлому субмеридиональной ориентировки, который может играть роль рудоконцентрирующей структуры, наличие в нижних частях россыпи слабоокатанного и неокатанного золота. Не исключено, что глубокозалегающие части россыпи расположены непосредственно на дезинтегрированных золотоносных зонах.

Из других типов золотого оруденения отметим перспективы выявления золотосурьмяных и золотортутных месторождений в северо-восточном секторном блоке узла. Следует учесть, что наличие золотосурьмяных, сурьмяных, мышьяковых, золотортутных и ртутных проявлений может указывать на вероятность выявления крупнообъемного золотосульфидного оруденения.

РРУ с сопоставимыми объемами добычи россыпного и рудного золота. К этим узлам относятся Харгинский, Токурский и Березитовый. В качестве примера рассмотрен Харгинский узел, в котором добыча россыпного золота составила около 83,1 т, а рудного – 10,4 т. Харгинский РРУ расположен в басс. р. Эльги, левого притока р. Селемджа, и входит в состав Джагды-Селемджинской металлогенической зоны. РРУ отвечает крупная грабен-синклинальная структура северовосточного простирания, осложненная серией выступов или куполовидных поднятий раннепалеозойского фундамента. Интрузивные образования представлены трещинными и послойными интрузиями метагаббро и метагаббродиоритов златоустовского комплекса позднего карбона, Ингаглинской интрузией гранитов и лейкогранитов, а также серией небольших интрузий кислого состава мелового возраста. В пределах узла известны золоторудные месторождения Албын, Афанасьевское, Ингагли, Унгличикан, Харгинское, Ясное, рудопроявления и россыпи золота (рис. 3).

Месторождение Албын расположено в верховьях руч. Албын [5]. Золотоносная зона месторождения в виде субширотной дугообразно изогнутой полосы прослеживается на 5-6 км от р. Харга на западе до верховьев ручьев Албын и Маристый на востоке (рис. 4). Основные запасы золота месторождения сосредоточены в центральной части Албынской золотоносной зоны, где находятся две пачки альбититов – верхняя и нижняя. Между ними – прослой безрудных сланцев. В альбититах оконтурено восемь рудных тел. Наиболее продуктивным является рудное тело 1, залегающее в кровельной части верхней пачки альбититов. В общем балансе запасов доля рудных тел центральной части Албынской зоны – около 90–95%, из них на рудное тело 1 приходится около 55 %. По падению оно прослежено до глубины 390 м.

Руды месторождения Албын на 95-98 % состоят из кварца, полевых шпатов, мусковита и серицита и представлены кварц-полевошпатовыми, карбонат-слюдисто-кварц-альбитовыми, карбонат-хлорит-слюдисто-кварц-альбитовыми, слюдисто-кварц-альбитовыми метасоматитами, а также минерализованными зонами дробления. Количество сульфидов в рудах 1,3–1,9 %. Они представлены арсенопиритом, пиритом, пирротином; реже встречаются сфалерит, халькопирит, галенит и самородное золото. Часты сростки золота с арсенопиритом. Золото мелкое и тонкое. Проба его изменяется от 760 до 912 %. Наиболее часто отмечается золото с пробой 880-895 ‰, реже – золото 865-880 и 895-910 пробы, еще реже - 850-865 и 835-850 %. Из элементов примесей наиболее часто встречается ртуть (до 2,81 масс. %), в меньших количествах медь и сурьма. Месторождение отнесено к малосульфидной золото-кварцевой формации.

Перспективы Харгинского узла на рудное золото. По аналогии с изученными нами месторождениями золото-кварцевой формации Центральной Колымы [6] можно предположить, что в пределах Харгинского узла обнажаются разные уровни эрозионного среза месторождений золота, отличающиеся по пробе золота и другим признакам. К наиболее эродированной прикорневой части рудной колонны нами отнесены месторождения с низкопробным золотом и значительной долей в рудах шеелита (Унгличикан, Ингагли, Ясное). На значительный уровень эрозионного среза указывает также приуроченность некоторых из



Рис. 3. Харгинский рудно-россыпной узел [5]

 — современные аллювиальные галечники, пески, глины; 2 — андезиты, андезибазальты, дациты, их туфы и лавобрекчии бурундинской толщи мела; 3 — песчаники, алевролиты, аргиллиты соруканской свиты нижней юры; 4 — глинистые сланцы, рассланцованные песчаники, кварц-серицитовые и зеленые сланцы златоустовской свиты среднего карбона; 5 — рассланцованные песчаники, глинистые сланцы, алевролиты, зеленые сланцы мраморизованные известняки талыминской свиты нижнего карбона; — песчаники, алевролиты, глинистые сланцы максинской толщи верхнего девона; 7 — песчаники, алевролиты, глинистые сланцы максинской толщи верхнего девона; 7 — песчаники, алевролиты, глинистые сланцы максинской толщи верхнего девона; 7 — песчаники, алевролиты, глинистые сланцы афанасьевской свиты нижнего пареозов; 9 — гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры баджало-дуссеалинского комплекса верхнего мела; — диориты селитканского комплекса верхней перми; 13 — плагиограниты, гранодиориты златоустовского комплекса верхнего карбона; 14 — метагаббро, метагаббродиориты златоустовского комплекса верхнего карбона; — разломы (a — крутонаклонные, 6 — надвиги); 16 — месторождения золота (2 — Ясное, 3 — Ингагли, 5 — Унгличикан, 7 — Харгинское, 8 — Албын, 16 — Афанасьевское); 17 — рудопроявления — a (1 — Алексеевское, 4 — Верхнемайское, 6 — Густак, 9 — Непташинское, 10 — Утреннее, 11 — Маристое, — Эльгакан, 13 — Звёздное, 14 — Константиновское, 15 — Опытное, 17 — Ленинское, 18 — Грозовое, 19 — Эльгинское), пункты минерализации золота — ; 18 — россыпи золота; 19 — граница узла; 20 — автодороги; 21 — населенные пункты; 22 — водотоки



Рис. 4. Геологическое строение месторождения Албын [5]

1 – аллювиальные отложения; 2 – позднемеловые дайки диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров селитканского комплекса; 3 – габбро, габбродиабазы метаморфизованные; 4 – златоустовская свита (углеродистые кварцсерицитовые сланцы); 5 – афанасьевская свита (мусковит-кварц-альбитовые углеродсодержащие порфиробластические сланцы); 6 – разломы: a – главные, δ – второстепенные, e – предполагаемые; 7 – контур золотоносной зоны альбититов; 8 – золоторудные тела месторождения Албын; 9 – золотоносные кварцевые жилы

них к массивам гранитоидов. Располагающиеся в сланцевых толщах месторождения Албын, Харгинское и Афанасьевское с золотом средней и высокой пробы, нередко с примесью ртути и сурьмы, принадлежат к менее эродированной средней или верхней части рудной колонны, а Ленинское золото-сурьмяное рудопроявление к верхней слабоэродированной. Наибольшие перспективы выявления крупных месторождений рудного золота по аналогии с Центральной Колымой связываются нами со средней частью рудной колонны (месторождения Албын, Харгинское и Афанасьевское). Перспективным считается и золото-сурьмяное Ленинское рудопроявление, относящееся к верхней слабоэродированной части рудной колонны.

Кроме того, долины рек и ручьев с крупными и средними по запасам золота россыпями, отличающиеся слабоокатанным и неокатанным золотом, нуждаются в дополнительном опоисковании. В долине рек Селемджа (Харгинский участок) и Мал. Наэрген не исключено нахождение рудных тел непосредственно в плотике россыпей. В басс. р. Харга перспективны на поиски рудного золота долины руч. Казанский, Талам, в басс. р. Эльгакан – руч. Иловатый, Хальной и Маристый, в басс. р. Бол. Эльга – руч. Афанасьевский и Ивановский, в басс. р. Мал. Эльга – руч. Безымянный.

РРУ с преимущественной добычей рудного золота. К узлам этого типа отнесены Улунгинский и Тыгдинский РРУ Гонжинского руднороссыпного района (РРР) Северо-Буреинской металлогенической зоны. Гонжинский РРР – это крупное площадью около 9000 км² изометричной формы поднятие кристаллического фундамента Амурского геоблока, обрамленное по периферии мезозойскими терригенными и вулканогенными образованиями, прорванными гранитоидными интрузивами позднеюрского и раннемелового возраста (рис. 5).

