

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

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

ЛИТОСФЕРА

Том 21 № 2 2021 Март–Апрель

Основан в 2001 году
Выходит 6 раз в год

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

LITHOSPHERE (Russia)

Volume 21 No. 2 2021 March–April

Founded in 2001
Issued 6 times a year

Литосфера, 2021. Том 21, № 2

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

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

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

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

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

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

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

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

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

© Институт геологии и геохимии УрО РАН
© Авторы статей

Lithosphere (Russia), 2021. Volume 21, No. 2

Scientific journal. Issued 6 times a year
Founded in 2001

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

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

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

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

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

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

© Institute of Geology and Geochemistry
© Authors of articles

СОДЕРЖАНИЕ

Том 21, № 2, 2021

Основные эмпирические закономерности геохимии фосфора в гипергенезе <i>Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис, Н. В. Рыбина</i>	139
Литохимические особенности глинистых пород венда Шкаповско-Шиханской впадины: в поисках камуфлированной пирокластики <i>А. В. Маслов</i>	158
Об участии природных солей в щелочном магматизме. Статья 3. Генетические аспекты модели соляно-щелочных взаимодействий <i>Г. А. Беленицкая</i>	172
Особенности преобразования кварцевых песчаников визейского яруса под влиянием водонефтяных флюидов <i>Э. А. Королев, А. Н. Кольчугин, А. И. Бахтин, А. А. Ескин, Л. В. Музалевская, Э. Р. Бариева</i>	198
Урочище Широкое – опорный разрез верхневизейского подъяруса в бассейне Верхней Печоры (р. Унья, Северный Урал) <i>А. Н. Шадрин, Р. М. Иванова</i>	207
Геологическая позиция и особенности строения золото-сульфидно-кварцевых месторождений Чилийской активной окраины <i>Ю. С. Савчук, А. В. Волков, А. Л. Галямов, В. В. Аристов, И. А. Чижова, К. Ю. Мурашов</i>	222
Самородное золото кор выветривания Нижнеселемджинского золотоносного узла (Приамурье) <i>И. В. Кузнецова, П. П. Сафронов</i>	239
Тепловая эволюция ядра Земли в период его формирования с учетом выделения тепла от короткоживущих радиоизотопов ^{26}Al и ^{60}Fe <i>А. Н. Антипин, М. Г. Миндубаев</i>	256
Петрогеохимическая и изотопная характеристика, связь с магматизмом вольфрамовых месторождений Агинской и Аргунской структурно-формационных зон Восточного Забайкалья <i>Б. Н. Абрамов, В. Ф. Посохов</i>	262
Металлические и стеклянные сферулы в рыхлых отложениях истоков реки Пут (Средний Урал) <i>С. Г. Суставов, В. А. Душин, И. А. Власов, А. К. Трутнев, Е. А. Жуклин, Д. И. Прокончук</i>	273

Вниманию читателей

Оформить подписку журнала на 1-е полугодие 2021 года можно во всех отделениях Почты России (подписной индекс издания в Общероссийском каталоге “Почта России” – ПР857)

Contents

Volume 21, No. 2, 2021

Main empirical regularities of the phosphorus geochemistry in the hypergenesis <i>Ya. E. Yudovich, M. P. Ketris, N. V. Rybina</i>	139
Lithochemical features of Vendian clay rocks of the Shkapovo-Shikhan depression: In search of camouflage pyroclastics <i>A. V. Maslov</i>	158
On the participation of natural salts in alkaline magmatism. Article 3. Genetic aspects of the model of salt-alkaline interactions <i>G. A. Belenitskaya</i>	172
Features of the transformation of Visean quartz sandstones under the influence of water-oil fluids <i>E. A. Korolev, A. N. Kolchugin, A. I. Bakhtin, A. A. Eskin, L. V. Muzalevskaya, E. R. Barieva</i>	198
The Shirokoe Place as a reference section of the upper Visean substage in the Upper Pechora basin (Unya river, Northern Urals) <i>A. N. Shadrin, R. M. Ivanova</i>	207
Geological position of the gold-sulfide-quartz deposits of the Chilean active margin <i>Yu. S. Savchuk, A. V. Volkov, A. L. Galyamov, V. V. Aristov, I. A. Chizhova, K. Yu. Murashov</i>	222
Native gold in the weathering crust of the Nizhneselemdzhinsky gold-bearing node (Amur region) <i>I. V. Kuznetsova, P. P. Safronov</i>	239
Thermal evolution of the Earth's core during its formation taking into account heat release from the short-lived radioisotopes ^{26}Al and ^{60}Fe <i>A. N. Antipin, M. G. Mindubaev</i>	256
Petrogeochemical and isotopic characteristics, connection with magmatism of tungsten deposits of Aginskaya and Argunskaya structural-formation zones of the Eastern Transbaikalia <i>B. N. Abramov, V. F. Posokhov</i>	262
Metallic and glass spherules in the loose deposits of the Put river head (Middle Urals) <i>S. G. Sustavov, V. A. Dushin, I. A. Vlasov, A. K. Trutnev, E. A. Zhuklin, D. I. Prokopchuk</i>	273

Subscription

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

УДК 550.42

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-139-157

Основные эмпирические закономерности геохимии фосфора в гипергенезе

Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис, Н. В. Рыбина

Институт геологии им. академика Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар,
ул. Первомайская, 54, e-mail: eyuya@yandex.ru

Поступила в редакцию 24.11.2020 г., принята к печати 04.02.2021 г.

Объект исследований. Исследование посвящено распределению фосфора (в виде процентных содержаний P_2O_5 и P), а также введенных нами четырех фосфорных модулей: фосфор-титанового ФТМ (P_2O_5/TiO_2), фосфор-кальциевого ФКМ (P_2O_5/CaO), фосфор-железного ФЖМ (P_2O_5/Fe_2O_3) и фосфор-общезелезного ФОЖМ ($P_2O_5/(Fe_2O_3 + FeO)$) в основных разновидностях осадочных горных пород: псаммитах, пелитах, карбонатах, силицитах, в породах вулканогенно-осадочных (туффоидах), а также почвах, осадках и специфических образованиях: конкрециях и корках выветривания. **Методы.** На основе огромного банка данных (несколько десятков тысяч силикатных анализов) определены новые кларки фосфора. В качестве оценок кларка использованы средние медианные содержания для всех указанных групп горных пород. Для характеристики состава фосфоритов впервые успешно применены методы литохимии. Для выявления форм нахождения фосфора в породах широко использован корреляционный анализ. Реальными считались только самые надежные коэффициенты линейной корреляции фосфора и фосфорных модулей с породообразующими компонентами – с уровнем значимости не ниже чем 0.01 и 0.05. **Результаты исследования и выводы.** Новые оценки кларков иногда заметно отличаются от оценок предшественников, а для ряда объектов определены впервые. Интерпретация установленных связей позволила выявить следующие основные корреляции и соответствующие им формы нахождения фосфора в осадочных породах и их аналогах (почвах и осадках): позитивная корреляция с CaO – доминирует фосфор в форме акцессорного апатита или франколита; позитивная корреляция с Fe_2O_3 – доминирует фосфор, сорбированный на гидроксидах железа; позитивная корреляция с MgO – доминирует фосфор в составе смектита или хлорита, первоначально сорбированный на глинистом веществе осадков; позитивная корреляция с TiO_2 – доминирует фосфат, сорбированный на лейкоксене. Таким образом, помимо известных ранее кальциевого и гидроксидно-железного, впервые выделен титановый геохимический барьер для фосфора.

Ключевые слова: геохимия фосфора, гипергенез, осадочные породы, кларки, закономерности распределения, корреляционный анализ

Источник финансирования

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-15-50086

Main empirical regularities of the phosphorus geochemistry in the hypergenesis

Yakov E. Yudovich, Marina P. Ketris, Natalya V. Rybina

N.P. Yushkin Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktivkar 167982,
Russia, e-mail: eyuya@yandex.ru

Received 24.11.2020, accepted 04.02.2021

Research subject. The study investigates the distribution of phosphorus (as percentages of P_2O_5 and P) and 4 phosphorus modules introduced by the authors – phosphorus-titanium FTM (P_2O_5/TiO_2), phosphorus-calcium FCM (P_2O_5/CaO), phosphorus-iron FIM (P_2O_5/Fe_2O_3) and phosphorus-general-iron FGIM ($P_2O_5/(Fe_2O_3 + FeO)$) – in the main types of sedimentary rocks, such as psammities, pelites, carbonates, silicites, in volcanic-sedimentary rocks (tuffoids), as well as in soils, sediments and such specific rocks as nodules and weathering crusts. **Methods.** On the basis of a large data bank (several tens of thousands of silicate analyses), new clarks of phosphorus were calculated. Clark estimates were based on average median contents for all the above-mentioned rock groups. For the first time, lithochemistry methods were successfully applied to characterize the composition of phosphorites. Correlation analysis was used to identify forms of phosphorus in rocks. On-

Для цитирования: Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. (2021) Основные эмпирические закономерности геохимии фосфора в гипергенезе. *Литосфера*, 21(2), 139-157. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-139-157

For citation: Yudovich Ya.E., Ketris M.P., Rybina N.V. (2021) Main empirical regularities of the phosphorus geochemistry in the hypergenesis. *Litosfera*, 21(2), 139-157. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-139-157

© Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис, Н.В. Рыбина, 2021

ly the most reliable linear correlation coefficients of phosphorus and phosphorus modules with rock-forming components were considered significant – with a significance level no greater than 0.01 and 0.05. *Results and conclusions.* In some cases, new estimates of clarks differed markedly from the estimates of our predecessors. For a number of objects, clarks were determined for the first time. Interpretation of the revealed relationships allowed us to identify the following main correlations and corresponding forms of phosphorus in sedimentary rocks and their analogues (soils and sediments): positive correlation with CaO – phosphorus in the form of accessory apatite or francolite dominated; positive correlation with Fe₂O₃ – phosphorus sorbed on iron hydroxides dominates; positive correlation with MgO – phosphorus dominated in the composition of smectite or chlorite, initially sorbed on the clay substance of precipitation; positive correlation with TiO₂ – phosphate sorbed on leucoxene, dominates. Thus, in addition to the previously known calcium and iron hydroxide, a titanium geochemical barrier for phosphorus was first identified.

Keywords: *phosphorus geochemistry, hypergenesis, sedimentary rocks, clarks, distribution patterns, correlation analysis*

Funding information

The reported study was funded by RFBR, project No. 20-15-50086

ВВЕДЕНИЕ

После марганца и титана фосфор – последний “малый элемент”, определяемый в полном силикатном анализе горных пород. Однако если в нашей книге по геохимии титана (Юдович и др., 2018a) биосферными процессами концентрации Ti можно было без большой ошибки пренебречь, а в книге по геохимии марганца (Юдович, Кетрис, 2014) роль таких процессов признавалась важной, но все же не самой главной, то ситуация с геохимией фосфора совершенно иная. Наряду с углеродом фосфор является важнейшим биоэлементом, без которого невозможна жизнь на нашей планете. Без фосфора невозможны функционирование механизма наследственности (ДНК, РНК), метаболизма (АДФ, АТФ) и существование клеток (фосфолипиды клеточных мембран). Поэтому биосферный аспект фосфора настолько важен, что без него никакое полноценное изложение геохимии этого малого элемента не имеет смысла.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

При подготовке данной статьи нами применялась уже апробированная методика сбора и обработки данных, подробно изложенная ранее (Юдович и др., 2018a). Статистической обработке подверглись более 2100 сформированных нами выборок, охвативших около 79 тыс. силикатных анализов горных пород.

В сформированных выборках-кластерах вычислялись средние значения (арифметическое и геометрическое) всех компонентов и фосфорных модулей, равно как и их дисперсии. Для характеристики трех важнейших корреляций фосфора (с титаном, железом и кальцием) вычислялись следующие четыре модуля: ФТМ – фосфор-титановый модуль (P₂O₅/TiO₂), ФКМ – фосфор-кальциевый (P₂O₅/CaO), ФЖМ – фосфор-железный (P₂O₅/Fe₂O₃), ФОЖМ – фосфор-общезелезный модуль (P₂O₅/(Fe₂O₃ + FeO)).

Выборочные средние по типам осадочных пород использовались для построения частотных гистограмм (рис. 1), необходимых для расчета кларков, аналогично тому, как это делалось нами ранее (Юдович, Кетрис, 2014; Юдович и др., 2018a).

В данной статье, как и ранее, мы определяли кларк в совокупности анализов как среднее медианное содержание. Поскольку подавляющее большинство таких совокупностей не соответствуют нормальному (гауссовскому) распределению, использование величины σ (среднего квадратичного отклонения) для определения доверительных 95 или 99% интервалов вокруг среднего значения в совокупности становится сомнительным. Поэтому для определения 95%-го “околокларкового интервала” вокруг медианы мы применяем формулу Дж. Чамберса с соавторами (Chambers et al., 1983):

$$Me \pm 1.57(Q_3 - Q_1)/\sqrt{N},$$

где Me – медиана, Q₃ и Q₁ – третий и первый квартили, N – численность выборки (в нашем случае – число выборочных средних).

При интерпретации данных корреляционного анализа P₂O₅ и фосфорных модулей с компонентами силикатного анализа мы, как и ранее, считали геохимически значимыми только величины коэффициентов корреляции не ниже чем с 5%-м уровнем значимости: $r \geq r_{0.05}$. Все значения $r < r_{0.05}$ во внимание не принимались. Для некоторых выявленных таким образом значимых связей фосфора или фосфорных модулей строились корреляционные графики (рис. 2).