В пределах Гонжинского РРР известны многочисленные россыпи, а также месторождения и рудопроявления золота, в том числе крупные по запасам золоторудные месторождения Пионер, Покровское, Боргуликан (Икан) и небольшое – Желтунакское. Золотое оруденение и россыпи располагаются в периферической части поднятия как бы облекая его ядро, сложенное докембрийскими образованиями. Учитывая структуру Гонжинского поднятия, разделенного концентрическими и радиальными разломами



Рис. 5. Геологическое строение и золотоносность Гонжинского рудно-россыпного района [8]

1 – аллювиальные галечники, пески и глины квартера; 2 – каолинизированные пески, галечники, суглинки плиоценнеоплейстоцена; 3 – трахибазальты, трахиандезибазальты, трахиандезиты галькинской свиты верхнего мела; 4 – андезиты, дациандезиты, дациандезиты, дациандезиты, дациандезиты, дациандезиты, дациандезиты, трахиандезибазальты, трахиандезиты галькинской свиты верхнего мела; 4 – андезиты, дациандезиты, дациты и их туфы талданской свиты нижнего мела; 5 – терригенные отложения юры нерасчлененные; 6 – карбонатно-терригенные отложения среднего и верхнего палеозоя нерасчлененные; 7 – докембрийские метаморфические и интрузивные образования нерасчлененные; 8 – граниты, гранодиориты, кварцевые монцониты буриндинского комплекса нижнего мела; 9 – гранодиориты, кварцевые диориты, гранодиорит-порфиры верхнеамурского комплекса нижнего мела; 10 – субщелочные гранит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры и гранит-порфиры магдагачинского комплекса верхней юры; 11 – габбро, габбронориты, монцогаббро пиканского комплекса ранней перми; 12 – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты урушинского комплекса верхнего палеозоя; 13 – разломы; 14 – месторождения золота (4 – Икан, 11 – Пионер, 19 – Покровское, 20 – Желтунак); 15 – рудопроявления золота (1 – Орловское, 2 – Игакское, 3 – Пещерное, 5 – Горелая Сопка, 6 – Калугинское, 15 – Куликанское, 16 – Талаканское, 17 – Верхне-Тыгдинское, 18 – Нижнеборовое, 21 – Базовое, 22 – Анатольевское, 23 – Великие Лужки); 16 – точки минерализации золота; 17 – россыпи золота; 18 – граница Гонжинского РРР; 19 – граница РРУ (1 – Улунгинский, II – Тыгдинский, III – Магдагачинский, IV – Игакский); 20 – дороги; 21 – населенные пункты



Рис. 6. Золоторудное месторождение Пионер [1]

1 – неогеновые озерно-аллювиальные пески, глины; 2 – верхнеюрские песчаники, алевролиты; 3 – нижнемеловые диорит-порфириты; 4 – нижнемеловые гранит-порфиры;
5 – нижнемеловые диориты, гранодиориты; 6 – верхнеюрские гранит-порфиры; 7 – рудные штокверковые зоны (1 – Звездочка, 2 – Западная, 3 – Южная, 4 – Промежуточная,
5 – Бахмут, 6 – Андреевская); 8 – разломы и зоны трещиноватости; 9 – элементы залегания рудных зон

на четыре секторных блока, нами в их пределах выделены следующие отвечающие этим блокам PPУ: высокопродуктивные — Улунгинский и Тыгдинский, а также среднепродуктивный Игакский и низкопродуктивный Магдагачинский.

Улунгинский РРУ занимает восточный секторный блок Гонжинского поднятия. Здесь известны россыпи, из которых добыто 18,1 т золота. При отработке золото-сульфидно-кварцевого месторождения Пионер добыто 38,1 т золота. Кроме того, на площади узла имеется небольшое золото-серебряное месторождение Желтунак, золото-медно-молибден-порфировое месторождение Икан, а также рудопроявления и точки минерализации золота. Отношение добытого россыпного золота к рудному равно 1:2,1.

Месторождение Пионер (рис. 6) расположено в верховьях р. Улунга и локализовано на контакте многофазной Ольгинской интрузии гранитоидов раннемелового возраста и вмещающих песчано-сланцевых пород аякской свиты средне-позднеюрского возраста [1]. Широко развиты дорудные и внутрирудные дайки и малые тела диоритовых порфиритов и андезитов буриндинского комплекса раннего мела. Структура месторождения предопределена ортогональной системой разломов северо-западного и северовосточного направлений. Рудоносные зоны располагаются главным образом вдоль разломов северо-восточного простирания. Рудные зоны представляют собой крутонаклонные (50°-80°) мощные (50-300 м) линейные штокверки прожилково-сетчатого окварцевания и карбонатизации с прожилково-вкрапленной кварц-золотосульфидной минерализацией. Отдельные кварцевые жилы и прожилки нередко имеют полосчатую структуру. Вмещающие оруденение породы интенсивно аргиллизированы и пиритизированы.

Руды месторождения Пионер относятся к золото-сульфидно-кварцевому типу. Выделяются две основных разновидности руд: первичные бедные, рядовые и богатые; окисленные – рядовые и богатые. По минеральному составу руды на 88-96 % сложены породообразующими минералами, в первичных рудах это кварц и полевые шпаты. В окисленных рудах место полевых шпатов занимают глинистые минералы. По количеству сульфидов первичные руды умеренносульфидные (2-8 % сульфидов), окисленные – малосульфидные (менее 2%). Из рудных минералов отмечаются пирит, арсенопирит, пирротин, магнетит, халькопирит, молибденит, галенит, сфалерит, висмутин, антимонит, сульфосоли свинца, меди, мышьяка, сурьмы, самородные золото и серебро, аргентит и акантит.

Самородное золото встречается в двух видах. Во-первых, это микронные выделения и наночастицы в пирите предрудной стадии минерализации. Во-вторых, мелкое самородное золото крючковатой, округлой и рисовидной формы рудной стадии. Более крупные выделения размером до первых миллиметров встречаются в кварцевых прожилках рудной стадии. Проба золота колеблется от 650 до 880 ‰ в рядовых рудах и от 870 до 915 ‰ в богатых. Отобранное нами в 2012 г. из рудного тела зоны Андреевской самородное золото имеет пробу в интервале 709,9– 779,7 ‰, среднее из четырех анализов – 750,5 ‰.

Месторождение Икан расположено в басс. р. Боргуликан, левого притока р. Уркан. Площадь месторождения сложена раннемеловыми гранитоидами буриндинского комплекса и покровными вулканогенными образованиями талданской свиты (рис. 7). Установлены три рудные зоны: Боргуликанская, Инканская и Арбинская. Протяженность их превышает 2200 м при ширине до 1000 м. Наиболее разведана Инканская зона. Оруденение локализуется в зоне субширотного простирания и имеет протяженность более 3300 м, ширина (по интенсивным гидротермальным изменениям) колеблется от 900 м в центральной части до 300–450 м на флангах. Простирание зоны северо-западное.

Рудные тела представлены гидротермальноизмененными породами, имеющими зональное строение и содержащими продуктивную рудную минерализацию. Центральная часть зоны содержит умеренно калишпатизированные породы, кварц-калишпат-биотитовые и серицит-кварцевые метасоматиты. Гидротермально-метасоматические изменения и оруденение образуют



Рис. 7. Схематическая геологическая карта и разрез месторождения Икан [4]

1 – аллювиальные отложения; 2 – дайки диорит-порфиритов амуро-станового комплекса; 3, 4 – буриндинский комплекс монцонит-гранодиоритовый: 3 – вторая и 4 – первая фазы; 5 – талданская свита: дациты, андезидациты, андезиты; 6 – разрывные нарушения; 7–10 – гидротермально-метасоматические изменения: 7 – фельдшпатолитовые, 8 – пропилитовые, 9 – филлизитовые, 10 – аргиллизитовые; 11 – проекция рудного штокверка на горизонтальную (план) и вертикальную (разрез) плоскости; 12 – линия разреза; 13 – скважины на разрезе

серию последовательно наложенных минеральных парагенезисов, типичных для золото-медно-молибден-порфировых месторождений. Наиболее интенсивная гидротермальная проработка пород характерна для центральных частей рудных зон.

Золото-медно-молибден-порфировое оруденение приурочено к эксплозивным брекчиям и калишпатизированным дацитам. Широко проявлена прожилковая минерализация. Многочисленные зоны прожилкового и прожилково-сетчатого окварцевания сопряжены с фельдшпатолитами и березитами. Мощности кварцевых и сульфидно-кварцевых прожилков от 0, n до 20 мм. Кварц нескольких генераций с вкраплениями тонко- и мелкозернистых сульфидов преимущественно пирита, реже халькопирита и молибденита. Основное золото-медное оруденение отлагалось в зоне фельдшпатолитов, очевидно, фиксирующей главный канал поступления рудоносных растворов, а также служащей благоприятной средой для локализации оруденения.

Золото в руде находится в количестве 0,15– 0,8 г/т, в среднем 0,3 г/т. Оно присутствует в свободном виде, в сульфидах, прожилках кварца, сростках. Размеры золотин преимущественно 1–5 мкм. Содержания золота в монофракциях сульфидов от 8 до 100 г/т. Размеры встреченного в протолочках свободного золота – 0,05–0,15 мм. Зерна его имеют уплощенную, лепешковидную, комковидную формы. Максимальный размер золота, обнаруженного в аншлифах, 20 мкм, есть зерна размером < 2 мкм, образующие включения в пирите.

Тыгдинский РРУ занимает южный секторный блок Гонжинского поднятия. В его пределах, кроме многочисленных россыпей, находятся Покровское и Базовое месторождения золотосеребряной и Анатольевское золото-сульфидно-кварцевой формаций, а также ряд перспективных рудопроявлений золота.

Покровское месторождение расположено в вершине руч. Сергеевский, притока р. Тыгда. Месторождение представляет систему субгоризонтальных кварцевых жил, сопровождаемых линейно вытянутыми жильными зонами и штокверками (рис. 8).

Оруденение приурочено к блок-пластине, расположенной в апикальной части Сергеевского массива гранитоидов и частично перекрытой покровными фациями вулканитов. Вдоль нижней границы блок-пластины располагается силл дацитового состава, кровля которого ограничивает оруденение на глубину.

Рудные тела не имеют четких геологических границ и выделяются по данным опробования. В геохимическом поле золота по изоконцентрате 0,3 г/т отмечается единая рудная залежь сложно-го строения. В ее пределах наблюдаются участ-ки повышенной золотоносности или мощности рудной залежи, отвечающие конкретным рудным телам. Они разделены блоками, не содержащими промышленного оруденения. Выделено шесть



Рис. 8. Схематическая геологическая карта Покровского рудного поля [2]

1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – неогеновые отложения сазанковской свиты (пески, глины, алевриты); 3 – галькинская свита верхнего мела: туфобрекчии с линзами туфопесчаников, песчаников; 4 – талданский комплекс нижнего мела: дациты, дацит-порфиры; 5 – талданская свита нижнего мела: дациты, риодациты, их туфы, лавокластиты; 6 – верхнеамурский комплекс нижнего мела: a – гранит-порфиры; δ – граниты биотитовые и гранодиориты; 7 – аякская свита верхней юры: песчаники, алевролиты, аргиллиты; 8 – разломы; 9 – ареалы кварц-серицит-гидрослюдистых метасоматитов; 10 – кварцевые жилы; 11 – проекции рудных тел на горизонтальную и вертикальную плоскости; 12 – рудопроявления золота

рудных тел: Главное, Зейское, Новое, Озерное, Молодежное и Восточное.