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Здесь изложена информация, необходимая для всех последующих разделов. Текст составлен на основании крупных обобщений в геохимии и минералогии фосфора, сделанных в разные годы как отечественными учеными (Казakov, 1939; Бок, 1955; Ферсман, 1959; Блисковский, 1967, 1968,

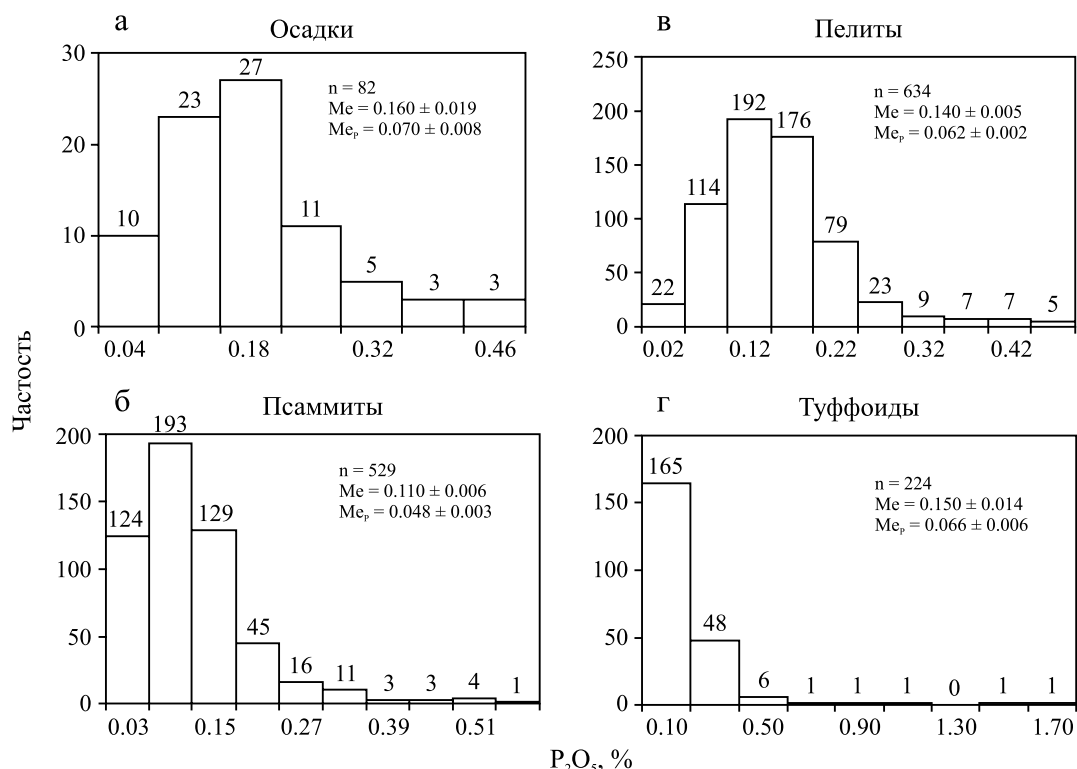


Рис. 1. Примеры частотных диаграмм для совокупностей анализов осадков (а), псаммитов (б), пелитов (в), туффоидов (г).

Построено по данным В.И. Силаева, Я.Э. Юдовича, А.С. Бякова и К.А. Луневой, А.В. Прокопьева и Г.В. Ивенсен.

Fig. 1. Examples of frequency diagrams for analyses: sediments (а), psammities (б), pelites (в), and tuffoids (г).

Constructed according to V.I. Silaev, Ya.E. Yudovich, A.S. Byakov and K.A. Luneva, A.V. Prokopyev and G.V. Ivensen.

1983; Смирнов, 1972; Бродская, 1974; Батурин, 1978, 2004; Дудкин, 1980а, б; Блисковский, Минеев, 1986; Яншин, Жарков, 1986; Иванов, 1994; Соколов, 1996; Савенко, Савенко, 2005), так и рядом зарубежных специалистов (Gulbrandsen, 1966; Альтшулер, 1977; Хесс, 1977; Шелдон, 1982). Используются также материалы, рассмотренные и обобщенные нами ранее; в частности, многое взято из книги, посвященной геохимическим и минералогическим индикаторам литогенеза (Юдович, Кетрис, 2011).

Изложенное позволяет сделать некоторые общие выводы.

1. В течение многих лет внимание исследователей (и, соответственно, масса публикаций) было приковано к изоморфным элементам-примесям фосфоритов – урану, стронцию, редким землям, цинку, кадмию и некоторым другим.

2. Главными геохимическими барьерами в гипергенной геохимии фосфора являются кальциевый, закисно- и окисно-железный, так как фосфаты Са, Fe (II) и Fe (III) плохо растворимы. Очень часто эти барьеры (особенно окисно-железный) выглядят как сорбционные, однако “за скобками” сорб-

ции стоят процессы образования стехиометрических соединений (хемосорбция).

3. На кальциевом геохимическом барьере образуется Са-фосфат апатит, на который среди известных 219 фосфатов приходится 96% всей их массы. Апатит имеет общую структурную формулу $A_{10}(XO_4)_6Z_2$, где А – Са, а также Sr, Ba, Pb, Ra, Na и др.; X – P, а также As, V, Si, S, C и др.; Z – F, OH, Cl. Апатит представлен тремя главными разновидностями: эндогенным высокотемпературным фторапатитом $Ca_{10}(PO_4)_6F_2$, биогенным (скелетным) низкотемпературным гидроксипатитом $Ca_{10}(PO_4)_6OH_2$ и гипергенным низкотемпературным фтор-карбонатапатитом франколитом $Ca_{10}((PO_4)_{6-x}(CO)_x)(F, OH)_2$, который часто называют просто карбонатапатитом. Давно установлено, что в гипергенезе наименее растворим фторапатит, тогда как франколит растворим тем сильнее, чем больше фосфатная группа в нем замещена карбонатной.

4. Основной минерал фосфоритов – франколит – имеет наиболее сложный состав с широкими пределами изоморфных замещений как в катионной, так и в анионной частях формулы.

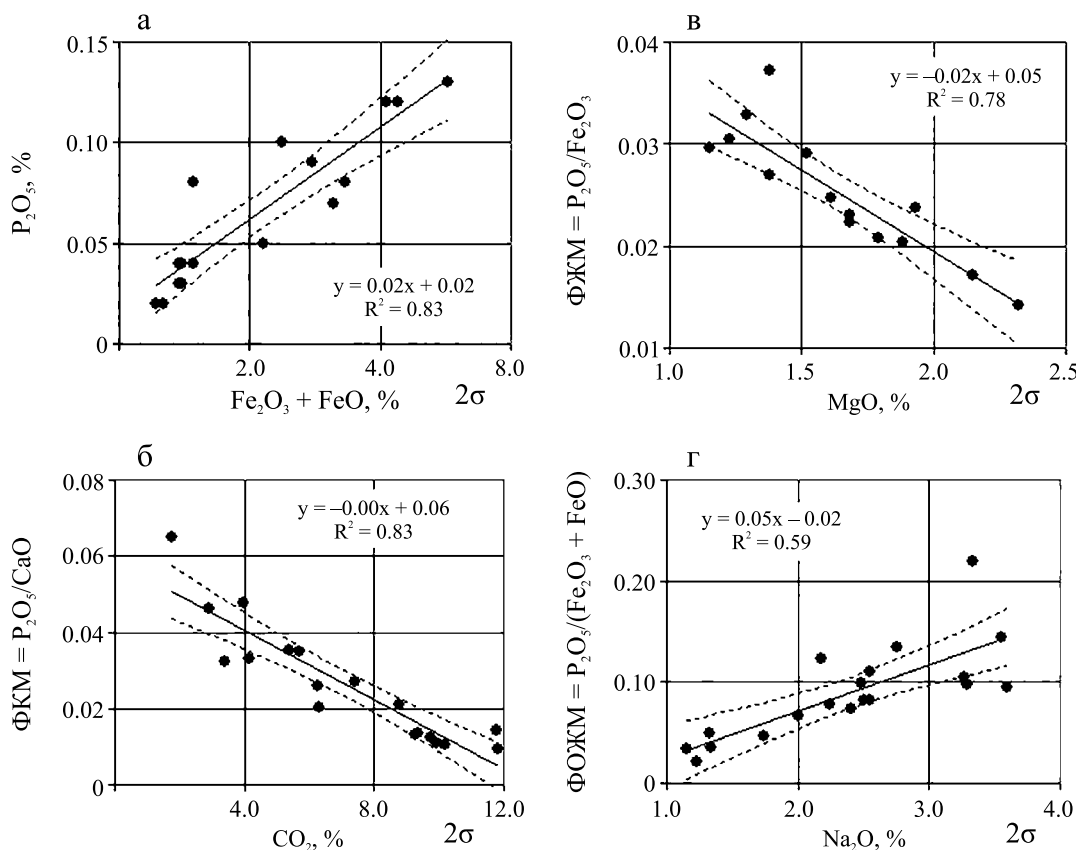


Рис. 2. Примеры корреляционных графиков для тех же совокупностей анализов, что и на рис. 1.

Fig. 2. Examples of correlation graphs for the same sets of analyses as in Fig. 1.

5. В корях выветривания образуются Al- и Са-Al-фосфаты, такие как варисцит, вавеллит и крандаллит. При этом для специфического сернокислотного выветривания фосфатсодержащих сульфидоносных черных сланцев характерен водный сульфатфосфат железа дестинезит (называемый в аморфном виде диадохитом) с общей формулой $\text{Fe}_2(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})5\text{H}_2\text{O}$. Для тонштейнов (вулканогенных каолининовых прослоев в угольных пластах) весьма характерны водные алюмофосфаты с общей формулой $\text{XAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5\text{H}_2\text{O}$, где в позиции X могут находиться элементы Sr (гояцит), Ba (горсейскит), $\text{Ca} \pm \text{U}$ (флоренсит и его аналоги).

6. В условиях гипергенеза равновесие между фосфатом и карбонатом кальция весьма неустойчиво, так что при незначительных колебаниях pH и карбонатной щелочности (Alk) равновесие реакции $3\text{CaCO}_3 + 2(\text{PO}_4)^{3-} \rightleftharpoons \text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 + 3(\text{CO}_3)^{2-}$ может легко смещаться в обе стороны. Поэтому, с одной стороны, для формирования фосфоритов в осадке необходим Са-барьер. В существенно карбонатном осадке он уже есть, а в существенно терригенном возникает в диагенезе путем стягивания Са в конкреции. С другой стороны, избыток каль-

ция в растворе ведет к повышению Alk иловых вод, что вызывает растворение фосфата Са. Эти два обстоятельства и являются причиной огромного значения диагенеза в формировании фосфоритов, что было впервые надежно доказано Г.Н. Батуриным в 1970 г. на примере современных углеродистых диатомовых осадков на шельфе ЮЗ Африки.

Важной разновидностью Са-барьера является метасоматический, когда происходит фосфатизация карбонатного осадка или породы, т. е. карбонатная группа замещается фосфатной: $(\text{CO}_3)^{2-} \leftarrow (\text{PO}_4)^{3-}$. Геологическая важность этого процесса состоит в том, что именно ему, скорее всего, обязано формирование крупнейших месторождений фосфоритов в карбонатных толщах венда-кембрия и верхнего мела-палеогена.

7. На железозакисном геохимическом барьере образуется водный фосфат закисного железа вивианит $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, формирующийся в кислой восстановительной обстановке современных торфяных болот.

8. Железоокисный барьер в осадке существует только под кислородными водами; в анокисических фациях этого барьера нет, поэтому значительная часть первично-биогенного фосфора беспрепят-

ственно возвращается в наддонную воду. Самым очевидным проявлением роли железоокисного барьера является общеизвестный парагенезис фосфоритов и глауконита, детально разобранный в нашей статье (Юдович и др., 2018б).

9. Самым мощным геохимическим барьером для фосфора в условиях гипергенеза является *органический барьер – живое вещество (ЖВ)*. Например, планктон содержит в среднем 0.15% P_2O_5 , рыбы – около 4.00, а кости животных – около 27.00%.

10. От внимания исследователей ускользнул еще один геохимический барьер для фосфора – *титановый*. Однако реальность этого барьера доказывается выявленной нами на огромной аналитической базе корреляцией фосфора (или фосфорных модулей) с титаном, что имеет и экспериментальное объяснение (Котова, Понарядов, 2020).

11. Важнейшей закономерностью гипергенной геохимии фосфора является неравномерное распределение фосфора в океанской воде по вертикали – фактор, впервые подчеркнутый А.В. Казаковым (1939). Это объясняется поглощением растворенного фосфора в поверхностных водах при фотосинтезе (в фотической зоне) и последующей регенерацией – возвращением фосфора в более глубокие воды при отмирании как первичных фотосинтетиков, так и животных – участников пищевых цепей. Поэтому явление *апвеллинга* (подъема более глубоких, обогащенных фосфором холодных вод к поверхности) обеспечивает интенсивное поглощение фосфора при фотосинтезе планктона, что имеет ключевое значение в гипергенной геохимии фосфора.

12. Другой важной закономерностью океанской геохимии фосфора является накопление его в *иловых водах* океанских осадков – тем сильнее, чем больше в них захороняется $C_{орг}$, поэтому нарастающее от глубоководных красных глин к прибрежным восстановленным осадкам.

13. Еще одной закономерностью является накопление фосфора в анаэробных водах некоторых акваторий, например в Черном море. Это явление некоторые авторы даже считали главной причиной формирования фосфоритов (Холодов, Пауль, 1995).

14. Деятельность человека вследствие широкого применения фосфорных удобрений в сельском хозяйстве с последующим поступлением фосфора в речные воды стала весьма ощутимым фактором биосферного цикла фосфора (Блисковский, Минев, 1986).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

БИОСФЕРА

Следуя рубрикации, использованной нами ранее (Юдович, Кетрис, 2014; Юдович и др., 2018а),

в этом разделе собраны материалы по геохимии фосфора в двух биосферных объектах: почвах и осадках.

Почвы

Основным источником информации по геохимии фосфора в современных почвах является монография М.И. Макарова (2009). Как видно из табл. 1, по 52 выборкам современных почв, охвативших 261 анализ, медианные значения (примерно с двухсигмовым отклонением медианы) для P_2O_5 , ФТМ, ФКМ и ФЖМ соответственно равны 0.090 ± 0.017 (или 0.040 ± 0.008 (%)) для элементарного Р), 0.188 ± 0.025 , 0.082 ± 0.018 и 0.030 ± 0.006 .

Хотя главным поставщиком фосфора в почвах, несомненно, является почвенное органическое вещество (гумус), значимых корреляций фосфора или фосфорных модулей с $C_{орг}$ (или грубо заменяющей его величиной п.п.п. – потерь при прокаливании) нами не обнаружено. Следовательно, первичная форма органического фосфора $P_{орг}$ быстро трансформируется в почве и переходит в различные виды фосфора минерального $P_{мин}$.

Чаще всего выявляется корреляция фосфора со щелочами, означающая, скорее всего, связь содержания фосфатов с глинистостью почвы, реже удается зафиксировать связь фосфора с Ti или Mg. Любопытна несколько раз отмеченная позитивная корреляция фосфора с Na. Она может означать, что в почвенном профиле фосфор образует с натрием какое-то соединение, например растворимый дигидрофосфат натрия $NaH_2(PO)_4$. Некоторые корреляции необычны, например *негативная* корреляция фосфора с возможным минеральным носителем фосфора – окисным железом Fe_2O_3 или общим железом $Fe_2O_3 + FeO$. Смысл такого антагонизма плохо понятен.

Ископаемые почвы (палеопочвы) в общем беднее фосфором по сравнению с почвами современными, что может указывать на частичный вынос фосфора при захоронении и дальнейшей литификации древних почв. Однако, по-видимому, корреляции фосфора или фосфорных модулей в палеопочвах сохраняются примерно такими же, как и в почвах современных.

Осадки

Можно отдельно рассматривать осадки аллювиальные (по которым у нас мало данных), озерные и морские (океанские). Известно, что в осадках преобладает биогенный фосфор – $P_{био}$, имеющий две главные формы: фосфор органического вещества ($P_{орг}$) и фосфор скелетных остатков ($P_{мин}$). В относительно мелководных шельфовых и гемипелагических осадках, накапливавшихся с высокой скоростью, в балансе общего фосфора преобладает $P_{орг}$, а

Таблица 1. Содержание фосфора и значения фосфорных модулей для пород биосферы и стратисферы
Table 1. Phosphorus content and values of phosphorus modules for biosphere and sedimentary shell rocks

Породы	n	N	P ₂ O ₅ , %	P, %	ФГМ	ФКМ	ФЖМ	ФОЖМ
Почвы	52	260	0.090 ± 0.017	0.040 ± 0.008	0.188 ± 0.025	0.082 ± 0.018	0.030 ± 0.006	
Палеопочвы	23	83	0.070 ± 0.034	0.031 ± 0.015	0.085 ± 0.057	0.002 ± 0.001	0.011 ± 0.007	0.010 ± 0.004
Осадки	82	643	0.160 ± 0.019	0.070 ± 0.008	0.320 ± 0.042	0.038 ± 0.005	0.038 ± 0.005	0.031 ± 0.003
Псаммиты	529	29583	0.110 ± 0.006	0.048 ± 0.003	0.229 ± 0.011	0.066 ± 0.008	0.055 ± 0.005	0.028 ± 0.001
Пелиты	632	32131	0.140 ± 0.005	0.062 ± 0.002	0.168 ± 0.008	0.116 ± 0.011	0.039 ± 0.003	0.021 ± 0.001
Карбонатные породы	209	6750	0.050 ± 0.008	0.022 ± 0.003	0.438 ± 0.057	0.0014 ± 0.0003	0.067 ± 0.008	0.034 ± 0.004
Силициты	236	5336	0.080 ± 0.006	0.035 ± 0.003	0.267 ± 0.037	0.089 ± 0.017	0.049 ± 0.006	0.021 ± 0.002
Коры выветривания	93	362	0.120 ± 0.021	0.053 ± 0.009	0.094 ± 0.019	0.133 ± 0.034	0.019 ± 0.003	0.015 ± 0.002
Бокситы	22	130	0.155 ± 0.037	0.068 ± 0.016	0.066 ± 0.015	0.534 ± 0.241	0.014 ± 0.004	0.010 ± 0.003
Руды кор выветривания	65	1296	0.132 ± 0.029	0.058 ± 0.0123	0.333 ± 0.229	0.123 ± 0.057	0.008 ± 0.004	0.007 ± 0.003
Туффоиды (все)	224	930	0.150 ± 0.014	0.066 ± 0.006	0.197 ± 0.020	0.052 ± 0.009	0.049 ± 0.005	0.023 ± 0.002
Коры выветривания и руды КВ	205	1860	0.150 ± 0.016	0.066 ± 0.007	0.127 ± 0.052	0.160 ± 0.042	0.018 ± 0.004	0.013 ± 0.003
Конкреции	12	222	0.455 ± 0.516	0.200 ± 0.227				
Редкие литотипы	29	150	0.080 ± 0.019	0.035 ± 0.008				

Примечание. n – число выборок, N – общее число анализов. В графе “конкреции” показаны значения только для группы существенно карбонатных конкреций.

Note. n – number of samples, N – total number of analyses. The “concretions” column shows figures only for substantially carbonate concretions.

в пелагических осадках, отлагавшихся с малой скоростью, – биогенный Р_{мин}.

По мере диагенеза и разложения ОВ былой Р_{орг} покидает осадок и отчасти возвращается в наддонную воду, а отчасти фиксируется на железном, кальциевом или титановом барьерах в виде минерального фосфора Р_{мин}. Однако в целом вынос фосфора в процессе литификации осадка ведет к тому, что осадочные породы оказываются беднее фосфором, чем породившие их осадки.

Наиболее богаты фосфором терригенные морские и океанские осадки, а среди них – самые глинистые. Осадки кремнистые в целом беднее терригенных, а наиболее бедны фосфором чистые карбонатные осадки. Согласно Г.Н. Батурину, исключение из этой общей закономерности составляют зоны шельфовых апвеллингов с аномальными содержаниями фосфора в диатомовых илах и с зачаточным формированием желваковых (конкреционных) фосфоритов. Особое место среди осадков занимают обогащенные железом и марганцем аллювиальные, они нередко показывают аномально высокую фосфатность вследствие сорбции фосфора на гидроксидах железа.

Самой характерной для ряда осадков является негативная корреляция фосфор-железного модуля ФЖМ с магнием, не имеющая ясного объяснения. Другие корреляции (например, позитивная связь фосфора со щелочами или с титаном при одновременном антагонизме фосфора с кремнием) вполне понятны – они объясняются тяготением фосфора к глинистому компоненту осадков.

СТРАТИСФЕРА

Под стратисферой понимают оболочку Земли, сложенную осадочными горными породами¹. В этом подразделе рассмотрено распределение содержания Р₂О₅ и фосфорных модулей как в главных типах осадочных пород (терригенных, карбонатных и кремнистых), так и в более редких, но имеющих важное значение как полезные ископаемые (например, в глиноземистых). Для полноты охвата темы здесь кратко изложены давно опубликованные очерки геохимии фосфора в *углеродистых биолитах* – углях и черных сланцах (Юдович, Кетрис, 1988, 2005, 2006). Кроме того, важным компонентом стратисферы являются вулканогенно-осадочные породы, в генезисе которых эндогенные процессы (образование исходного материала) тесно переплетены с экзогенным механизмом седиментации. Для таких пород используется термин “*туффоиды*” (Юдович, Кетрис, 2000).

¹ Заметим, что в западной геологии термина “стратисфера” нет, его полным смысловым аналогом является англоязычный термин *sedimentary shell*.

Псаммиты: результаты и краткие выводы

Как и ранее (Юдович, Кетрис, 2014; Юдович и др., 2018а, с. 232), под псаммитами понимаются обломочные осадочные породы, как рыхлые (гравийники, пески, алевроиты), так и литифицированные (гравелиты, песчаники, алевролиты). Разнообразие псаммитов определяется разнообразием их минерального состава: как терригенной обломочной части (кварц и полевые шпаты с малой примесью иных минералов), так и в особенности – изменчивостью их аутигенного цемента – глинистого или карбонатного, а иногда даже кремнистого.

Как видно из табл. 1, среднемедианные значения (примерно с двухсигмовым отклонением медианы) для совокупности всех изученных нами псаммитов, полученные на основании 529 выборок, составляют для P_2O_5 , ФТМ, ФКМ и ФЖМ соответственно 0.110 ± 0.006 (или 0.048 ± 0.003 для элементарного Р), 0.229 ± 0.011 , 0.066 ± 0.008 , 0.055 ± 0.005 и 0.028 ± 0.001 . Эти значения можно считать нашими оценками кларков для псаммитов.

В псаммитах с кларковыми или нижекларковыми содержаниями P_2O_5 основным носителем фосфора является глинистое вещество, о чем свидетельствуют по меньшей мере три эмпирических закономерности. Во-первых, алевролиты, как правило, богаче фосфором, чем песчаники; во-вторых, в псаммитах часто проявлены негативные корреляции P_2O_5 с SiO_2 и даже Na_2O , указывающие на то, что обломочные компоненты псаммитов (кварц и плагиоклаз) являются разбавителями концентраций фосфора. В-третьих, помимо обычной корреляции P_2O_5 с TiO_2 , для псаммитов весьма характерна позитивная корреляция P_2O_5 с MgO , указывающая на вхождение фосфора в глинистые минералы (смектит или хлорит), а также нередко проявленная позитивная корреляция фосфора с гидролизатным модулем ГМ.

Однако повышенно-фосфатными иногда оказываются как раз высококремнеземистые кварцевые песчаники с минимальной долей глинистого вещества. Эта парадоксальная эмпирическая закономерность связана с природой таких песчаников, как продукты размыва и переотложения былых кор выветривания, для многих из которых характерно накопление фосфора. Может быть, наиболее ярким проявлением этой закономерности выступает накопление фосфора в базальной толще ордовика Севера Урала (Юдович, 1981, с. 55).

Нередко наблюдаемая позитивная корреляция фосфора с окисным (или даже с общим) железом в псаммитах отражает характерное для гипергенной геохимии фосфора свойство – сорбцию фосфата на гидроксидах железа. Характерные корреляции фосфора (или фосфорных модулей) с железом и титаном не обязательно должны трактоваться в терминах геохимических барьеров (железного или титано-

вого). В псаммитах такая корреляция может создаваться просто вследствие природного шлихования песчаного или алевроитового осадка, когда в тяжелую фракцию идут акцессории – как железо- и титансодержащие (например, ильменит и лейкоксен), так и фосфатсодержащие (апатит). Поэтому создающий корреляцию одновременный прирост содержаний в породе Ti, Fe и P может происходить просто по мере нарастания выхода тяжелой фракции.

В псаммитах соотношение фосфора с карбонатной примесью имеет двойственный характер: в одних случаях наблюдается негативная корреляция P_2O_5 с CO_2 , в других, наоборот, корреляция позитивна – более карбонатные псаммиты оказываются и более фосфатными. Можно предположить, что эта эмпирическая закономерность связана с климатом: гумидным – для первых и аридным – для вторых, поскольку для аридных осадков характерно накопление фосфора.

Пелиты: результаты и краткие выводы

Под пелитами понимаются глинистые осадочные породы, как рыхлые (глины), так и литифицированные в катагенезе, называемые аргиллитами и глинистыми сланцами.

Большое вещественное разнообразие пелитов определяется тесной связью преобладающего в них глинистого вещества (сложенного каолинитом, смектитом, гидрослюда и хлоритом) с примесями – обломочными, кремнистыми и карбонатными. Первые создаются алевроитовым компонентом, так что такие породы связаны непрерывным переходом с алевролитами и называются обычно *алевроглинистыми*. Примесь в глинистых породах биогенного кремнезема порождает обширную группу *кремнисто-глинистых* пород, также не имеющих четкой границы с собственно глинистыми. Наконец, карбонатные примеси порождают серию смешанных *карбонатно-глинистых* пород, издавна получивших специальное название “мергели”, хотя на самом деле многие мергели могут быть и карбонатно-псаммитовыми, а не только карбонатно-глинистыми (Юдович, Кетрис, 2016). В общем, к “глинистым” относились такие смешанные породы, которые содержали не больше 65–67% SiO_2 и не менее 15% Al_2O_3 , с непременным преобладанием калия над натрием, т. е. имевшие щелочной модуль ($ИМ = Na_2O/K_2O$) меньше 0.5, а также все “мергели”, в которых сумма карбонатов была меньше 50%. Однако наиболее информативным классификационным показателем, за которым оставалось последнее слово в отнесении терригенной смешанной породы к группе пелитов, был, конечно, гидролизатный модуль ГМ > 0.30 , заставлявший аттестовать породу как *сиаллит*.

Из числа крупных работ по геохимии фосфора в глинистых породах следует назвать исследования

А.Б. Ронова и Г.А. Корзиной (1960) по среднему составу осадочных толщ, и С.Б. Фелицына (2004, с. 375), посвященное древним глинистым сланцам Восточно-Европейской платформы. Так, на основе анализа 544 средних проб глин, составленных из 10 130 образцов, А.Б. Ронов и Г.А. Корзина установили, что содержание P_2O_5 в них составляет от 0.070 (гумидные, континентальные и лагунные) до 0.132% (гумидные, пелагические). Фосфор считают биогенным, поскольку *“стратиграфическое его распределение идет параллельно с $S_{орг}$. Наблюдаемые отклонения (C_r , Cr_l) затрагивают глины гумидного происхождения, где в кислой среде фосфор не мог кристаллизоваться”* (Ронов, Корзина, 1960, с. 685).