Руды представляют собой в разной степени окварцованные (вплоть до жил выполнения) и аргиллизированные вулканиты и гранитоиды с весьма неравномерной вкрапленной и прожил-ково-вкрапленной золото-серебряной минерализацией. Основными рудообразующими минералами являются кварц, адуляр, карбонаты, гидро-слюда и каолинит. Количество рудных минералов составляет в среднем 1%. Среди них преобладают пирит, марказит, арсенопирит, сфалерит, галенит, антимонит, аргентит, гидроокислы железа и самородное золото. Золото тонких размеров, низкопробное (626–735 ‰). Отмечаются сростки золота с аргентитом.

Перспективы Гонжинского РРР на рудное золото. Из разведанных, но не освоенных месторождений крупными запасами выделяется месторождение Икан золото-медно-молибден-порфировой формации Улунгинского узла. Руды комплексные бедные, рентабельная их отработка предусматривает извлечение наряду с золотом и серебром меди и молибдена. Запасов месторождения достаточно для поддержания золотодобычи в Приамурье на существующем уровне на десятки лет.

С точки зрения поисков месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации, значительный интерес вызывает район второй по продуктивности россыпи по р. Игак Игакского РРУ средней продуктивности. В ней добыто около 5,0 т золота. Золото преимущественно мелкое,
средняя крупность — 0,45 мм, самородки очень редки. Форма золотин комковидная, пластинчатая, чешуйчатая, проволочковидная и октаэдрическая. Проба его колеблется в нешироких пределах от 764 до 846 ‰, в среднем — 797 ‰. По продуктивности и типоморфным особенностям золота россыпь р. Игак схожа с россыпью р. Улунга в районе крупного золото-сульфидно-кварцевого месторождения Пионер. Судя по сходству геологической обстановки и типоморфным особенностям самородного золота указанных россыпей, в верховьях р. Игак можно ожидать выявление крупного золоторудного месторождения золото-сульфидно-кварцевого типа.

На поиски оруденения золото-серебряной формации перспективен басс. р. Красная Магдагачинского узла. Из россыпи добыто 0,18 т мелкого низкопробного (794 ‰) золота, нередко находящегося в сростках с кварцем. В верховьях этой реки находится поле вулканитов талданской свиты и ряд проявлений золота. Здесь прогнозируется месторождение, аналогичное среднему по запасам Покровскому золото-серебряному месторождению.

Заключение. Высокопродуктивные РРУ, зарекомендовавшие себя в течение длительного времени в качестве основных продуцентов золота, являются первоочередными объектами для постановки геологоразведочных работ на рудное золото в Приамурской провинции. В пределах девяти высокопродуктивных узлов (из 80 РРУ провинции) добыто 834,6 т золота, что составляет 63,6 %, или почти две трети от общей добычи золота. Предполагается, что высокопродуктивные РРУ как наиболее золотоносные рудно-магматические системы Приамурья и впредь будут основными поставщиками золота. Наиболее перспективны на выявление новых золоторудных месторождений преимущественно рудные РРУ – Улунгинский и Тыгдинский, расположенные в пределах Гонжинского РРР. Значительный интерес представляют также Игакский среднепродуктивный и Магдагчинский низкопродуктивный узлы того же РРР. Следующими по перспективности на обнаружение золоторудных месторождений являются РРУ – Харгинский, Токурский и Березитовый, гораздо менее преимущественно россыпные – Соловьёвский, Моготский, Октябрьский и Кербинский.

1. Золоторудные месторождения России / под ред. М. М. Константинова. – М.: Акварель, 2010. – 359 с.

2. Месторождения рудного золота Приамурской провинции / под ред. В. А. Степанова. – Благовещенск: АмГУ, 2017. – 150 с.

3. Моисеенко В. Г., Степанов В. А., Шергина Ю. П. Возраст формирования Кировского золоторудного месторождения // Докл. РАН. – 1999. – Т. 369, № 3. – С. 354– 356.

4. Пересторонин А. Е., Вьюнов Д. Л., Степанов В. А. Месторождения золото-медно-молибден-порфировой формации Приамурской золотоносной провинции // Регион. геология и металлогения. – 2017. – № 2. – С. 78–85.

5. Пересторонин А. Е., Степанов В. А. Золоторудное месторождение Албын Приамурской провинции // Известия вузов. Геология и разведка. – 2015. – № 4. – С. 22–29.

6. Степанов В. А. Зональность золото-кварцевого оруденения Центральной Колымы. — Владивосток: Дальнаука, 2001. — 70 с.

7. Степанов В. А., Мельников А. В., Гвоздев В. И. Перспективы золотоносности Соловьёвского рудно-россыпного узла (Амурская область) // Известия вузов. Геология и разведка. – 2014. – № 2. – С. 23–30.

8. Степанов В. А., Мельников А. В. Высокопродуктивные золотоносные рудно-россыпные узлы Приамурья (Россия). – LAP Lambert Academic Publishing, 2018. – 150 с.

1. Zolotorudnye mestorozhdeniya Rossii [Gold deposits of Russia]. Ed. by M. M. Konstantinova. Moscow. 2010. 359 p.

2. Mestorozhdeniya rudnogo zolota Priamurskoj provincii [Deposits of ore gold of the Amur Province]. Ed. by V. A. Stepanova. Blagoveshchensk. 2017. 150 p.

3. Moiseenko V. G., Stepanov V. A., Shergina Yu. P. Age of formation of the Kirov gold Deposit. *Doklady Rossijskoj Aka-demii Nauk*. 1999. Vol. 369. No 3, pp. 354–356. (In Russian).

4. Perestoronin A. E., V'yunov D. L., Stepanov V. A. Deposits of gold-copper-molybdenum-porphyritic formation of the Amur gold-bearing province. *Region. geologiya i metallogeniya*. 2017. No 2, pp. 78–85. (In Russian).

5. Perestoronin A. E., Stepanov V. A. The Albyn gold deposit in the Amur Province. *Izvestiya vuzov. Geologiya i razvedka.* 2015. No 4, pp. 22–29. (In Russian).

6. Stepanov V. A. Zonal'nost' zoloto-kvarcevogo orudeneniya Central'noj Kolymy [Zonality of gold-quartz mineralization of Central Kolyma]. Vladivostok: Dal'nauka. 2001. 70 p.

7. Stepanov V. A., Mel'nikov A. V., Gvozdev V. I. Prospects for gold-bearing Solovyovsky ore-placer hub (Amur Region). *Izvestiya vuzov. Geologiya i razvedka*. 2014. No 2. Pp. 23–30. (In Russian).

8. Stepanov V. A., Mel'nikov A. V. Vysokoproduktivnye zolotonosnye rudno-rossypnye uzly Priamur'ya (Rossiya) [Highly productive gold-bearing ore-placer sites of the Amur Region (Russia)]. LAP Lambert Academic Publishing. 2018. 150 p.

Степанов Виталий Алексеевич – доктор геол.-минерал. наук, гл. науч. сотрудник, Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН (НИГТЦ ДВО РАН). Северо-Восточное шоссе, 30, Петропавловск-Камчатский, 683002, Россия. <vitstepanov@yandex.ru>

Stepanov Vitaliy Alekseevich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Chief Researcher, Research Geotechnological Center FEB RAS (RGC FEB RAS). 30 Severo-Vostochnoye shosse, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683002, Russia. <vitstepanov@yandex.ru>

Геология океанов и континентов и возможность создания универсальной геодинамической концепции

В статье на базе прикладных аспектов современной геологии — геологической картографии и металлогении — рассматривается возможность создания для континентов и океанов универсальной геодинамической концепции. Нелинейность, неравновесность и необратимость развития Земли в целом так же, как и по отдельности континентов и океанов, позволяет считать практическую целесообразность и научную своевременность создания геодинамических построений раздельно для континентов и океанов с присущими для них предметами и методами исследований. В связи с этим можно полагать, что вряд ли имеется возможность сегодня и в ближайшем будущем создания универсальной геодинамической концепции.

Ключевые слова: *геодинамика, континенты, океаны, геологическая картография, металлогения,* фиксизм, мобилизм.

B. A. BLYUMAN (VSEGEI)

Geology of oceans and continents and the possibility of creating a universal geodynamic concept

In the paper, on the basis of applied aspects of modern geology – geological mapping and metallogeny, the possibility of creating a universal geodynamic concept for continents and oceans is being discussed. The non-linearity, non-equilibrium and irreversibility of the Earth's evolution as a whole, as well as individually of continents and oceans, makes it possible to consider the practical expediency and scientific timeliness of the creation of geodynamic constructions separately for continents and oceans with their inherent subjects and methods of studies. In this regard, we can assume that there is hardly an opportunity today and in the near future to create a universal geodynamic concept.

Keywords: geodynamics, continents, oceans, geological mapping, metallogeny, fixism, mobilism.

Как цитировать эту статью: Блюман Б. А. Геология океанов и континентов и возможность создания универсальной геодинамической концепции // Регион. геология и металлогения. – 2019. – № 77. – С. 110–118.