Как следует из табл. 1, среднемедианные значения (примерно с двухсигмовым отклонением медианы) для совокупности всех пелитов, полученные на основании 633 выборок, составляют для P_2O_5 , ФТМ, ФКМ, ФЖМ и ФОЖМ соответственно 0.140 ± 0.005 (или 0.062 ± 0.002 для элементарного Р), 0.168 ± 0.008 , 0.116 ± 0.011 , 0.039 ± 0.003 и $0.021 \pm 0.001\%$. *Эти цифры можно считать нашими оценками кларков для пелитов.*

Значительная часть вышекларковых содержаний фосфора в пелитах создается не чистыми, а смешанными глинистыми породами, в частности алевроглинистыми и карбонатно-глинистыми.

В целом корреляции фосфора или фосфорных модулей в глинистых породах оказались гораздо более сложными, чем можно было предполагать. В частности, они различны для древних и молодых пелитов, по-разному зависят от соотношения глинистого и обломочного компонента пелитов, а также от общего уровня содержаний фосфора – около- или вышекларкового. Для докембрийских глинистых сланцев характерны корреляции, указывающие на доминанцию акцессорной апатитовой формы фосфора, тогда как для более молодых стратонов (в частности, мезозойских) характерны корреляции, указывающие на присутствие и сорбированных форм фосфора – силикатной или гидроксидной.

Для около- и нижекларковых содержаний фосфора в пелитах характерна бедность или полное отсутствие значимых корреляций фосфора с породообразующими компонентами или с литохимическими модулями. Это можно трактовать как указание на отсутствие доминирующей формы фосфора – соизмеримость вклада его форм: акцессорной апатитовой (или франколитовой), сорбированной силикатной или сорбированной гидроксидной. Напротив, пелитам с вышекларковым фосфором свойственно разнообразие значимых корреляций фосфора и/или фосфорных модулей. Это значит, что накопление фосфора в пелитах происходит при доминации какой-то одной его формы – акцессорной минеральной или сорбированной.

Среди этих связей фосфора часто проявлена позитивная корреляция с Mg, означающая доминанцию его сорбированной силикатной формы на компонентах глинистого вещества – смектите или хлорите. Другая распространенная корреляция фосфора – с Fe, означающая доминанцию его сорбированной железогидроксидной формы. Что касается карбонатности пелитов, то наблюдались противоположные корреляции с ней фосфора – как негативные, так и позитивные. Таким образом, в одних случаях примесь карбоната разубоживает валовое содержание фосфора, а в других, напротив, способствует его концентрации.

Случаи необычных корреляций фосфора, таких как негативная с Ti, Al или с гидролизатным модулем ГМ и позитивная с Si, означающие антагонизм фосфора с глинистым веществом, могут указывать на доминанцию обломочной (акцессорной апатитовой) формы фосфора, а в частных случаях – на возможную примесь в пелитах пирокластики. Другим признаком вулканогенной примеси в пелитах может служить корреляция фосфора с Na. Наблюдавшаяся иногда корреляция фосфора с Mn может объясняться, вероятно, примесью изоморфного марганца в акцессорном апатите.

Карбонатные породы: результаты и краткие выводы

Судя по данным табл. 1, среднемедианные значения (примерно с двухсигмовым отклонением медианы) для совокупности всех карбонатов, полученные на основании 209 выборок, составляют для P_2O_5 , ФТМ, ФКМ, ФЖМ и ФОЖМ соответственно 0.050 ± 0.008 (или 0.022 ± 0.003 для элементарного Р), 0.438 ± 0.057 , 0.0014 ± 0.0003 , 0.067 ± 0.008 и $0.034 \pm 0.004\%$. *Эти цифры можно считать нашими оценками кларков для карбонатных пород,* которые оказались вдвое более низкими по сравнению с кларками предшественников. Естественно, что вследствие максимального содержания СаО фосфор-кальциевый модуль ФКМ – самый низкий среди осадочных пород, а фосфор-титановый ФТМ – очень высокий вследствие убогой титанистости большинства карбонатов.

В общем, большинство карбонатных пород обеднено фосфором, в частности, кларк фосфора в карбонатах втрое ниже, чем в пелитах (P_2O_5 – 0.050 против 0.140%). Значит, несмотря на экспериментально доказанную способность свежесоздаваемых карбонатов к сорбции фосфата, этот процесс на кларковом уровне лимитировался малым количеством доступного фосфата в наддонных или поровых водах.

Поскольку, как известно (Ронов, Корзина, 1960), главным источником кларкового фосфора карбонатных пород был биогенный фосфор $P_{био}$ остаточного органического вещества, то причиной дефицита растворенного фосфата при карбонатной се-

диментации был дефицит ОВ в карбонатном осадке, ибо большая часть исходного ОВ карбонатных фосфилей разлагалась, еще не достигая дна бассейна. В итоге чистые карбонатные осадки оказывались почти стерильными по фосфору. Лишь в аноксических обстановках, в которых формировались карбонатные осадки с повышенным содержанием C_{org} (будущие черные сланцы), фосфор мог концентрироваться в вышекларковых количествах – даже в чистых карбонатных породах.

Однако в большинстве случаев повышение содержания фосфора наблюдается не в чистых, а в смешанных *карбонатно-силикатных* породах, в частности в мергелях (Юдович и др., 2020). Исследование корреляций фосфора часто выявляет позитивную корреляцию P_2O_5 с Al_2O_3 и TiO_2 , негативную – с CaO и особенно с MgO . Это указывает на концентрацию фосфора в некарбонатных компонентах пород – обычно глинистых, реже алевритовых при разбавляющей роли карбонатной матрицы. Лишь в условиях лавинной седиментации (как в орогенных молассах) ОВ карбонатных осадков могло предохраняться глинистыми покрывками от быстрого окисления, что обеспечивало лучшую сохранность $P_{био}$ в карбонатном осадке.

Таким образом, исследование позволяет дополнить вывод А.Б. Ронова (Ронов, Корзина, 1960): главными носителями кларкового фосфора в карбонатных породах являются не только остаточное ОВ, но, по-видимому, также силикатно-сорбированный фосфор в глинистом веществе. Реже можно допустить участие и гидроксидно-сорбированного фосфора, хотя доля такого фосфора обычно также позитивно коррелирует с количеством силикатной примеси в карбонатной породе. Иногда, впрочем, наблюдалась и обратная картина – позитивная корреляция модуля ФЖМ с карбонатностью.

Силициты: результаты и краткие выводы

Как уже отмечалось (Юдович и др., 2018а, с. 300–301), кремнистые породы (силициты), которые, по В.Т. Фролову, правильнее было бы называть *кремневыми* – группа гетерогенная. Во-первых, силициты докембрия, когда в биосфере еще не было кремневых организмов, – образования хемогенные, тогда как фанерозойские – практически все биогенные. Во-вторых, и среди фанерозойских силицитов такие биогенные породы, как радиоляриты, спонголиты и диатомиты, – образования весьма различные. В-третьих, силициты могут быть разными и в фациальном отношении. Во всяком случае, в Уральском регионе кремнистые породы, как правило, – образования глубоководные. Поэтому они широко распространены в палеобатинальной (“сланцевой”) Лемвинской зоне и совершенно не характерны для палеошельфовой (“карбонатной”) Елецкой зоны. Наконец, силициты могут быть и гидро-

термальными вулканогенными, типичным примером чего являются всем известные яшмы.

Все это порождает изменчивость химического состава силицитов, в том числе содержания в них фосфора. Может быть, в этом состоит причина отсутствия в литературе надежных оценок средних составов силицитов, ибо нет смысла усреднять составы генетически совершенно различных образований. Заметим, что биогенное накопление фосфора в диатомовых илах было известно еще Г. Бергу в 1929 г. (Берг, 1933, с. 318).

Как видно в табл. 1, среднемедианные значения (примерно с двухсигмовым отклонением медианы) для P_2O_5 , ФТМ, ФКМ, ФЖМ и ФОЖМ соответственно равны 0.080 ± 0.006 (или 0.035 ± 0.003 для элементарного Р), 0.267 ± 0.037 , 0.089 ± 0.017 , 0.049 ± 0.006 и $0.021 \pm 0.002\%$. *Эти цифры можно считать нашими оценками кларков для силицитов, оказавшимися заметно ниже роновских.*

Характерно, что кларк фосфора в силицитах гораздо выше, чем в карбонатах (0.08 против 0.05%), хотя, казалось бы, как карбонатное, так и кремнистое вещество должны быть первоначально стерильны по фосфору. Тем не менее аномалии фосфора встречаются даже в неуглеродистых высококремнистых породах, в которых нет или почти нет таких обычных концентраторов фосфора, как органическое, глинистое или гидроксидное вещество. Это позволяет думать, что *поглотителем фосфора иногда мог являться и сам кремнистый осадок.* Способность гидратированного аморфного кремнезема к поглощению фосфата представляется вполне вероятной (хотя нам не известны экспериментальные данные такого рода)², но для этого требуется повышенная концентрация фосфата в наддонной воде. Такого условия нет в фотической зоне, где содержание растворенного фосфата вследствие фотосинтеза ЖВ может снижаться до аналитического нуля. Однако оно может реализоваться в глубинных водах, на чем и базировалась счастливая идея А.В. Казакова (1939) об апвеллинге (см. первый подраздел). *Поскольку значительная часть силицитов – образования глубоководные, то нередкая обогащенность их фосфором представляется вполне закономерной.*

Как и среди карбонатных пород, повышенные содержания фосфора имеют породы смешанные – чаще всего *глинисто-кремнистые*. В таких породах обычно выявляются антагонизм фосфора с SiO_2 и позитивные корреляции фосфора (или фосфорных модулей) либо с глинистыми компонентами Al_2O_3 и TiO_2 , либо с гидроксидно-железными,

² Известны лишь экспериментальные данные Х. Хардера (Harder, 1978) о сорбции растворенного кремнезема и фосфата на алюможелезистых гидроксидах, что хорошо объясняет формирование фосфатсодержащего глауконита (Юдович и др., 2018б).

либо с теми и другими. Это означает, что носителем фосфора в силицитах и глинистых силицитах является глинистое и гидроксидное вещество. Однако природная картина геохимии фосфора в силицитах далеко не проста, поскольку иногда отмечается и негативная корреляция фосфора с глинистой примесью.

Отмечается накопление фосфора в силицитах, связанных с вулканогенным гидротермальным рудным процессом, например, в колчеданных месторождениях Южного Урала (Масленников, 1999) или фаменских марганцерудных карбонатно-кремнистых “фтанитоидах” Пай-Хоя (Юдович и др., 1998). К числу более редких случаев корреляции относится позитивная связь фосфора с нормированной щелочностью НКМ, что может указывать на туфогенную природу фосфора в таких силицитах.

Углеродистые биолиты: краткие выводы

Далее приведены в реферативной форме наши очерки по геохимии фосфора в углеродистых биолитах двух типов: черных сланцах, содержащих ОВ преимущественно “сапропелевого” типа, и углях, содержащих ОВ преимущественно гумусового типа. Ссылки на источники можно найти в списке литературы (Юдович, Кетрис, 1988, с. 50–52), здесь они опущены.

Более четверти века назад нами были сделаны следующие выводы относительно геохимии фосфора в черных сланцах (Юдович, Кетрис, 1988, с. 202; 1994).

1. Кларковые содержания фосфора в черных сланцах, оцененные разными способами, составляют 1800–1500 г/т, или 0.4–0.3% P_2O_5 . Аномальными можно считать содержания $P_2O_5 > 0.5\%$. Таким образом, кларковые содержания P_2O_5 в черных сланцах в 3–4 раза выше, чем в неуглеродистых осадочных породах. Кремнистые и терригенные черные сланцы богаче фосфором, чем карбонатные. В разрезе стратисферы наиболее фосфатоносными, в общем, оказались те черные сланцы, которые ассоциируют с пластовыми фосфоритами: верхнемеловые, пермские, кембрийские.

2. В генезисе фосфатоносных черных сланцев прослеживаются две генетические линии: а) осадки длительно стагнированных бассейнов; б) осадки древних зон апвеллинга. Кроме того, в “конденсированных” черных сланцах-доманикоидах важную роль играет накопление фосфора в составе костного детрита и фекального материала. В соответствии с известной схемой Г.Н. Батурина (1978), для большинства фосфатоносных черных сланцев существенное значение имели процессы природного обогащения (шлихования) с накоплением фосфата при перемыве осадков.

3. При образовании углеродистых илов доля фоссилизируемого биогенного фосфора $P_{\text{био}}$ во много раз меньше, чем доля $C_{\text{орг}}$: значительная (а возможно, и преобладающая – до 80%) часть $P_{\text{био}}$ еще на самой ранней стадии диагенеза регенерируется в придонные воды. Именно этот давно известный факт оказывается ключевым для понимания пространственных связей черных сланцев с пластовыми фосфоритами. Мы предполагаем, что эта связь не только парагенетическая (члены единого фациального ряда, описанного Э.А. Егановым (1983)), но отчасти и генетическая. Суть ее в том, что фации углеродистых осадков служили промежуточным коллектором фосфата, питая им глубинные воды и тем самым создавая запас фосфора для формирования будущих пластовых фосфоритов.

4. Предполагается, что главным механизмом формирования пластовых фосфоритов было не химическое осаждение фосфата кальция в карбонатной системе, что имеет серьезные термодинамические ограничения, а метасоматическое замещение франколитом различных карбонатных осадков. В числе последних, как показывают исследования Э.А. Еганова (1988), было очень много рифогенных.

Для данной статьи нами были дополнительно исследованы корреляции фосфора или фосфорных модулей в некоторых выборках черных сланцев. Выясняется, что общая картина корреляций далеко не проста и нередко парадоксальна. Лишь в молодых черных сланцах или осадках выявлена значимая позитивная корреляция фосфора (или фосфорных модулей) с $C_{\text{орг}}$, означающая, что носителем фосфора послужило ОВ, захороненное в былых углеродистых осадках. В большинстве метаморфизованных докембрийских черных сланцев не видно особой специфики; фосфор обнаруживает такие же корреляции, как и в неуглеродистых породах, например с TiO_2 , Fe_2O_3 или CaO .

Вместе с тем в черных сланцах выявлены необычные, странные корреляции – например, антагонизм фосфора с компонентами былого глинистого вещества, отражающий сложные процессы миграций фосфора при литогенезе и метаморфизме углеродистых осадков.

Что касается геохимии фосфора в углях, то обобщение значительного количества данных (Юдович, Кетрис, 2005, с. 193–207) позволило сделать следующие выводы.

1. Биофильный элемент фосфор является умеренно углефильным. Его угольные кларки составляют для бурых и каменных углей 220 ± 30 и 270 ± 20 г/т, а зольные кларки в 2.2 раза превышают кларк осадочных пород. Кларковое распределение фосфора отличается значительной дисперсией: встречаются угли, обогащенные фосфором в 8–10 раз против кларка. Обычно в таких углях имеются фосфаты Ca, Al или Fe.

2. В большинстве углей фосфор распределен как типичный углефильный элемент; его содержания в углях с возрастанием зольности нелинейно увеличиваются, проходя через максимум в определенном интервале зольности, а в золе, наоборот, – убывают. Такое распределение, как и данные фазовых анализов, доказывают присутствие в углях двух форм фосфора – органической ($P_{орг}$) и минеральной ($P_{мин}$). В углях малофосфористых и малоазольных доминирует $P_{орг}$, а в многофосфористых – $P_{мин}$. В составе $P_{орг}$ ведущая роль принадлежит виртуальной сорбционной фракции $P_{сорб}$ и второстепенная – биогенная фракция $P_{био}$. Повышения вклада последней можно, вероятно, ожидать в лигнитоугольных углях. Для фосфора понятие о сорбционной фракции не таково, как для металлов. $P_{сорб}$ – это не соединение фосфора с торфяным или угольным ОВ, а фосфор, связанный с золообразующими компонентами сорбционной золы, – Ca, Mg, Fe, Al.

3. Характернейшей особенностью геохимии фосфора в углях является его вынос при углеобразовании. В пользу этого свидетельствуют: а) на порядок более низкие содержания фосфора в углях по сравнению с современными торфами; б) отмечаемые во многих бассейнах накопления P в породах почвы, кровли и партингов; в) концентрации P в угольном пласте на контактах пачек разного петрографического состава и зольности и особенно – на контактах с околуюгольными породами; г) термодинамические данные о неустойчивости сингенетических фосфатов в диагенезе торфяного пласта, что должно вызывать миграцию фосфора из углей к ближайшим щелочным барьерам – в кровлю, почву или партинги.

4. Особенности состава $P_{сорб}$ и высокая подвижность P в диагенезе позволяют допустить, что формы фосфора при углеобразовании могут существенно изменяться в сторону нарастания вклада формы $P_{мин}$, по сравнению с формой $P_{орг}$, по мере усиления метаморфизма углей.

5. Генезис, по крайней мере, части высокофосфористых углей связан с сингенетическими процессами усиленного привноса фосфора в палеоторфяники. Источником фосфора могла быть как терригенная кластика, так и вулканогенная.

Коры выветривания и связанные с ними руды: результаты и краткие выводы

В этом подразделе рассмотрена фосфатоносность кор выветривания (Занин, 1975; Силаев, 1996) и связанных с ними Al-руд (бокситов), Fe-Al-руд и существенно Fe-руд (например, таких, которые образуются по субстрату докембрийских железистых бокситов). Все эти образования генетически тесно связаны, поэтому принятые нами границы между ними весьма условны.

Поведение фосфора в процессе выветривания определяется в основном pH среды. Так, в обзоре Ю.П. Казанский отнес апатит к минералам, “умеренно устойчивым” к процессам химического выветривания (1969, с. 29), а, ссылаясь на Д.Л. Аскинази (1949), отметил, что максимум растворения почвенных фосфатов наблюдался при кислых pH, меньше 4.0–4.5 (Казанский, 1969, с. 44). Согласно более позднему обзору Ю.Н. Занина и В.И. Тернового (1980, с. 24–26), поведение фосфора в корях выветривания также определялось преимущественно кислотностью среды. Особенно важно заключение Ю.Н. Занина и В.И. Тернового о поведении фосфора в латеритных КВ, порождающих бокситы и железистые бокситы (Занин, Терновой, 1980, с. 25): **“В латеритных корях выветривания, характеризующихся развитием алюмо- и железозофосфатных минералов, фосфор – один из наименее подвижных элементов, нередко столь же устойчив, как Al или Ti, в большинстве случаев менее подвижен, чем Si³. Если же формально подсчитанный вынос фосфора из латеритных кор выветривания оказывается выше, чем вынос Si, можно предполагать, что это имело место ранее существенной латеритизации породы”**.

Данные табл. 1 и рассмотрение всех доступных материалов позволяют сделать несколько выводов.

1. Среднемедианные значения (примерно с двухсигмовым отклонением медианы) для совокупности всех образований кор выветривания, полученные на основании 205 выборок, составляют для P_2O_5 , ФТМ, ФКМ, ФЖМ и ФОЖМ соответственно 0.150 ± 0.016 (или 0.066 ± 0.007 для элементарного P), 0.127 ± 0.052 , 0.160 ± 0.042 , 0.018 ± 0.004 и $0.013 \pm 0.003\%$. Эти цифры можно считать нашими оценками кларков для кор выветривания и связанных с ними руд.

Таким образом, при большом усреднении содержания фосфора в образованиях коры выветривания примерно сопоставимы с таковыми в пелитах ($0.15\% P_2O_5$ против 0.14%). Это значит, что при формировании кор выветривания процессы накопления и выноса фосфора примерно уравновешиваются (но с перевесом в сторону выноса) – в зависимости от колебаний Eh среды и наличия или отсутствия новообразованных сорбентов фосфора.

2. При формировании бокситов фосфор определенно накапливался: среднее содержание P_2O_5 в бокситах заметно выше, чем в прочих глиноземистых или железистых корях выветривания: 0.155 против 0.120% . Однако в Al-Fe- и Fe-рудах фосфора не больше, чем в пелитах ($0.129\% P_2O_5$).

3. На начальных стадиях формирования кор выветривания фосфор может позитивно коррелировать с компонентами гидролизатных сорбентов-носителей: TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 .

³ Выделено нами.

4. Однако при далеко зашедшем латеритном процессе (т. е. уже в бокситах, Al-Fe- и Fe-рудах) отмечалась негативная корреляция фосфора с гидролизатными компонентами, в частности алюминием. Такая корреляция свидетельствует о том, что *фосфатизация образований коры выветривания происходила позже формирования бокситов или руд*. Этот поздний процесс можно считать доказанным для уникальных девонских фосфато-бокситов Среднего Тимана (Юдович и др., 2016), а также для железомарганцевых руд в бокситоносной толще Ангаро-Енисейской провинции (Цыкин, Удина, 1975).

Туффоиды: результаты и краткие выводы

Как известно (Юдович и др., 2018а, с. 350), в литологии различают разновидности вулканогенно-осадочных пород: пепловые туфы, туффиты, разного рода “туфогенные” породы (например, туфопесчаники или туфоаргиллиты) и породы вулканомиктовые. Три первых содержат пирокластический материал; в туфах он преобладает, а в других является большей или меньшей примесью. Последняя группа содержит примесь обломков вулканитов; чаще всего так называют песчаники, но в принципе “вулканомиктовыми” могут быть любые осадочные породы (даже карбонатные), если на стадии формирования исходного осадка в них попадала примесь обломков вулканических пород. Понятно, что отличить породы, куда на стадии седиментации попала примерно одновозрастная с осадком горячая пирокластика, от пород с холодной вулканокластикой, которая может быть на сотни миллионов лет древнее осадка, можно только в седиментитах, мало измененных вторичными процессами. В этом случае вулканокластика легко отличается от пирокластики окатанностью зерен.

Однако очень часто геолог имеет дело с породами, измененными в катагенезе или даже в метаморфизме. Поэтому точная диагностика вулканогенно-осадочных пород оказывается трудной, а нередко и просто невозможной. Для того чтобы отличить туф от туффита, туфогенной или вулканомиктовой породы, от геолога требуется, скорее, фантазия, нежели точное знание. Неслучайно ряд таких диагнозов в монографии В.Т. Фролова (1984) подвергся язвительной критике.

Все сказанное является основанием для использования предложенного нами термина свободного пользования – *туффоиды* (Юдович, Кетрис, 2000). К таковым были отнесены все породы с “заметной” примесью вулканогенного материала. Заметная означала “такая, которая придает химическому составу пород некоторую литохимическую аномальность”. Например, практически все *псевдогидролизаты* и *псевдосиаллиты* оказываются либо просто базальтоидами, либо базитовыми туффоид-

дами; их повышенная магнезиальность объясняется чаще всего примесью хлорита – деривата темноцветных минералов (оливина, пироксенов, амфиболов, биотита). Таковыми оказываются и большинство *сиферлитов* (повышенный железный модуль ЖМ при ГМ, характерном для сиаллитов), и многие *алкалиты* (составы с суммой щелочей больше 8%). *Повышенные содержания фосфора также можно считать одним из диагностических признаков туффоидов, унаследованным ими от исходных вулканических пород или вулканических пеплов.*

Как показано в табл. 1, медианные значения (примерно с двухсигмовым отклонением медианы) для P_2O_5 , ФТМ, ФКМ, ФЖМ и ФОЖМ соответственно равны 0.150 ± 0.014 (или 0.066 ± 0.006 для элементарного Р), 0.197 ± 0.020 , 0.052 ± 0.009 , 0.049 ± 0.005 и $0.023 \pm 0.002\%$. Ввиду исходной крайней неоднородности совокупности туффоидов вполне понятно, что о какой-либо оценке кларка туффоидов речи не идет.

Некоторое представление о количественной характеристике этой неоднородности можно получить для четырех совершенно условно выделенных по содержанию SiO_2 групп туффоидов – гипербазитовой, базитовой, мезитовой и ацидитовой. Условность такой группировки состоит в том, что при малой доле пирокластики в данном туффоиде (например, в существенно псаммитовой или силицитовой породе) содержание SiO_2 будет задаваться составом именно исходного вмещающего осадка, а не захороненной в нем пирокластики.

При этом почти все выборки “гипербазитовых” туффоидов (11 из 13) аттестуются как щелочные ($>1-2\%$ щелочей), в группе “базитовых” туффоидов на щелочные ($>4.5\%$ щелочей) приходится треть всех выборок (22 из 72), среди “мезитовых” туффоидов доля щелочных ($>7.8\%$ щелочей) составляет около одной восьмой (11 из 81), а в группе “ацидитовых” туффоидов ($>9\%$ щелочей) совсем мало щелочных разновидностей (2 выборки из 60). Обобщение данных и расчеты позволяют сделать несколько выводов.

1. Вулканизм, безусловно, является одним из важных факторов фосфогенеза. Эта идея академика Н.С. Шатского была в свое время оспорена академиком Н.С. Страховым. Однако необоснованность этих сомнений была показана не только Н.Г. Бродской (1974) и другими последователями Н.С. Шатского, но и надежно доказана еще рядом авторов, а в особенности – новейшими балансовыми расчетами Г.Н. Батурина (2009).

2. Материалы, собранные нами, также не оставляют сомнений в важной роли вулканизма для фосфогенеза. Самым убедительным свидетельством этого служит существование регионально выдержанных *фосфорных геохимических горизонтов* заведомо вулканогенной природы (Юдович, Кетрис, 2010, с. 62–80).

3. Вместе с тем содержание фосфора и значения фосфорных модулей в вулканогенно-осадочных породах (туффоидах) подвержены сильным вариациям. Эти вариации контролируются по меньшей мере тремя факторами: а) составом пирокластической, в том числе ее щелочностью; б) составом вмещающего осадка, фоновая фосфористость которого могла быть совершенно различной для псаммитовых, пелитовых, силицитовых или карбонатных осадков; в) соотношением в конкретном туффоиде между бывшим вмещающим осадком и пирокластикой – от малой примеси последней до преобладания в настоящих туфах.

4. Разделение туффоидов на четыре условные группы по кремнеземистости с последующим расчетом средних значений для каждой группы позволило установить, что максимальным медианным содержанием фосфора ($P_2O_5 = 0.170\%$) обладают “базитовые”, а самими бедными – “ацидитовые” туффоиды ($P_2O_5 = 0.100\%$). Максимальное значение фосфор-титанового модуля ФТМ показывают бедные титаном мезитовые и ацидитовые туффоиды. Значения остальных трех модулей (ФКМ, ФЖМ и ФОЖМ) максимальны в группе кислых (“ацидитовых”) туффоидов, наиболее бедных как кальцием, так железом.

5. Наряду с обычными корреляциями фосфора и фосфорных модулей с TiO_2 , CaO , Fe_2O_3 (нередко с FeO) и щелочами, для туффоидов характерно присутствие странных, парадоксальных корреляций, например негативной корреляции с TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 и позитивной – с SiO_2 .