Постановка задачи. Отечественной школой геологической картографии, зародившейся в стенах Геолкома – ВСЕГЕИ, накоплен гигантский опыт картографирования в процессе создания обзорных, мелко- и среднемасштабных геологических карт. На основе геологических карт различного масштаба, выстроенных по историкогеологическому принципу, создаются многочисленные карты их «производные» - тектоническая, закономерностей размещения полезных ископаемых, прогнозно-минерагеническая и пр., каждая из которых, и в особенности тектоническая (геодинамическая сегодня), выстраивается на основе принципов, иногда в значительной мере удаленных от историко-геологических — эмпирических принципов составления самой геологической карты. И вот здесь, по мнению автора, пролегает демаркационная линия, которая разделяет сторонников эмпирических методов геологических исследований в области континентальной геологии и картографии и сторонников «построения индуктивных моделей и установления различного типа закономерностей», иными словами, фиксистов от мобилистов. Геологическая картография, соответственно, может рассматриваться как один из возможных критериев оценки состоятельности сосуществующих концепций. История геологического картографирования континентов насчитывает почти полтора столетия. Основные принципы геологического картографирования в течение этого времени уточнялись и совершенствовались, а практически период сводного и обзорного картографирования континентов завершился еще в середине прошлого столетия, когда только появились первые теоретические обоснования концепции горизонтального перемещения континентов и спредингового конвейера. И тогла, и практически сегодня недостаточно разработаны основные положения принципов геологического картографирования Мирового океана, свидетельством чего могут являться его современные обзорные карты, на многие порядки по степени отработки деталей их геологического строения отстающие от аналогичных карт различных континентов. Все вышесказанное может служить основой рассмотрения возможности и целесообразности создания сегодня единой для континентов и океанов геодинамической модели их развития.

Обсуждение результатов. Обозначим базовые различия в составе и строении коры и мантии континентов и океанов, а затем рассмотрим вопрос о целесообразности и возможности создания универсальной геодинамической концепции.

Такие различия коры и мантии континентов и современных океанов в основном заключаются в следующем:

 – гигантские масштабы, несопоставимые с континентами, в которых проявлен покровный базальтовый (преимущественно) вулканизм, ответственный за создание приблизительно одной трети мощности современной земной коры в целом;

– в отличие от коры континентов, третий слой коры океанов представлен исключительно кристаллическими породами основного состава.

В разные годы и в разных странах учеными создавались и ныне создаются разные версии общегеологических – для Земли в целом – концепций, систематический обзор которых можно найти в изданном при участии автора под редакций члена-корреспондента РАН Л. И. Красного томе «Тектоника и геодинамика» Энциклопедического справочника Планета Земля [15]. И тем не менее из числа появлявшихся в разные годы концепций проверку временем выдержали только две - фиксизм (геосинклинально-платформенная) и мобилизм (тектоника литосферных плит). Важно отметить, что первая из них и более ранняя - геосинклинально-платформенная – создана в процессе изучения континентов, а вторая – тектоника плит – сформирована на основании изучения современных океанов, и эти концепции могут представлять собой по существу: первая - геологию континентов, а вторая – геологию океанов. Следует подчеркнуть, что сторонники геосинклинально-платформенной концепции не предпринимали попыток использовать ее для интерпретации истории развития современных океанов. Наоборот, сторонники тектоники литосферных плит и в зарубежной, и в отечественной геологии без каких-либо ограничений стали внедрять основные положения этой концепции в континентальную геологию, задержав тем самым ее поступательное развитие на несколько десятков лет, последствия чего еще предстоит оценить в будущем. Довольно жестко, но, по мнению автора, справедливо по этому поводу высказался Б. И. Васильев [7]: «Трудно представить себе, как бы развивались науки о Земле в последнюю четверть века, если бы не появилась плитотектоника, но думается, что без нее научно-технический прогресс развивался бы быстрее, поскольку не был бы скован ее догматами, под которые подгоняются все полученные результаты, в том числе и явно противоречащие постулатам плитотектоники. Но основной ущерб, который наносит

плитотектоника геологической науке, заключается в том. что она воспитала поколение геологов. «свято» верящих в ее постулаты и совершенно не знающих и не признающих никаких других интерпретаций геологических и геофизических данных. Эта механическая концепция, возникшая на базе господства геофизических методов в морской геологии, сейчас претендует и на господствующую роль в континентальной геологии. Плитотектоническая методология насильственно внедряется в практику геологосъемочных и геологоразведочных работ, что представляет особую опасность, ибо это грозит нанести ущерб развитию минерально-сырьевой базы страны. Для разработки непротиворечивой глобальной геотектонической теории, по-видимому, еще очень далеко. Однако уже теперь ясно, что в основе этой теории будут лежать совершенно другие концепции, чем те, которые предлагает ортодоксальная тектоника плит» [7, с. 508].

Вслед за В. В. Белоусовым [2], автор считает (и об этом речь пойдет в дальнейшем), что сегодня еще не настало время создания единой концепции, пригодной для понимания развития и континентов, и океанов, и планеты в целом. Если и может быть создана когда-нибудь общегеологическая концепция, то в ее основе должен лежать принцип историзма – направленного и необратимого развития Земли, начиная от стадии аккреции и кончая историей развития современных океанов и континентов. Тектоника литосферных плит в ее современном виде в должной мере не учитывает знаковость этого принципа в силу того обстоятельства, что нередко без каких-либо ограничений геодинамические обстановки современных океанов распространяются вглубь геологической истории, вплоть до раннего докембрия. По-иному эта проблема выглядит в геосинклинально-платформенной концепции, основой которой является историческая геология, а принцип историзма и поныне – один из базовых положений геологической картографии. И тем не менее многие положения геосинклинально-платформенной концепции сегодня требуют их актуализации с использованием современных достижений глубинной геологии, динамик становления осадочных бассейнов и разномасштабных и разноглубинных зон тектонических нарушений, новейшей тектоники.

Фиксистские представления были основополагающими в геологической науке в 30–50-е годы XX века. С 1950-х годов началось интенсивное изучение океанического дна, были открыты закономерности в распределении осадков на дне океанов, срединно-океанические хребты и линейные магнитные аномалии. Эти открытия выявили отличия океанической коры от континентальной и показали недостаточность фиксистских теорий, в особенности, в части происхождения океанов. С середины 1960-х годов получила признание мобилистская концепция тектоники литосферных плит и ее идеи заняли господствующее положение в геологии. Однако и на этом этапе ведущие отечественные геологи сохраняли приверженность основным базовым положениям континентальной геологии. Среди них можно назвать известного российского геолога В. В. Белоусова (1907—1990 гг.), который придерживался фиксистских представлений до конца своей жизни.

Следует обратить особое внимание на соотношения эмпирической и теоретической составляющей в мобилизме и фиксизме. Для этого достаточно воспроизвести фрагмент из работы последовательных сторонников мобилизма: «Теоретическая компонента науки, таким образом, противопоставляется области эмпирического знания, включающей сбор, обработку фактического материала с построением индуктивных моделей и установление различного типа закономерностей. Надо сказать, что эмпирический описательный подход в течение долгого времени, вплоть до конца 60-х годов текущего столетия, отчетливо доминировал в геологии. Все построения, базирующиеся на геосинклинальной концепции, по существу представляют собой результат эмпирических обобщений или не глубоких ad hoc гипотез» [17]. В противовес этому высказыванию приведем выдержку из работы В. И. Вернадского: «В 1926 году я пытался обосновать, что в основе естествознания лежат только научные эмпирические факты и научные эмпирические обобщения. Я оставлял в стороне научные гипотезы, которые всегда имеют временное существование и имеют меньшую достоверность, чем научные факты и научные эмпирические обобщения. С ходом времени по мере роста науки область эмпирических фактов и эмпирических обобщений увеличивается. А область научных гипотез должна уменьшиться» [8, с. 69].

Сопоставление этих высказываний достаточно отчетливо высвечивает различие в подходах к идеям, которым может быть приписан статус теоретического построения, и «научным фактам и научным эмпирическим обобщениям». Континентальная геология за почти полуторастолетний период накопила гигантский объем знаний о составе, строении и металлогении разнотипных структур континентов – подвижных областей и стабильных платформ. Именно этот накопленный опыт структурно-вещественного - «контактного» - маршрутного изучения во многом определил теоретические и практические достижения геологии континентов последних двух столетий. Опыт же океанической геологии по сравнению с континентальной не велик и не продолжителен, и в основе его лежат в силу естественных причин не контактные – структурно-вещественные данные, а опосредованные – преимущественно геофизические. Здесь, по мнению автора, вполне уместно процитировать фрагмент из работы В. В. Белоусова: «...континентальная кора с ее разнообразным строением и чрезвычайно разнородной структурой, со складчатостью и метаморфизмом, с историей, насчитывающей почти 4 млрд лет, толкуется на основе наблюдений над объектом, несравнимо более однообразным и по составу и по структуре, лишенным складчатости и всех градаций метаморфических явлений, геологически документированная история которого в 20 раз короче континентальной!» [3, с. 11].

Историзм – один из важнейших принципов естественнонаучных представлений. Пожалуй, наиболее важным в понятии историзма в континентальной геологии является историко-геологический принцип, лежащий в основе процессов картографирования - составления геологической карты, которая в графическом образе последовательно и систематически объединяет сведения о стратиграфии, биостратиграфии, литологии, тектонике (пликативной и дизъюнктивной), магматизме, метаморфизме, полезных ископаемых. Эти сведения системно размешаются в легенде к карте традиционно в возрастной - историко-геологической последовательности. Процесс составления геологической карты – процесс эмпирический и по существу своему инвариантен к каким-либо концептуальным построениям и ограничен лишь правилами геологического или специализированного картографирования, сложившимися в континентальной геологии в течение почти полутора столетий. Следует заметить, что здесь речь идет только о геологической карте, а отнюдь не о ее производных – тектонической, металлогенической, которые в силу своей природы строятся по концептуальному принципу или по принципу концептуальных предпочтений составителя карт. Сразу же необходимо отметить, что к 60-м годам прошлого века — времени стремительного распространения концепции мобилизма – тектоники литосферных плит – школа континентальной геологической картографии насчитывала почти полуторавековой опыт, в то время как тогда, а практически и сегодня, не создана сопоставимая с континентальной школа геологической картографии океанов.

Сегодня и речи не идет о составлении средне- и крупномасштабных геологических карт фрагментов океанов — той стадии, которая давно пройдена геологической картографией континентов. При этом следует отдавать себе отчет в том, какие усилия были затрачены континентальными геологами для достижения этой цели.

Авторский опыт участия в составлении «Геолого-минерагенической карты Мира» [9] показал, что при тектоническом районировании и континентов и океанов не оказалось возможным использовать ни геосинклинально-платформенную концепцию, ни концепцию тектоники плит. Принцип районирования оказался безальтернативно совместим в данном случае с концепцией геоблоковой делимости Л. И. Красного [12, 13], в которую могли быть интегрированы и в ней сосуществовать и геосинклинально-платформенная, и плитотектоническая концепции. Все это может быть свидетельством того, что эти две концепции применительно к задачам тектонического и минерагенического районирования в глобальном и надрегиональном масштабах не обладают достаточным для этого информационным ресурсом. Традиции металлогенического и прогнозно-металлогенического анализа в отечественной геологии созданы трудами многих выдающихся геологов, в том числе и геологов ВСЕГЕИ: Ю. А. Билибина, А. И. Семенова, Е. Д. Карповой, М. И. Ициксона, В. Грушевого, Д. В. Рундквиста, А. Д. Щеглова. Во многом трудами этих геологов обеспечивалась минерально-сырьевая база страны и в особенности в период организации и составления Госгеолкарт начиная с 1957 г. Методические и методологические основы металлогенического анализа разнотипных и разновозрастных структур континентов неоднократно публиковались в виде отдельных монографий и статей в периодических изданиях. Активное их внедрение в практику геологосъемочных работ и их практические, прикладные аспекты переоценить и сегодня трудно. Отмечалось, что одним из важных критериев оценки масштабов рудных объектов был признак совмещения в них полигенного и полихронного оруднения. Оценивая этот принципиально важный металлогенический критерий, необходимо подчеркнуть, что совмещение в пределах одного месторождения (рудного поля) разновозрастного и разнотипного оруденений определяет необходимость длительного нахождения этого месторождения в фиксированном геологическом пространстве (фиксированном положении), что вступает в противоречие с горизонтальными перемещениями фрагментов коры. Вполне к месту привести здесь некоторые цитаты из работ А. Д. Щеглова, касающиеся вопросов нелинейной металлогении: «...определенный заслон идеям нелинейной металлогении поставлен представлениями гипотезы тектоники плит, превратившей геологическую науку, обладавшую еще в недавнем прошлом высоким творческим потенциалом, в ремесленничество, пусть даже и высокого класса, но для которого прежде всего ценны шаблон и палетка как главные инструменты научного познания» [21, 22]. Не следует забывать о том, что концепция тектоники плит возникла в океанах, и не всегда эти положения подтверждаются в океанах результатами глубоководного бурения. Результаты систематического обзора геологии Мирового океана по материалам международных программ глубоководного бурения, осуществлявшегосяся по сегодняшний день начиная с 1963 г. в процессе последовательного выполнения программ DSDP, ODP, IODP, показывают, что, несмотря на гигантский объем проведенных исследований, изученность геологии Мирового океана невелика по сравнению с изученностью геологии континентов. Свидетельством высказанного положения отчасти является и то, что каждый или почти каждый рейс и бурение очередных скважин приносил и приносит все новые данные о геологии океанов. Справедливости ради следует подчеркнуть и то, что эти данные отчего-то, несмотря на их доступность в Интернете, не всегда комментируются в отечественной и зарубежной геологической литературе в той мере, в какой они того заслуживают. Личный опыт систематического ознакомления автора с этими данными [4-6] доказывает, что во многом сведения, приведенные в описании керна скважин, пробуренных в различных структурах Мирового океана, вступают в противоречие с базовыми положениями тектоники литосферных плит. Среди таких положений следует отметить в основном субаэральный характер формирования покровных базальтов океанов и последующее их также субаэральное выветривание. Важен также факт, противоречащий положению о спрединге – формирование рельефа типа бассейнов и хребтов в абиссальных равнинах и на флангах срединно-океанических хребтов происходит после завершения процессов выветривания. Такие противоречия заслуживают обстоятельного обсуждения, которое выходит за рамки статьи. Все это в совокупности еще раз заставляет обратится к вопросу: насколько оправдана сегодня безальтернативность базовых положений тектоники плит к континентальной геологии и металлогении. Безальтернативность не авторское преувеличение. В подтверждение этого приведу название статьи одного из ведущих отечественных специалистов по тектонике плит И.И.Абрамовича [1], озаглавившего ее так - «Альтернативы нет!» (в связи с публикацией сборника научных статей «Океанизация Земли – альтернатива неомобилизма»). В качестве комментариев к этому утверждению следует привести выдержки из работ известных отечественных ученых, членов-корреспондентов АН СССР и РАН В. В. Белоусова и Г. Б. Удинцева [2, 18]. При этом необходимо обратить внимание на весьма сдержанные формулировки, касающиеся концептуальных противоречий. О новой глобальной тектонике из монографии: «Вынося отрицательное заключение по существу новой глобальной тектоники, мы все же будем судить ее менее строго, если отнесемся к ней не как к окончательному решению стоящих перед науками о Земле проблем, а как к рабочей гипотезе, примерно того же ранга, как предшествующие и сопутствующие ей иные общие геотектонические воззрения. Ведь и другие гипотезы также не сумели пока справиться со всеми задачами и не дали полного и окончательного ответа на вопросы строения и развития тектоносферы» [2, с. 368].

Вот каким видится будущее развитие концептуальных основ геологии Г. Б. Удинцеву: «Рациональное зерно существующих в настоящее время концепций, несомненно, будет использовано, а выявляемые противоречия между наблюдаемыми фактами и гипотезами получат разрешение в новых вариантах таких концепций. Процесс познания бесконечен, и приближение к истине в ходе научных исследований на каждом шагу оказывается не только доказательством правоты той или иной гипотезы, но и опровержением как остальных гипотез, так и части подтверждаемой гипотезы. Если на одном этапе исследования гипотеза помогает объяснению наблюдаемых фактов, то на следующем этапе роль фактов и гипотезы неизбежно меняется: уже факты помогают совершенствовать гипотезу, а затем и отвергнуть ее, создавая новую. Роль гипотезы в этом процессе – помочь обобщению фактов, выявлению закономерностей природных явлений, а затем дать возможность наметить направление дальнейших исследований. Задача исследователя – используя рабочую гипотезу найти закономерную связь явлений и понять сущность природных процессов, применяя эти закономерности в практических целях. Выявив же несоответствие фактов гипотезе – искать новую, не придавая догматического значения старой и не допуская возрастания противоречий между рабочей концепцией и наблюдаемыми фактами» [18, с. 215].

По мнению автора, сегодня в силу сложившихся обстоятельств основные положения тектоники плит, или, вернее, геологии и геодинамики современных океанов, во многом не могут быть использованы в практике геологического картографирования, тектонического и прогнозноминерагенического районирования разнотипных и разновозрастных подвижных областей, молодых и древних платформ континентов. При этом следует учитывать тот факт, что базовые положения тектоники плит, установленные еще в середине прошлого века, требуют основательной корректировки с учетом тех сведений, которые получены в океанах вообще и в процессе осуществления международных программ глубоководного бурения в частности. Еще раз следует повторить, что здесь высказывается авторское отношение к вопросу взаимоотношений геологии океанов и геологии континентов, отчасти обоснованное известными автору сведениями о результатах бурения в Мировом океане.

На наш взгляд, еще не настало время глобальных обобщений по геологии и тектонике океанов, сопоставимых по масштабам с обобщениями, проведенными в позапрошлом и прошлом веках такими корифеями континентальной геологи и тектоники, как Э. Зюсс, Д. Холл, А. П. Карпинский, Г. Ог, В. А. Обручев, Г. Штилле, Э. Арган, Л. Кобер, С. Н. Бубнов, В. Е. Хаин, Н. С. Шатский, Ю. М. Шейнманн, В. В. Белоусов, Н. П. Херасков, Л. И. Салоп, Л. И. Красный, Т. Н. Спижарский и многих других. При этом, конечно, нельзя не упомянуть и современников - основоположников геологии и континентов и океанов: Г. Хесса. Д. Вилсона, Р. Дитца. Б. Хизена, И. С. Грамберга, Ю. М. Пущаровского, Г. Б. Удинцева, А. П. Лисицына, Л. П. Зонненшайна. И тем не менее, на взгляд автора, является насущным обсуждение геологии океанов и геологии континентов и поиск путей не революционного разрешения этой ситуации. На пути таких поисков – первый шаг, который касается вопросов новейшей тектоники континентов и океанов, где, пожалуй, впервые пересекаются пути геологии океанов и геологии континентов, расходящиеся все дальше и

дальше по мере движения вглубь геологической истории Земли. Сегодня основные положения тектоники плит практически господствуют и в геологии океанов, и в геологии континентов, хотя и та и другая «геологии», по мнению автора, вполне заслуживают самостоятельного существования в качестве отдельных научных дисциплин в области наук о Земле с присущими каждой дисциплине объектами и методами исследований. Так сложилось, что содержательные основы этих научных дисциплин - геологии континентов и геологии океанов - оказались «закрытыми» терминологическими ярлыками, не отражающими их сущности, и дискуссии ведутся в большинстве своем по поводу этих ярлыков – фиксизма, мобилизма и др., а за бортом таких дискуссий остаются базовые положения геологии океанов и геологии континентов. Сегодня, по мнению автора, не представляется целесообразным и своевременным создание модели истории геологического развития общей как для геологии океанов, так и для геологии континентов. Можно предположить, что геосинклинально-платформенная концепция подверглась необоснованному опровержению, так как оказалась не совместима с первыми предварительными сведениями о строении океанов, которые появились еще в середине прошлого века. Та же судьба может ожидать и тектонику плит, базовые положения которой, сформированные в конце прошлого века, сегодня оказываются во многом несовместимыми со сведениями о геологии океанов, основанными на результатах осуществления многолетних программ глубоководного бурения в Мировом океане.