6. Еще одной типовой особенностью туффоидов можно считать нередко проявленную позитивную корреляцию фосфора или каких-то фосфорных модулей с Na_2O . Можно думать, что попадание в осадок альбитовой пирокластической сопровождалось и привносом вулканогенного фосфора.

Другие литотипы: результаты и краткие выводы

В этот раздел включены силикатные анализы, характеризующие конкреции и конкрецииды (Юдович, 1980), в том числе фосфатные и фосфатсодержащие, а также преобладающие в осадочных толщах карбонатные и более специфичные кремнистые силикатные и сульфидно-силикатные, а иногда даже бывшие конкреции в составе толщ метаморфитов. Всего в совокупности анализов нефосфатных конкреций и конкрециидов образовано 48 выборок, охватывающих 382 анализа.

В литературе можно найти также небольшое число полных анализов эвапоритовых пород – хлоридных или сульфатных. Из перечисленных литотипов для геохимии фосфора наиболее важны, конечно, фосфатные и фосфатсодержащие конкре-

ции, более обстоятельно рассмотренные нами в специальной работе, посвященной литохимии фосфоритов (Юдович, 1980; Юдович и др., 2019а). В большинстве существенно карбонатных конкреций также происходит некоторое накопление фосфора (см. табл. 1). В прочих литотипах фосфор обычно не накапливается.

Обработанные материалы позволяют сделать несколько выводов.

1. *Диagenетический процесс образования конкреций играет совершенно исключительную роль в гипергенной геохимии фосфора. Практически все месторождения фосфоритов сложены существенно фосфатными конкрециями – либо макро- (желваковые фосфориты), либо микроконкрециями (пластовые фосфориты).*

2. Многолетние дискуссии специалистов-фосфоритчиков привели, как нам кажется, к согласию в отношении генезиса “зерен” или “пеллет” в пластовых фосфоритах: большинство специалистов склонно рассматривать эти микроконкреции как бактериальные образования.

3. Помимо существенно фосфатных, другие конкреции, а среди них преобладающие в стратиферии существенно карбонатные, обогащены фосфором в сравнении с неконкреционными карбонатами или мергелями. Во всяком случае, при изучении палеозойских толщ Печорского Урала (Юдович, 1981) присутствие в анализе ближе не определенного карбонатного образования повышенных содержаний фосфора и марганца позволяло безошибочно определить породу как конкрецию или конкрециид.

4. Особое место среди конкреционных образований занимают фосфатсодержащие существенно бертьериновые (ранее ошибочно называвшиеся шамозитовыми) конкреции двух генотипов: а) связанные с выносом железа из близко расположенных кор выветривания на континенте; б) образованные из базальтовой или андезитовой пирокластической, захороненной в осадке (Юдович, Кетрис, 2008). Эффектным примером последних являются красивые “Сочинские шарики” (Юдович и др., 2006), в которых содержание P_2O_5 может достигать кондиций для фосфоритов.

5. Ввиду огромного разнообразия конкреций и характерной для них изменчивости минерального состава даже в пределах одной группы (Юдович и др., 1998), как правило, не удастся заметить значимых корреляций P_2O_5 или фосфорных модулей с конкрециеобразующими компонентами.

6. Среди редких литотипов (например, преимущественно сульфатных, ангидритовых, или таких, как давсонитовые) заметных накоплений фосфора не происходит, а среди корреляций отмечались позитивные связи с Fe_2O_3 (коллектором фосфора) и негативные – с нормированной щелочностью НКМ.

ЛИТОХИМИЯ ФОСФОРИТОВ: КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

Использованные нами материалы, в основном опубликованные ранее (Юдович и др., 2019а), позволяют сделать несколько выводов.

1. Первый опыт применения литохимии к фосфоритам, предпринятый 20 лет назад (Юдович, Кетрис, 2000), оказался обнадеживающим, поскольку позволил сделать несколько неочевидных генетических выводов: о присутствии в фосфатных породах гидролизатных материалов (вероятных сорбентов фосфора), об аридных и даже эвапоритовых фациях фосфатонакопления и ряд других, столь же нетривиальных.

2. Литохимическая кластеризация силикатных анализов проведена для семи крупных групп фосфатсодержащих пород: дорифейских, рифей-вендских (Ильин, 1983, 2008; Яншин и др., 1984), венд-кембрийских, других палеозойских, мезозойских и кайнозойских, наиболее молодых и фосфоритов кор выветривания, образованных по фосфатсодержащим субстратам разного возраста. Детальное рассмотрение этих групп сделано в специальной работе (Юдович и др., 2019а).

ТИПИЗАЦИЯ КОНЦЕНТРАЦИЙ ФОСФОРА В СТРАТИСФЕРЕ И ПЯТЬ ИХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ КОРРЕЛЯЦИЙ: КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

Чрезвычайное разнообразие концентраций фосфора в осадочных породах порождает насущную необходимость в их типизации. Весьма желательна такая типизация, которая имела бы и некое “практическое значение” – позволяла бы прогнозировать тот или иной тип концентраций на неизученных площадях или не охваченных анализом толщах осадочных пород. В этом разделе реферируются описанные в нашей статье (Юдович, 2018) 11 генотипов фосфогенеза, которые отчасти независимы, отчасти имеют области перекрытия, изображенные на рис. 3.

Среди перечисленного особо следует упомянуть о разновидности генотипа 3 – костных остатках, в частности детально изученных уральскими биологами и минералогами (Смирнов и др., 2009). Анализировались миллиграммовые навески орнито-генных и зоогенных костных остатков мелких грызунов как на открытых поверхностях, так и в карстовых захоронениях Среднего и Северного Урала из 11 местонахождений возрастом от позднего плейстоцена до позднего голоцена. Методами термогравиметрии (содержание костного ОВ) и ИСП-МС (содержание 54 элементов-примесей) были изучены 190 проб. В согласии с обширной литературой было установлено, что по мере fossilization (диагенеза) костного гидроксиапатита содержание в нем суммарного ОВ снижается от 20–25 до

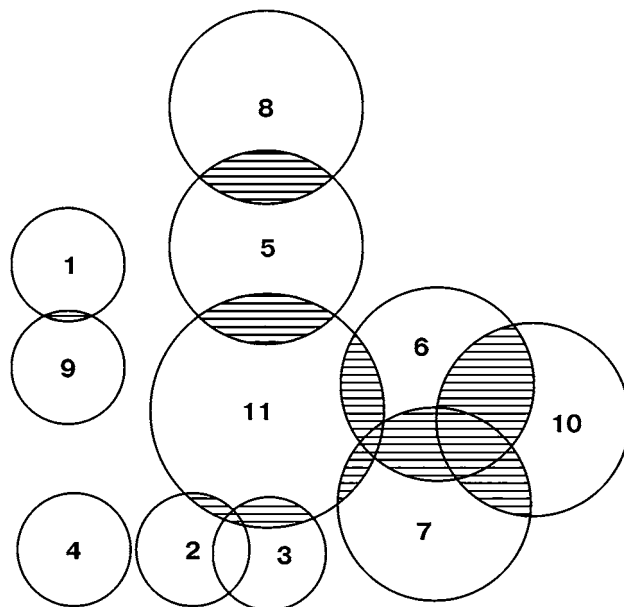


Рис. 3. Соотношения генотипов фосфогенеза, показанные с помощью кругов Эйлера.

Заштрихованы области предметных перекрытий.

Генотипы: 1 – торфяной вивианитовый, 2 – черносланцевый диагенетический, 3 – биоморфный, 4 – фекальный, 5 – кембрийский и мел-палеогеновый метасоматический, 6 – надриффовый метасоматический, 7 – вулканогенный метасоматический, 8 – эдиакарский седиментационный, 9 – керченский сорбционный, 10 – hiatus sludge, 11 – позднеэпигенетический кор выветривания.

Fig. 3. Ratios of phosphogenesis genotypes shown using Euler circles.

Areas of subject overlaps are shaded.

Genotypes: 1 – peat vivianite, 2 – black shale diagenetic, 3 – biomorphic, 4 – fecal, 5 – Cambrian and Cretaceous-Paleogene metasomatic, 6 – upper-reef metasomatic, 7 – volcanogenic metasomatic, 8 – Ediacaran sedimentation, 9 – Kerch sorptionic, 10 – hiatus sludge, 11 – late epigenetic weathering crust.

8–10%, а суммарное содержание малоподвижных высокозарядных элементов-примесей (ВЗЭ), в числе которых Y и 13 РЗЭ, нарастает от 0.1–5.0 до 100–1000 мкг/г сначала путем сорбции, а затем посредством замещения ионов Na и Mg ионами ВЗЭ в решетке фосфата. Таким образом, на графике в координатах $\Sigma \text{ВЗЭ} - \Sigma \text{ОВ}$ можно определить степень fossilization костных остатков и тем самым судить об их относительном возрасте.

1. Из описания генотипов следует, что в эпигенетических генотипах 9 и 10 была предшествующая “рудоподготовительная стадия”, т. е. создание сингенетических, но непромышленных концентраций фосфора, которые в эпигенезе обогащаются до промышленного уровня. Однако и в сингенезе, помимо “чистых линий” генотипов, вполне

реальны “линии скрещения”, т. е. сочетания двух или даже трех генотипов, например: $1 + 9 =$ формирование вивинита как в болотах, так и в железных рудах типа керченских; $2 + 3 + 6 =$ фосфорное “дыхание” депрессионных углеродистых илов (где идет диагенетическое фосфоритообразование) выплескивается на периферию депрессии, где есть либо риф, либо карбонатные осадки, и фосфор садится на Са-барьер; $6 + 7 =$ вулканогенный фосфор садится не в углеродистом осадке, а на рифовом Са-барьере; $5 + 8 =$ растворенный фосфор производит метасоматическую фосфатизацию карбонатного или кремнистого осадка в диагенезе или фосфат кальция осаждается непосредственно (чаще всего с последующим перераспределением в диагенезе), и. т. д.

2. При исключении позднеэпигенетического генотипа 11 остальные генотипы можно объединить в две группы по источнику фосфора: а) непосредственно связанного с органическим или минеральным биогенным веществом, т. е. с $P_{\text{био}}$; б) “обезличенного” фосфора, не имеющего непосредственной связи с $P_{\text{био}}$. В этих группах концентрация фосфора происходила по двум сценариям.

Первый сценарий можно условно назвать динамическим; для него характерны “циклы Батурина”, отражающие частые колебания величины E_h при седиментации, периодические сопровождавшейся размывом осадков с формированием шлиха. Такой сценарий порождал промышленные месторождения желваковых фосфоритов.

Второй сценарий можно назвать седиментодиагенетическим. Для него характерна диагенетическая фосфатизация карбонатных (реже кремнистых или окисно-железистых) осадков, а также непосредственное осаждение кальциевого фосфата в эдиакарском генотипе 8. Такой сценарий порождал промышленные месторождения пластовых зернистых и микрозернистых фосфоритов (в том числе “афанитовых”), а также месторождения фосфатсодержащих железных руд. В этом сценарии фосфогенеза также можно различать два варианта по предполагаемому первоисточнику фосфора: а) океанскому (эдиакарские и кембрийские фосфориты); б) терригенному (мел-палеогеновые фосфориты).

Рассмотрение 11 генотипов фосфогенеза позволяет указать пять факторов, так или иначе коррелирующих с генезисом фосфоритов: климат, вулка-

низм, динамические фации, гидрохимические фации (Юдович, 2009) и наличие глауконита (Юдович и др., 2018б). Эти генетические корреляции детально рассмотрены в нашем обзоре (Юдович и др., 2019б).

Особо следует сказать о последнем факторе – теснейшей корреляции многих фосфоритов с глауконитом. Как указано в фундаментальном историческом обзоре академика Н.М. Страхова (1971, с. 40–41), глауконит был открыт еще в 1853 г. Г. Пурталесом в современных осадках вдоль восточного побережья Америки. Однако только Дж. Мюрреем и А. Ренаром, изучавшими океанские осадки на судне “Челленджер” в 1872–1876 гг., авторами замечательной книги *Report on deep-sea deposits...*, (Murray, Renard, 2015) было установлено широкое распространение накоплений глауконита, дана их подробная характеристика и сделана попытка объяснить их генезис. Глауконит был встречен “Челленджером” в большем или меньшем количестве у берегов Португалии, западных берегов Африки, восточных берегов Северной Америки, мыса Доброй Надежды, Антарктического континента, Австралии и Новой Зеландии, у берегов Филиппинских островов, Китая и Японии и у западных берегов Южной Америки. Другими экспедициями он был обнаружен также в Средиземном море, у северных берегов Шотландии, западных берегов Северной Америки, восточных берегов Африки и во многих других районах. Из отечественных исследований глауконита в ассоциации с фосфоритами Н.М. Страхов подробно реферировал ныне совершенно забытые работы К.Д. Глинки, В.В. Ламанского, В.Н. Чирвинского и Л.В. Пустовалова (Страхов, 1971, с. 131–141, 318).

Одним из первых на неустойчивый, эфемерный характер выделенной им “глауконитовой фации” обратил внимание Л.В. Пустовалов (1933). Он отмечал, что здесь в верхних горизонтах осадка происходит постоянная борьба окислительной и восстановительной среды. Об этом же позже писал и А.Е. Ферсман, подчеркивая неустойчивость, периодическую смену обстановок седиментации и диагенеза при образовании глауконита (Ферсман, 1959). Поистине, *новое – это хорошо забытое старое*.

Выполненное нами обобщение позволяет нарисовать сценарий, объясняющий давно известный парагенез фосфоритов и глауконита, как ниже показано на схеме (Юдович и др., 2018б).