Авторское видение раздельно геологии океанов и геологии континентов представляется таким, что основой той и другой геологий являются в первую очередь традиционные данные полевых геологических наблюдений, которые интегрируются сначала в геологической карте, а затем в системные разделы стратиграфии, тектоники (пликативной и дизъюнктивной), магматизма, метаморфизма, петрологии, литологии, полезных ископаемых. Все эти разделы в геологии континентов и в геологии океанов различаются рядом специфических особенностей состава и строения, характером пространственно-временных взаимоотношений, по-разному проявленных в различных структурах современных океанов и континентов. В океанах (в современном Мировом океане) в определенных структурах: срединно-океанических хребтах, островных дугах, пассивных окраинах, активных окраинах, островодужных системах, внутри- и окраинно-океанических поднятиях. При этом своеобразие состава и строения каждой из перечисленных структур подтверждается данными глубоководного бурения в Мировом океане и находится в полном соответствии с представлениями И. С. Грамберга [10] о своеобразии геологического строения каждого из современных океанов: Северного Ледовитого, Тихого, Атлантического, Индийского.

Отчетливый дефицит контактной, структурно-вешественной геологической информации о строении океанов восполняется значительными объемами данных дистанционных - геофизических методов, которые так же, как и на континентах, не всегда трактуются однозначно. И по сей день, несмотря на значительные объемы глубоководного бурения в Мировом океане, не представляется возможным использовать эти собственно геологические данные для разработки схем стратиграфии, корреляции геологических разрезов - внутриокеанических и межокеанических, построения унифицированных легенд, корреляции тектонических событий, проявлений магматизма и др. Все это объективные свидетельства бесспорного отставания геологического картографирования современных океанов от картографирования различных структур – подвижных областей и платформ континентов.

В отличие от историко-геологического анализа в континентальной геологии, в геологии океанов и палеоокеанов применяется историко-геодинамический анализ последовательного стадийного развития океанов. И сегодня автору остается непонятным, в силу каких причин историко-геодинамический анализ практически окончательно вытеснил историко-геологический в континентальной геологии. Вряд ли целесообразно еще раз пытаться понять причины этого вытеснения и бескомпромиссного использования базовых положений тектоники плит (иначе говоря, геодинамики современных океанов) в геологии континентов. Сегодня кажется вполне правомерной постановка и обсуждение этого вопроса, желательно с привлечением широкого круга геологической общественности. Синтез особенностей стратиграфии, тектоники, магматизма и др. каждого из океанов, построенный на принципах исторической геологии, а не исторической геодинамики, наверное, позволит более глубоко понять и оценить своеобразие развития каждого океана в исторической, присущей каждому из них, последовательности процессов осадконакопления, тектогенеза, магматизма, формирования разнообразных полезных ископаемых. Такая историческая геология океанов будет избавлена от ставшей уже традиционной последовательности стадийности развития океанов, уже давно вступившей в противоречие со сведениями о своеобразии геологического строения и истории современных океанов, большинство которых (Атлантический, Северный Ледовитый, Индийский) не укладываются в прокрустово ложе модели раскрытия океанов, спрединга, субдукции и символического (для современных океанов) их закрытия.

Областью, в которой сближаются главные события в геологии океанов и геологии континентов, является новейшая тектоника, и именно с нее возможно налаживание процесса взаимопонимания между геологией океанов и геологией континентов. По мере удаления вглубь геологического времени, по мнению автора [6], все дальше и дальше расходятся базовые положения геологии

континентов и океанов. Причем эти расхождения носят не только глобальный. но и региональный характер и выражаются в истории геологического развития отдельных континентов и отдельных океанов. Таким образом, общим и базовым принципом распознавания геологической истории развития и континентов и океанов остается принцип направленного и необратимого развития Земли в целом, океанов и континентов - по отдельности. К этому можно лишь добавить, что проблема направленного и необратимого развития металлогении во времени прямо соответствует одному из базовых положений синергетики – о «стреле времени» [16], направленности, неравновесности и необратимости процесса всякого развития, в том числе и процессов рудообразования.

В связи с этим вполне уместно применительно к металлогении отказаться от униформистских и детерминистских представлений о сходстве обстановок рудообразования в докембрии и после него. Кажется вполне очевидной невозможность применения напрямую геодинамических обстановок современных океанов для металлогенических построений в докембрии и фанерозое, потому что в то время, как существующая океаническая кора, за исключением ее небольших фрагментов, хранит записи о сравнительно недавних событиях, континентальная кора является хранилищем следов геологических событий более древних. Следовательно, свидетельства о ранних геологических событиях могут быть найдены только в континентальной коре. Рассмотрение пространственно-временных особенностей тектоники и металлогении раннего докембрия (дорифея) позволяет в первую очередь подтвердить положение о направленности и необратимости развития этих процессов в временном интервале от 4,5 до 0,9 млрд лет [6]. Другое, не менее важное следствие, вытекающее из приведенного материала, – и тектоника и рудообразование в рассматриваемом временном интервале характеризуются своеобразием их проявления во времени и пространстве. Иначе говоря, в одном и том же временном интервале в разных местах могут быть проявлены разные и тектонические, и металлогенические события. К тому же выявляются периоды тектонической и металлогенической «стагнации», сменяющиеся периодами глобальной или региональной и тектонической, и металлогенической активностей. При этом в целом такая активность направленно возрастает во времени и становится все более распространенной в пространстве.

Несмотря на заметные различия в истолковании существа геологических событий разными геологическими концепциями, всем им в той или иной мере присущ определенный детерминизм. Весьма показательно, что сравнительно недавно (50–60-е годы) в нашей стране разрабатывалась и в конечном счете была доведена до «совершенства» концепция стадийности развития подвижных систем (геосинклиналей) – последовательного, жестко определенного чередования стадий их развития. Впоследствии А. Д. Щеглов разрушил схему детерминированного стадийного развития подвижных областей, обосновав до тех пор неизвестное понятие тектоно-магматической активизации, а в дальнейшем им же в геологический «оборот» было введено понятие нелинейности — нелинейная металлогении и нелинейная геология [21, 22].

Появление столь широкого спектра нелинейных геологических наук вызвано необходимостью подчеркнуть неоправданно большое значение, придаваемое линейности – детерминированности геологических процессов, все более отчетливо понимаемый их совокупный, кооперативный характер. Именно эта особенность определяет их нелинейность – нарушение в геологических, так же как и в других физических системах. принципа суперпозиции, когда результат каждого воздействия в присутствии другого оказывается не таким, каким бы он был, если бы другое воздействие отсутствовало. При характеристике нелинейных металлогенических [21] и геодинамических [14] процессов, прежде всего, подчеркиваются такие их признаки, как разномасштабность, разноуровенность, хаотичность, неупорядоченность, случайность и, как следствие этого, большие отклонения от детерминированности, линейности. Подчеркивается, что «последующие явления не всегда вытекают из предыдущих, так как существуют множественные ансамбли процессов, действующих одновременно и суммарно» [22, с. 7]. Отмечено, что «...объективное назначение нелинейной геодинамики состоит в том, чтобы открыть пути для изучения тектонических, магматических и иных явлений и процессов, не вписывающихся в предначертанные для них, в нашем сознании, канонизированные схемы» [14, c. 74].

Необходимо попытаться дать ответ на следующий вопрос: является ли признак нелинейности развития геологических систем преимущественно их определяющим и, соответственно, наиболее значимым? Прежде всего, нелинейность развития физических систем – следствие нарушения принципа суперпозиции, и в этом отношении практически все многофакторные, многокомпонентные природные системы не линейны. Но нелинейность таких систем равнозначно сочетается с рядом других их признаков, таких как необратимость и неравновесность, присущих так же, как и нелинейность, в равной мере системам неоднородным, гетерогенным, значительные амплитуды колебаний которых обусловливают, наряду с нелинейностью, их необратимость и неравновесность.

Неравновесность – состояние термодинамической (физической) системы – характеризуется неоднородностью распределения ее микроскопических параметров. Неравновесность системы приводит и к необратимым в ней процессам, которые стремятся вернуть систему в состояние термодинамического (статистического) равновесия, если нет препятствующих

этому факторов отвода или подвода к системе энергии или вещества. Рассматривая проблему равновесия в естественных системах (структурах), И. Пригожин отмечал, что ответ о возможности равновесия в природных структурах может быть только отрицательным. При этом «...на глобальном уровне равновесные системы инертны, их можно изолировать и поддерживать бесконечно долго без дальнейшего взаимодействия с окружающей средой, но естественные системы не только открыты, но и существуют оттого, что взаимодействуют с окружающей средой» [16, с. 181]. Применительно к геологическим процессам – пространственно-временным физическим системам - наряду с их нелинейностью и неравновесностью чрезвычайно важное значение приобретает и их необратимость. Необратимые процессы – процессы, которые могут самопроизвольно протекать только в одном направлении – в сторону равномерного распределения вещества, теплоты и т. д. и характеризуются положительным производством энтропии. Примечательно положение о том, что классической термодинамике – науке о вечных обратимых траекториях – противоречит нелинейная термодинамика – термодинамика необратимых процессов, процессов их эволюции. В этом отношении все геологические системы по своей сущности располагаются в нелинейной области, а их необратимость – непременное свойство, присущее всем без исключения открытым неравновесным системам. В связи с этим необходимо напомнить, что Н.С.Шатский [20] считал одним из важнейших достижений советской геологии установление необратимого качественного развития всех геологических процессов, происходящих на земной поверхности и в земной коре. Необратимость развития процессов осадкообразования хорошо выяснена. Однако накоплено достаточное количество фактов, позволяющих утверждать, что в истории развития Земли также необратимо изменяются характеры тектонических процессов, рельефообразования, выветривания, денудации, магматизма и связанного с ним рудообразования. Таким образом, устанавливается взаимосвязь и взаимообусловленность таких характеристик геологических систем (процессов), как неравновесность, нелинейность и необратимость, а анализ особенностей развития подобного рода систем предпочтительно проводить с использованием аппарата неравновесной, нелинейной термодинамики и синергетики [16]. Вопросы направленности геологического развития в работах В. В. Белоусова анализировались Л. И. Иогансон [11]. Относительно направленности и нелинейности процессов геологического развития процитируем В. Е. Хаина: «...следует остановиться на одном общем методологическом вопросе ... о двух основных закономерностях, определяющих эволюцию Земли – направленности и цикличности, которые могли бы быть изображены в виде прямой линии – "стрелы времени", по И. Пригожину, и синусоиды» [19].

Особенно следует остановиться на необратимости геологических процессов, хотя и сеголня в рамках различных геодинамических и металлогенических построений практически линейно экстраполируются вглубь геологических времен основные характеристики геологических процессов, присущих недавнему (с геологической точки зрения) прошлому. Непродуктивным оказалось и структурирование геологических дисциплин, их дробление, разобщение, при котором каждая их них развивалась и развивается концептуально независимо, «в рамках сценария как можно ближе к теоретическому описанию». Исследуемое явление должно быть предварительно препарировано и изолировано с тем, чтобы оно могло служить приближением к некоторой ситуашии, возможно, физически недостаточной, но согласуемой с принятой концептуальной схемой. Противоречивость и неопределенность научных, в данном случае тектонических. построений. судя по состоянию дел в отечественной геологии и особенно в геологической картографии, вряд ли способствует их инновационному развитию. В силу сложившихся традиций в российской геологической картографии существует обилие инструкций, методических рекомендаций, касающихся процессов геологического картирования и картографирования, и на фоне противоречивого сосуществования базовых геодинамических концепций геологу нелегко определиться в концептуальном отношении в своей практической деятельности. Эта неопределенность у многих, и в особенности у геологов нового поколения, может способствовать снижению качества геологических и, как следствие, минерагенических построений.

Заключение. Термины «фиксизм» и «мобилизм» пережили свое время, и крайне желательно ограничить или вовсе исключить их использование. Геология континентов и геология океанов, по мнению автора, могут приобрести свободу – автономию в науках о Земле, обогащая по возможности друг друга фактическим материалом, но не концептуальной экспансией. Сегодня основные положения тектоники плит практически господствуют и в геологии океанов, и в геологии континентов, хотя и та и другая «геологии», как указывалось выше, вполне заслуживают самостоятельного существования. Общим и базовым принципом распознавания геологической истории развития и континентов и океанов остается. по мнению автора, принцип историзма – направленного и необратимого развития Земли в целом, океанов и континентов - по отдельности.

Таким образом, структурирование, концептуализм и детерминизм оказываются взаимосвязанными и накладывают неизгладимый отпечаток на естественнонаучные воззрения, и, как следствие, их непримиримость и значительные неоправданные затраты времени и сил на выяснение межконцептуальных отношений. Определенные перспективы, на наш взгляд, открываются в связи с необходимостью освоения не всегда достаточно оцененной совокупной сущности геологических процессов — их нелинейности, необратимости и неравновесности.

1. Абрамович И. И. Альтернативы нет! (В связи с публикацией сборника научных статей «Океанизация Земли – альтернатива неомобилизма») // Регион. геология и металлогения. – 2005. – № 23. – С. 163–165.

2. Белоусов В. В. Основы геотектоники. – М.: Недра, 1989. – 382 с.

3. Белоусов В. В. Тектоника плит и тектонические обобщения // Геотектоника. – 1991. – № 2. – С. 3–12.

4. Блюман Б. А. Земная кора океанов (по материалам международных программ глубоководного бурения в Мировом океане). – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. – 344 с.

5. Блюман Б. А. Актуальные вопросы геологии океанов и геологии континентов. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2013. – 400 с.

6. Блюман Б. А. Эволюция событий в истории развития Земли от 4,5 до 0,9 млрд лет. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2015. – 312 с.

7. Васильев Б. И. Геологическое строение и происхождение Тихого океана. — Владивосток: Изд-во Дальнаука, 2009. — 560 с.

8. Вернадский В. И. Размышления натуралиста: Пространство и время в неживой и живой природе. — М.: Наука, 1957. — 173 с.

9. Геолого-минерагеническая карта Мира. Масштаб 1:15 000 000. Объясн. записка. Часть 1: Геология и минерагения континентов, транзиталей и Мирового океана / гл. ред. Л. И. Красный. – СПб.: Изд-во Картфабрики ВСЕГЕИ, 2000. – 295 с.

10. Грамберг И. С. Сравнительная геология и минерагения океанов и их континентальных окраин с позиций стадийного развития океанов // Российская Арктика: геологическая история, минералогия, геоэкология / ред. Д. А. Додин, В. С. Сурков. – СПб.: Изд-во ВНИИ-Океангеология, 2002. – С. 17–34.

11. Иогансон Л. И., Белоусов В. В. О направленности развития Земли // БМОИП, отд. геол. – 2010. – Т. 85. – Вып. 1. – С. 91–97.

12. Красный Л. И. Глобальная система геоблоков. – Л.: Недра, 1984. – 224 с.

13. Красный Л. И., Блюман Б. А. Геоблоковая делимость и неоднородности литосферы Земли // Отечеств. геология. – 1998. – № 1. – С. 17–25.

14. Нелинейная геодинамика / под ред. Ю. М. Пущаровского. – М.: Наука, 1994. – 82 с.

15. Планета Земля: Энциклопедический справочник. Том «Тектоника и геодинамика» / под ред. Л. И. Красного, О. В. Петрова, Б. А. Блюмана. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – 652 с.

16. Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса: новый диалог человека с природой. Изд. 3-е. – М.: Эдиториал УРСС, 2001. – 310 с.

17. Современные идеи теоретической геологии / И. И. Абрамович, В. В. Груза, И. Г. Клушин и др. – Л.: Недра, 1984. – 280 с.

18. Удинцев Г. Б. Рельеф и строение дна океанов. – М.: Недра. 1987. – 239 с.

19. Хаин В. Е. Основные проблемы современной геологии. – М.: Научный мир, 2003. – 248 с.

20. Шатский Н. С. Избранные труды: в 4 т. – М.: Наука, 1965. – Т. 4. – 347 с.

21. Щеглов А. Д. Нелинейная металлогения // ДАН СССР. – 1983. – Т. 271, № 6. – С. 1471–1474.

22. Щеглов А. Д. О некоторых вопросах нелинейной геологии // Регион. геология и металлогения. – 1995. – № 4. – С. 5–16.

1. Abramovich I. I. There is no alternative! (In connection with the publication of the collection of scientific articles «Earth Oceanization – an alternative to neomobilism»). *Region. geologiya i metallogeniya*. 2005. No 23, pp. 163–165. (In Russian).

2. Belousov V. V. Osnovy geotektoniki [Basics of geotectonics]. Moscow: Nedra. 1989. 382 p.

3. Belousov V. V. Plate tectonics and tectonic generalizations. *Geotektonika*. 1991. No 2, pp. 3–12. (In Russian).

4. Blyuman B. A. Zemnaya kora okeanov (po materialam mezhdunarodnyh programm glubokovodnogo bureniya v mirovom okeane) [Earth's crust of the oceans (based on international deep-sea drilling programs in the world's oceans)]. St. Petersburg: VSEGEI. 2011. 344 p.

5. Blyuman B. A. Aktual'nye voprosy geologii okeanov i geologii kontinentov [Topical issues of the geology of the oceans and the geology of the continents]. St. Petersburg: VSEGEI. 2013. 400 p.

6. Blyuman B. A. Ehvolyuciya sobytij v istorii razvitiya Zemli ot 4,5 do 0,9 mlrd let [The evolution of events in the history of the development of the Earth from 4.5 to 0.9 billion years]. St. Petersburg: VSEGEI. 2015. 213 p.

7. Vasil'ev B. I. Geologicheskoe stroenie i proiskhozhdenie Tihogo okeana [Geological structure and origin of the Pacific Ocean]. Vladivostok: Dal'nauka. 560 p.

8. Vernadskij V. I. Razmyshleniya naturalista: Prostranstvo i vremya v nezhivoj i zhivoj prirode [Reflections of the Naturalist: Space and time in inanimate and living nature]. Moscow: Nauka. 1957. 173 p.

9. Geologo-mineragenicheskaya karta Mira. Masshtab 1:15 000 000. Ob"yasn. zapiska. Chast'1: Geologiya i minerageniya kontinentov, tranzitalej i Mirovogo okeana [Geological and mineragenic map of the World. Scale 1:15,000,000 Explanatory note. Part 1: Geology and minerageny of continents, transits and the World Ocean]. Editor-in-chief L. I. Krasnyj. St. Petersburg: Kartfabrika VSEGEI. 2000. 295 p. 10. Gramberg I. S. Sravnitel'naya geologiya i minerageniya okeanov i ih kontinental'nyh okrain s pozicij stadijnogo razvitiya okeanov. *Russian Arctic: geological history, mineralogy, geoecology.* Eds. by D. A. Dodin, V. S. Surkov. St. Petersburg: VNIIOkeangeologiya. 2002. Pp. 17–34. (In Russian).

11. Ioganson L. I. V. V. Belousov about the direction of development of the Earth. *Byulleten' moskovskogo obshchestva ispytatelej prirody. Otdel geologicheskij.* Vol. 85. Iss. 1. 2010. Pp. 91–97. (In Russian).

12. Krasnyj L. I. Global'naya sistema geoblokov [Global geoblock system]. Leningrad: Nedra. 1984. 224 p.

13. Krasnyj L. I., Blyuman B. A. Geoblock divisibility and heterogeneity of the Earth's lithosphere. *Otechestvennaya geologiya*. 1998. No 1, pp. 17–25. (In Russian).

14. Nelinejnaya geodinamika [Nonlinear geodynamics]. Ed. by Yu. M. Pushcharovskij. Moscow: Nauka. 1994. 82 p.

15. Planeta Zemlya. Ehnciklopedicheskij spravochnik. Tom «Tektonika i geodinamika» [Planet Earth. Encyclopedic reference. Volume «Tectonics and Geodynamics»]. Eds. by L. I. Krasnyj, O. V. Petrov, B. A. Blyuman. St. Petersburg: Izd-vo VSEGEI. 2004. 652 p.

16. Prigogine I., Stengers I. Poryadok iz haosa: novyj dialog cheloveka s prirodoj [Order from chaos: a new dialogue between man and nature]. Moscow: Editorial URSS. 2001. 310 p.

17. Sovremennye idei teoreticheskoj geologii [Modern ideas of theoretical geology]. Eds. by I. Abramovich, V. V. Gruza, I. G. Klushin. Leningrad: Nedra. 1984. 280 p.

18. Udincev G. B. Rel'ef i stroenie dna okeanov [Relief and structure of the ocean floor]. Moscow: Nedra. 1987. 239 p.

19. Hain V. E. Osnovnye problemy sovremennoj geologii [The main problems of modern geology]. Moscow: Nauchnyj mir. 2003. 248 p.

20. Shatskij N. S. Izbrannye trudy: v 4 t. [Selected Works: in 4 vol.]. Moscow: Nauka. Vol. 4. 347 p.

21. Shcheglov A. D. Nonlinear metallogeny. *DAN SSSR*. 1983. Vol. 271. No 6, pp. 1471–1474. (In Russian).

22. Shcheglov A. D. On some issues of nonlinear geology. *Region. geologiya i metallogeniya*. 1995. No 4, pp. 5–16. (In Russian).

Блюман Борис Александрович – доктор геол.-минерал. наук, зав. отделом, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия. <Boris_Blyuman@vsegei.ru >

Blyuman Boris Aleksandrovich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Head of Department, A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect., St. Petersburg, 199106, Russia. <Boris_Blyuman@vsegei.ru >

В издательстве ВСЕГЕИ вышла книга

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ КОДЕКС РОССИИ

Издание третье, исправленное и дополненное

Ответственный редактор А.И.Жамойда

Редколлегия Ю.Б.Гладенков, А.Н.Олейников, Е.Л.Прозоровская, А.Ю.Розанов, С.М.Шик

Составители

А. И. Жамойда, Л. Ш. Гиршгорн, О. П. Ковалевский, А. Н. Олейников, Е. Л. Прозоровская, А. Н. Храмов, В. К. Шкатова



Издание третье Стратиграфического кодекса (исправленное и дополненное) подготовлено на основе издания Стратиграфического кодекса 2006 г., наследующего отечественные кодексы 1977 и 1992 г., с учетом изменений и требований, обусловленных геологической практикой конца XX и начала XXI веков. В новое издание Стратиграфического кодекса внесены дополнения в главы III, IV, XII и Приложение 4, принятые Бюро Межведомственного стратиграфического комитета. В Кодексе обновлена Общая стратиграфическая шкала, составленная отдельно для докембрия, фанерозоя и четвертичной системы.

Стратиграфический кодекс утвержден Межведомственным стратиграфическим комитетом, и выполнение его требований обязательно при проведении геологических работ всеми организациями и ведомствами на территории Российской Федерации.



К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Порядок направления, рецензирования и опубликования статей

Редакция в своей деятельности руководствуется правилами издательской этики и предотвращения недобросовестной практики публикаций. Перед отправкой рукописи в редакцию автору необходимо ознакомиться с условиями опубликования статьи в журнале, в том числе с данными Правилами для авторов и Этическими принципами научных публикаций, размещенными на сайте журнала.

Статьи должны соответствовать профилю журнала. К рукописи статьи прилагаются сопроводительное письмо организации, отзыв и акт экспертизы (для русскоязычных статей) о возможности публикации в открытой печати. Положительный отзыв (рецензия) не является основанием для публикации статьи.

Редакция осуществляет рецензирование всех поступивших материалов с целью их экспертной оценки. Окончательное решение принимает редколлегия, опираясь на результаты независимого рецензирования. Рецензии хранятся в редакции журнала в течение 5 лет. При поступлении запроса редакция направляет копию рецензии в Министерство образования и науки РФ.

Статьи, требующие доработки, высылаются авторам. Если статья не принимается редколлегией к публикации, редакция журнала направляет авторам мотивированный отказ. Оригиналы статей не возвращаются.

Статьи от зарубежных авторов принимаются и публикуются на английском языке. Фамилия, имя, название статьи, аннотация, ключевые слова, список литературы должны быть представлены на двух языках – английском и русском.

Статья должна быть подписана автором (соавторами) перед списком литературы.

К статье обязательно прилагаются сведения обо всех авторах на русском и английском языках: фамилия, имя, отчество полностью, ученая степень, ученое звание, должность, полное название организации, ее почтовый адрес, e-mail автора.

Плата за публикацию с авторов (в том числе аспирантов и соискателей) не взимается. Гонорары не выплачиваются.

При подготовке статей редакция просит руководствоваться следующими правилами:

1. Статья (с индексом УДК) должна быть представлена на электронном носителе (CD, эл. почта, сеть) в формате Microsoft Word с обязательным приложением распечатки в одном экземпляре на бумаге формата A4. Распечатка должна полностью соответствовать электронной версии. Шрифт текста Times New Roman, размер 12 пт, междустрочный интервал 1,5, абзацный отступ 1,25 см, форматирование по ширине, все поля по 20 мм. Страницы статьи должны быть пронумерованы.

Сложные формулы или отсутствующие в шрифте Times символы следует вносить вручную. Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Equation 3.0.

2. Рекомендуемый объем статьи 1 печ. лист, включая таблицы и графику. Один печатный лист текста равен 40 тыс. знаков (с пробелами). Печатный лист графичес-ких материалов равен 3000 см².

3. К статье обязательно прилагаются аннотация (не более 10 строк) и ключевые слова (не более 5–7 слов) на русском и английском языках.

4. Каждая таблица обязательно должна иметь название, слова в названиях таблиц не сокращаются. Вся

таблица набирается шрифтом Times New Roman (размер 9 пт, через один интервал). Максимальный размер таблиц не должен превышать размера журнальной полосы — 16 × 25 см. Однотипные таблицы строятся одинаково.

5. Размеры оригиналов рисунков не должны превышать размера полосы журнала (16×25 см). Каждый рисунок дается в отдельном файле (не вложен в Word!) без компрессии (сжатия) в форматах *.cdr (графический редактор Corel Draw до 15-й версии), *.eps (Encapsulated Post Script) и *.tif (Tagged Image File Format). Диаграммы должны быть отрисованы в графической программе, но не в Microsoft Office. Фотографии должны быть с разрешением не менее 300 пикс/дюйм. Размеры букв и цифр на рисунках должны быть не менее 2 мм, толщина линий не менее 0,2 мм.

Цветные графические материалы должны быть ориентированы на четырехкрасочную печать. Использование красок типа PANTON не разрешается. При подготовке рисунков в любой программе черный цвет шрифта и линий задавать как 100% Black.

Специальные шрифты на рисунках должны быть переведены в кривые.

6. Вклейки (таблицы и рисунки больших размеров) редакция не принимает.

7. Таблицы и рисунки в текст не заверстываются и представляются отдельными файлами, распечатка производится на отдельных страницах. Все подрисуночные подписи собираются в отдельный текстовой файл. Рисунки (схемы) и таблицы должны иметь сквозную нумерацию.

8. Список пристатейной литературы составляется в алфавитном порядке и нумеруется. Публикации отечественных авторов в иностранной печати приводятся в списке иностранных работ. Ссылка на источник литературы в тексте — порядковый номер в квадратных скобках.

Не допускаются ссылки на неопубликованные работы (отчеты, авторефераты, диссертации и пр.), учебники. Ссылка на электронный источник оформляется как полнотекстовая ссылка с примечанием в скобках даты просмотра. Пример: (дата обращения: 28.07.2017).

Список оформляется в соответствии с ГОСТ Р 7.05–2008 «Библиографическая ссылка».

Список литературы должен быть представлен на двух языках – русском и латинице (романский алфавит).

Внимание! В романском написании обязательно приводятся в ссылке: на книгу – транслитерация названия и в квадратных скобках его перевод; на статью из журнала – транслитерация названия журнала и перевод заголовка статьи; на статью из сборника – перевод названия статьи и сборника.

Сайт для транслитерации – http://translit-online.ru/.

9. При написании статей просим авторов использовать термины и понятия в значениях, зафиксированных в следующих изданиях:

Толковый словарь английских геологических терминов. Перевод с английского / под ред. Н. В. Межеловского. — М.: Геокарт, 2002.

Российский металлогенический словарь / под ред. А. И. Кривцова. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003.

Геологический словарь. 3-е издание. В трех томах / гл. ред. О. В. Петров. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017.

Адрес редакции: 199106, Санкт-Петербург, Средний пр., д. 74.

Журнал «Региональная геология и металлогения».

Телефон редакции: 328-90-90 (доб. 23-23, 24-24)

E-mail: izdatel@vsegei.ru