Окислительная седиментация	⇔	Восстановительный диагенез
Источник фосфата – наддонная вода; высокое содержание в ней Mg^{2+} препятствует осаждению Са-фосфата, поэтому образованный в диагенезе фосфат растворяется. Микроконкреционный ранний глауконит “созревает” – обогащается калием, поглощая его из наддонной воды. Формируются гидроксиды Fe, захватывающие растворенный фосфат из наддонной воды по схеме “железофосфатного конвейера” (Froelich et al., 1988; Algeo, Ingall, 2007, p. 131).		Источник фосфата – поровые воды, куда он поступает при растворении фосфатсодержащих гидроксидов Fe. Образуется ранний относительно бедный калием микроконкреционный глауконит с высокой долей смектитовых пакетов и с Fe^{2+} в октаэдрических слоях структуры. Этот ранний глауконит поглощает из поровых вод Mg^{2+} , поэтому становится возможным формирование Са-фосфата.

Итак, как и считали все геологи, изучавшие фосфориты, причина парагенезиса “фосфаты – глауконит” – это общность обстановок формирования глауконита и фосфатов. Глауконит образуется в условиях частого периодического чередования топографических и гидрохимических фаций, для которых характерны “циклы Батурина”, когда периодически колеблется динамика и, соответственно, величина Eh наддонных вод. Положение глауконитов на фациальном профиле шельфа на определенном расстоянии от берега и их закономерная связь с гетит-оолитовыми и бертьериновыми (“шамозитовыми”) фациями ясно указывают на коры выветривания – наиболее вероятный источник железа. Вынесенное из кор выветривания железо, скорее всего в форме хлопьев ферригидрита (Юдович, Кетрис, 2008, с. 30), обеспечивало диагенетическое формирование глауконита, причем ферригидрит сорбировал растворенный биогенный фосфор, что обеспечивало последующее образование фосфатов. Таким образом, непосредственной причиной парагенезиса фосфоритов с глауконитом является тесная геохимическая связь фосфора с железом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Исследовано распределение фосфора в основных разновидностях осадочных горных пород: псаммитах, пелитах, карбонатах, силицитах, в породах вулканогенно-осадочных (туффоидах), а также в почвах, осадках и специфических образованиях: конкрециях и корях выветривания.

2. На основе огромного банка данных (несколько десятков тысяч силикатных анализов) определены новые кларки фосфора. В качестве оценок кларка использованы средние медианные содержания – для всех указанных групп горных пород, причем для ряда из них впервые. Для характеристики состава фосфоритов впервые успешно применены методы литохимии. Для выявления форм нахождения фосфора в породах широко использован корреляционный анализ. Значимыми считались только самые надежные коэффициенты линейной корреляции фосфора и фосфорных модулей с породообразующими компонентами – с уровнем значимости не ниже чем 0.01 и 0.05.

3. Новые оценки кларков иногда заметно отличаются от оценок предшественников, а для ряда объектов определены впервые. Интерпретация установленных связей позволила выявить следующие основные корреляции и соответствующие им формы нахождения фосфора в осадочных породах и их аналогах (почвах и осадках): позитивная корреляция с CaO – доминирует фосфор в форме акцессорного апатита или франколита; позитивная корреляция с Fe₂O₃ – доминирует фосфор, сорбированный на гидроксидах железа; позитивная корреляция с MgO – доминирует фосфор в составе смектита или хлорита, первоначально сорбированный на глинистом веществе осадков; позитивная корреляция с TiO₂ – доминирует фосфат, сорбированный на лейкоксене. Таким образом, помимо известных ранее кальциевого и гидроксидно-железного, впервые выделен титановый геохимический барьер для фосфора.

4. Выполненная работа позволила сделать ряд крупных обобщений в геохимии фосфора. В их числе: а) доказательство эффективности развитых нами методов литохимии – применительно к фосфоритам; б) классификация всех известных концентраций фосфора в стратисфере, включающая в себя 11 генотипов; в) типизация этих генотипов – выявление пяти основных генетических корреляций фосфора в стратисфере.

5. Теоретические обобщения имеют и важное прикладное значение как научная основа для прогноза и поисков фосфатного сырья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Альтшулер З.С. (1977) Выветривание месторождений фосфатов – аспекты геохимии и среды. *Фосфор в окружающей среде*. М.: Мир, 47-116.
- Батурин Г.Н. (1978) Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 232 с.
- Батурин Г.Н. (2004) Фосфатонакопление в океане. М.: Наука, 464 с.
- Батурин Г.Н. (2009) Биопродуктиты и вулканизм. *Докл. АН*, 426(5), 653-657.
- Берг Г. (1933) Геохимия месторождений полезных ископаемых. М.; Л.: Гос. н.-техн. горно-геол. нефт. изд-во, 352 с.
- Блисковский В.З. (1967) Фосфоритоносная кора выветривания на месторождении Большие Джебарты (Восточный Саян). *Литология и полезн. ископаемые*, 1, 23-42.
- Блисковский В.З. (1968) Геохимия и особенности концентрации элементов-примесей в фосфоритах. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Люберцы, 252 с.
- Блисковский В.З. (1983) Вещественный состав и обогащенность фосфоритовых руд. М.: Недра, 200 с.
- Блисковский В.З., Минеев Д.А. (1986) Камни плодородия. М.: Недра, 213 с.
- Бок И.И. (1955) Агрономические руды. Алма-Ата: АН Казах. ССР, 177 с.
- Бродская Н.Г. (1974) Роль вулканизма в образовании фосфоритов. *Тр. ГИН АН СССР*, 258. М.: Наука, 198 с.
- Дудкин О.В. (1980а) Геохимия фосфора в магматическом процессе. *Геология месторождений апатита: методика их прогнозирования и поисков*. М.: Недра, 14-18.
- Дудкин О.В. (1980б) Поведение фосфора в постмагматических процессах. *Геология месторождений апатита: методика их прогнозирования и поисков*. М.: Недра, 18-20.
- Еганов Э.А. (1983) Структура комплексов фосфоритовых отложений. Новосибирск: Наука, 135 с.

- Еганов Э.А. (1988) Фосфоритообразование и строматолиты. Новосибирск: Наука, 89 с.
- Занин Ю.Н. (1975) Вещественный состав фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфоритов. Новосибирск: Наука, 210 с.
- Занин Ю.Н., Терновой В.И. (1980) Геохимия фосфора в зоне выветривания. *Геология месторождений апатита: методика их прогнозирования и поисков*. М.: Недра, 24-26.
- Иванов В.В. (1994) Экологическая геохимия элементов. *Главные р-элементы. Фосфор-15*. Кн. 2. М.: Недра, 197-214.
- Ильин А.В. (1983) Фосфориты Низких Гималаев – еще одна древняя фосфоритоносная провинция. *Докл. АН СССР*, **286**(1), 154-158.
- Ильин А.В. (2008) Древние (эдиакарские) фосфориты. *Тр. ГИН РАН*, **587**. М.: ГЕОС, 160 с.
- Казаков А.В. (1939) Фосфоритные фации. *Происхождение фосфоритов*. Тр. НИУИФ, **145**. М.: НИУИФ, 3-108.
- Казанский Ю.П. (1969) Выветривание и его роль в осадконакоплении. Тр. ИГТ СО АН СССР, **7**. М.: Наука, 127 с.
- Котова О.Б., Понарядов А.В. (2020) Сорбция фосфата на лейкоксене. *Вестн. геонаук*, **1**(301), 19-23. DOI: 10.19110/geon.2020.1.3.
- Макаров М.И. (2009) Фосфор органического вещества почв. М.: ГЕОС, 397 с.
- Масленников В.В. (1999) Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 348 с.
- Пустовалов Л.В. (1933) Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии. *Проблемы советской геологии*, **1**(1), 57-80.
- Ронов А.Б., Корзина Г.А. (1960) Фосфор в осадочных породах. *Геохимия*, **8**, 667-687.
- Савенко В.С., Савенко А.В. (2005) Физико-химический анализ современного океанского фосфоритообразования. М.: ГЕОС, 142 с.
- Силаев В.И. (1996) Минералогия фосфатоносных кор выветривания Полярного Урала. СПб.: Наука, 136 с.
- Смирнов Н.Г., Вотяков С.Л., Садыкова Н.О., Киселева Д.В., Щапова Ю.В. (2009) Физико-химические характеристики ископаемых костных остатков млекопитающих и проблема оценки их относительного возраста. Ч. 1. Термический и масс-спектрометрический элементный анализ. Екатеринбург: Голицкий, 118 с.
- Смирнов А.И. (1972) Вещественный состав и условия формирования основных типов фосфоритов. Тр. ГИГХС, **14**. М.: Недра, 196 с.
- Соколов А.С. (1996) Эволюция ураноносности фосфоритов. *Геохимия*, **11**, 1117-1119.
- Страхов Н.М. (1971) Развитие литогенетических идей в России и СССР. Критический обзор. Тр. ГИН АН СССР, **228**. М.: Наука, 622 с.
- Фелицын С.Б. (2004) Вулканизм, выветривание и вариации цикла фосфора в венде на Восточно-Европейской платформе. *Литология и полезн. ископаемые*, **4**, 375-386.
- Ферсман А.Е. (1959) Фосфор (Р-15). *Геохимия*. Т. 4. (Избр. тр. Т. V). М.: АН СССР, 100-112.
- Фролов В.Т. (1984) Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 222 с.
- Хесс П.Р. (1977) Фосфор в озерных осадках. *Фосфор в окружающей среде*. М.: Мир, 625-637.
- Холодов В.Н., Пауль Р.К. (1995) Черное море – геохимическая модель фосфатонакопления. *Литология и полезн. ископаемые*, **6**, 563-581.
- Цыкин Р.А., Удина И.И. (1975) Марганец и фосфор в бокситоносных отложениях Ангаро-Енисейской провинции. *Вопросы минералогии, петрографии и геохимии Красноярского края: мат-лы ВМО АН СССР. Красноярское отд.*, **3**. Красноярск: Книжн. изд-во, 144-151.
- Шелдон Р.П. (1982) Осаждение апатита на границе вода-осадок – неуниформистский процесс. *Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования*. Новосибирск: Наука, 15-25.
- Юдович Я.Э. (1980) Опыт вещественно-генетической классификации конкреций и конкрецoidных пород: в порядке обсуждения. *Литология и полезн. ископаемые*, **4**, 110-123.
- Юдович Я.Э. (1981) Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 276 с.
- Юдович Я.Э. (2009) Еще раз об аноксии и фосфогенезе. *Вестн. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН*, **2**(170), 22-23.
- Юдович Я.Э. (2018) 11 генотипов фосфогенеза в стратисфере. *Урал. геол. журн.*, **3**(123), 18-39.
- Юдович Я.Э., Беляев А.А., Кетрис М.П. (1998) Геохимия и рудогенез черных сланцев Пай-Хоя. СПб.: Наука, 366 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (1988) Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 272 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (1994) Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ Наука, 304 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000) Основы литохимии. СПб.: Наука, 479 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2005) Токсичные элементы-примеси в ископаемых углях. Екатеринбург: УрО РАН, 656 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2006) Ценные элементы-примеси в углях. Екатеринбург: УрО РАН, 538 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2008) Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 564 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2010) Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах. Екатеринбург: УрО РАН, 412 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2011) Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 740 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2014) Геохимия марганца. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 540 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2016) Как называть карбонатсодержащую породу? (Из опыта практической работы). *Вестн. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН*, **3**(255), 33-36. DOI: 10.19110/2221-1381-2016-3-33-36
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Никулова Н.Ю., Соин В.Н. (2006) Сочинские шарики. *Вестн. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН*, **3**(135), 7-14.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. (2018a) Геохимия титана. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 436 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. (2018b) Фосфориты и глауконит: причина парагенезиса. *Вестн. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН*, **11**(287), 43-47. DOI: 10.19110/2221-1381-2018-11-43-47

- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. (2019а) Литохимия фосфоритов. *Урал. геол. журн.*, **3**, 1-86.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. (2019б) Пять генетических корреляций фосфогенеза в стратифер. *Урал. геол. журн.*, **1**, 1-60.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. (2020) Фосфор в карбонатных породах. *Вестн. геонаук*, **3**(303), 14-20. DOI: 10.19110/geov.2020.3.2
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Терешко В.В., Рыбина Н.В. (2016) Очерки литохимии Тимано-Уральского региона. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 236 с.
- Яншин А.Л., Жарков М.А. (1986) Фосфор и калий в природе. Новосибирск: Наука, 190 с.
- Яншин А.Л., Ильин А.В., Еганов Э.А. (1984) Основные проблемы древнего фосфатонакопления. *Неметаллические полезные ископаемые. Докл. Междунар. геол. конгресса. Секция С.1527*. Т. 15. М.: Наука, 95-103.
- Algeo T.J., Ingall E. (2007) Sedimentary C_{org}:P ratios, paleocean ventilation, and Phanerozoic atmospheric pO₂. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **256**(3-4), 130-155.
- Chambers J.M., Cleveland W.S., Kleiner B., Tukey P.A. (1983) Comparing Data Distributions. *Graphical Methods for Data Analysis*, **62**. Belmont, California, Wadsworth International Group.
- Froelich P.N., Arthur M.A., Burnett W.C. et al. (1988) Early diagenesis of organic matter in Peru continental margin sediments: phosphate precipitation. *Marine Geol.*, **80**(3/4), 309-343.
- Gulbrandsen R.A. (1966) Chemical composition of phosphorites of the Phosphoria Formation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **30**, 769-778.
- Harder H. (1978) Synthesis of iron layer silicate minerals under natural conditions. *Clay and Clay Minerals*, **96**(1), 65-72.
- Murray J., Renard A.F. (1891) Report on the deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of HMS Challenger in the years 1872 to 1876. London, Edinburg, Dublin, 688 p.
- Bliskovskii V.Z. (1983) Material composition and enrichment of phosphorite ores. Moscow, Nedra Publ., 200 p. (In Russian)
- Bliskovskii V.Z., Mineev D.A. (1986) Stones of Fertility. Moscow, Nedra Publ., 213 p. (In Russian)
- Bok I.I. (1955) Agronomic Ores. Alma-Ata, AN Kazakh. SSR, 177 p. (In Russian)
- Brodskaia N.G. (1974) Role of volcanism in the formation of phosphorites. *Tr. GIN AN SSSR*, **258**. Moscow, Nauka Publ., 198 p. (In Russian)
- Chambers J.M., Cleveland W.S., Kleiner B., Tukey P.A. (1983) Comparing Data Distributions. *Graphical Methods for Data Analysis*, **62**. Belmont, California, Wadsworth International Group.
- Dudkin O.V. (1980a) Behavior of phosphorus in post-magmatic processes. *Geology of Apatite Deposits: Methods of Forecasting and Prospecting*. Moscow, Nedra Publ., 18-20. (In Russian)
- Dudkin O.V. (1980b) Geochemistry of phosphorus in magmatic processes. *Geology of Apatite Deposits: Methods of Forecasting and Prospecting*. Moscow, Nedra Publ., 14-18. (In Russian)
- Eganov E.A. (1983) The Structure of the Phosphorite-bearing Deposits. Novosibirsk, Nauka Publ., 135 p. (In Russian)
- Eganov E.A. (1988) Phosphorite formation and stromatolites. Novosibirsk, Nauka Publ., 89 p. (In Russian)
- Felitsyn S.B. (2004) Volcanism, weathering and variation of the cycle of phosphorus in the Vendian of the East European platform. *Litol. Polezn. Iskop.*, **4**, 375-386. (In Russian)
- Fersman A.E. (1959) Phosphorus (P-15). *Geochemistry. V. 4. (Selected works. Vol. V)*. Moscow, AN SSSR, 100-112. (In Russian)
- Froelich P.N., Arthur M.A., Burnett W.C. et al. (1988) Early diagenesis of organic matter in Peru continental margin sediments: phosphate precipitation. *Marine Geol.*, **80**(3/4), 309-343.
- Frolov V.T. (1984) Genetic typing of marine sediments. Moscow, Nedra Publ., 222 p. (In Russian)
- Gulbrandsen R.A. (1966) Chemical composition of phosphorites of the Phosphoria Formation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **30**, 769-778.
- Harder H. (1978) Synthesis of iron layer silicate minerals under natural conditions. *Clay and Clay Minerals*, **96**(1), 65-72.
- Hess P.P. (1977) Phosphorus in lake sediments. *Phosphorus in the Environment*. Moscow, Mir Publ., 625-637. (In Russian)
- Il'in A.V. (1983) Phosphorites of the Low Himalayas – another ancient phosphorite-bearing province. *Dokl. AN SSSR*, **286**(1), 154-158. (In Russian)
- Il'in A.V. (2008) Ancient (Ediacaran) phosphorites. *Tr. GIN RAN*, **587**. Moscow, GEOS Publ., 160 p. (In Russian)
- Ivanov V.V. (1994) Ecological Geochemistry of Elements. *Main r-Elements. Phosphorus-15. Book 2*. Moscow, Nedra Publ., 197-214. (In Russian)
- Kazakov A.V. (1939) Phosphorite Facies. *The Origin of Phosphorites. Tr. NIUIF*, **145**. Moscow, NIUIF Publ., 3-108. (In Russian)
- Kazanskii Yu.P. (1969) Weathering and Its Role in Sedimentation. *Tr. IGG SO AN SSSR*, **73**. Moscow, Nauka Publ., 127 p. (In Russian)
- Kholodov V.N., Paul' R.K. (1995) The Black Sea – geochemical model of phosphate accumulation. *Litol. Polezn. Iskop.*, **6**, 563-581. (In Russian)

REFERENCES

- Kotova O.B., Ponaryadov A.V. (2020) Phosphate sorption on leucoxene. *Vestn. Geonauk*, **1**(301), 19-23. DOI: 10.19110/geov.2020.1.3. (In Russian)
- Makarov M.I. (2009) Phosphorus of Soil Organic Matter. Moscow, GEOS Publ., 397 p. (In Russian)
- Maslennikov V.V. (1999) Sedimentogenesis, Galmirolysis and Ecology of Pyrite-bearing Paleohydrothermal Fields (on the Example of the Southern Urals). Miass, Geotur Publ., 348 p. (In Russian)
- Murray J., Renard A.F. (1891) Report of Science Result of the Voyage of HMS Challenger during in the years 1872 to 1876. London, Edinburg, Dublin, 688 p.
- Pustovalov L.V. (1933) Geochemical facies and their significance in general and applied geology. *Problemy Sovetskoi Geologii*, **1**(1), 57-80. (In Russian)
- Ronov A.B., Korzina G.A. (1960) Phosphorus in sedimentary rocks. *Geokhimiya*, **8**, 667-687. (In Russian)
- Savenko V.S., Savenko A.V. (2005) Physical and Chemical Analysis of Modern Ocean Phosphorite Formation. Moscow, GEOS Publ., 142 p. (In Russian)
- Sheldon R.P. (1982) Deposition of apatite at the water-sediment boundary – non-conformist process. *Geology of phosphorite deposits and problems of phosphorite formation*. Novosibirsk, Nauka Publ., 15-25. (In Russian)
- Silaev V.I. (1996) Mineralogy of Phosphate-bearing Weathering Crusts of the Polar Urals. St.Petersburg, Nauka Publ., 136 p. (In Russian)
- Smirnov A.I. (1972) Material composition and conditions for the formation of the main types of phosphorites. *Tr. GIGKhS*, **14**. Moscow, Nedra Publ., 196 p. (In Russian)
- Smirnov H.G., Votyakov S.L., Sadykova N.O., Kiseleva D.V., Shchapova Yu.V. (2009) Physical and chemical characteristics of mammalian fossil bone remains and the problem of estimating their relative age. Pt 1. Thermal and mass spectrometric element analysis. Ekaterinburg, Goshchitskii Publ., 118 p. (In Russian)
- Sokolov A.S. (1996) Evolution of uranium-bearing phosphorites. *Geokhimiya*, **11**, 1117-1119. (In Russian)
- Strakhov N.M. (1971) Development of lithogenetical ideas in Russia and USSR. Critical Review. *Tr. GIN AN SSSR*, **228**. Moscow, Nauka Publ., 622 p. (In Russian)
- Tsykin R.A., Udina I.I. (1975) Manganese and phosphorus in bauxite-bearing deposits of the Angara-Yenisei province. *Questions of mineralogy, petrography and geochemistry of the Krasnoyarsk territory. VMO of the Akad Nauk SSSR Krasnoyarsk Department. Materials 3*. Krasnoyarsk, Knizhn. izd-vo, Publ., 144-151. (In Russian)
- Yanshin A.L., Il'in A.V., Eganov E.A. (1984) Main problems of ancient phosphates accumulation. *27 Intern. Geol. Congress. Non-metallic mineral resources. Sect. C. 15. Reports. V. 15*. Moscow, Nauka Publ., 95-103. (In Russian)
- Yanshin A.L., Zharkov M.A. (1986) Phosphorus and Potassium in Nature. Novosibirsk, Nauka Publ., 190 p. (In Russian)
- Yudovich Ya.E. (1980) Experience of the genetic classification of nodules and concretion rocks: In order of discussion. *Litol. Polezn. Iskop.*, **4**, 110-123. (In Russian)
- Yudovich Ya.E. (1981) Regional Geochemistry of Sedimentary Strata. L.: Nauka Publ., 276 p. (In Russian)
- Yudovich Ya.E. (2009) Once again about anoxia and phosphogenesis. *Vestnik In-ta geologii Komi NTs UrO RAN*, **2**(170), 22-23. (In Russian)
- Yudovich Ya.E. (2018a) 11 genotypes of phosphogenesis in stratisphere. *Ural. Geol. Zhurn.*, **3**(123), 18-39. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Belyaev A.A., Ketris M.P. (1998) Geochemistry and ore genesis of black shales of the Paimkhoz. St.Petersburg, Nauka Publ., 366 p. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (1988) Geochemistry of Black Shales. Leningrad, Nauka Publ., 272 p. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (1994) Trace Elements in Black Shales. Ekaterinburg, UIF Nauka Publ., 304 p. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000) Fundamentals of Lithochemistry. St.Petersburg, Nauka Publ., 479 p. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2005) Toxic Trace Elements in Fossil Coals. Ekaterinburg, UrO RAN, 656 p. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2006) Valuable Trace Elements in Coal. Ekaterinburg, UrO RAN, 538 p. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2008) Mineral Indicators of Lithogenesis. Syktyvkar, Geoprint Publ., 564 p. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2010) Geochemical and Mineralogical Indicators of Volcanogenic Products in Sedimentary Strata. Ekaterinburg, UrO RAN, 412 p. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2011) Geochemical Indicators of Lithogenesis (Lithological Geochemistry). Syktyvkar, Geoprint Publ., 740 p. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2014) Geochemistry of Manganese. Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN, 540 p. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2016) How to designate a Carbonate-Bearing rock? (From the practice experience). *Vestn. In-ta geol. Komi NTs UrO RAN*, **3**(255), 33-36. DOI: 10.19110/2221-1381-2016-3-33-36 (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P., Nikulova N.Yu., Soin V.N. (2006) Sochi balls. *Vestn. In-ta geologii Komi NTs UrO RAN*, **3**(135), 7-14. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P., Rybina N.V. (2018a) Geochemistry of Titanium. Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN, 436 p. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P., Rybina N.V. (2018b) Phosphorites and glauconite: the cause of paragenesis. *Vestn. In-ta geologii Komi NTs UrO RAN*, **11**(287), 43-47. DOI: 10.19110/2221-1381-2018-11-43-47 (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P., Rybina N.V. (2019a) Lithochemistry of Phosphorites. *Ural. Geol. Zhurn.*, **3**, 1-86. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P., Rybina N.V. (2019b) Five Genetic Correlations of Phosphogenesis in the Sedimentary Shell. *Ural. Geol. Zhurn.*, **1**, 1-60. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P., Rybina N.V. (2020) Phosphorus in carbonate rocks. *Vestn. Geonauk*, **3**(303), 14-20. DOI: 10.19110/geov.2020.3.2 (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P., Tereshko V.V., Rybina N.V. (2016) Essays on Lithochemistry of the Timan-Urals Region. Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN, 236 p. (In Russian)
- Zanin Yu.N. (1975) Material Composition of Phosphate-bearing Weathering Crusts and Associated Phosphorite Deposits. Novosibirsk, Nauka Publ., 210 p. (In Russian)
- Zanin Yu.N., Ternovoi V.I. (1980) Geochemistry of phosphorus in the zone of weathering. *Geology of Apatite Deposits: Methods of Their Forecasting and Search*. Moscow, Nedra Publ., 24-26. (In Russian)

Литохимические особенности глинистых пород венда Шкаповско-Шиханской впадины: в поисках камуфлированной пирокластики

А. В. Маслов^{1,2}

¹Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: amas2004@mail.ru

²Институт геологии и минералогии Сибирского отделения РАН, 630090, г. Новосибирск, пр-т Акад. Коптюга, 3
Поступила в редакцию 26.07.2020 г., принята к печати 12.10.2020 г.

Объект исследований – глинистые породы венда Шкаповско-Шиханской впадины, расположенной на востоке Волго-Уральской области, и вулканические туфы, присутствующие среди отложений венда (сылвицкая и ашинская серии) западного склона Среднего и Южного Урала. *Материал и методы*. Материалом для исследований стали данные о содержании основных породообразующих оксидов всего примерно в 70 образцах глинистых пород и вулканических туфов. По этим данным выполнен расчет ряда индикаторных отношений (литохимических модулей), которые, как и содержания некоторых породообразующих оксидов, сопоставлены с аналогичными данными для вулканических туфов и известными в литературе пороговыми значениями, разделяющими “обычные осадочные породы” и породы, в которых предполагается присутствие камуфлированной пирокластики. *Результаты* исследований показали, что только по данным литохимии какой-либо определенный вывод относительно присутствия в составе глинистых пород старопетровской, салиховской и карлинской свит Шкаповско-Шиханской впадины камуфлированной пирокластики сделать невозможно. Скорее даже, что такой примеси в исследованной нами коллекции образцов практически нет или же количество ее невелико. *Выводы*. Для достоверного установления присутствия камуфлированной пирокластики среди отложений венда Шкаповско-Шиханской впадины исследования валового химического состава глинистых пород должны быть продолжены как на более представительных выборках, так и с использованием геохимических методов и подходов.

Ключевые слова: глинистые породы, венд, Шкаповско-Шиханская впадина, литохимия, камуфлированная пирокластика

Источник финансирования

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 19-17-00099)

Lithochemical features of Vendian clay rocks of the Shkapovo-Shikhan depression: In search of camouflage pyroclastics

Andrey V. Maslov^{1,2}

¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mail: amas2004@mail

²V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS, 3 Akad. Koptug av., Novosibirsk 630090, Russia
Received 26.07.2020, accepted 12.10.2020

Research subject. Vendian clay rocks of the Shkapovo-Shikhan depression, which is situated in the east of the Volga-Ural region, and volcanic tuffs present among the Vendian deposits (Sylvitsa and Asha groups) on the western slope of the Middle and South Urals. *Material and methods.* The research was conducted using data on the content of the main rock-forming oxides in about 70 samples of clay rocks and volcanic tuffs. On this basis, a number of indicator ratios (lithochemical modules) were calculated. These calculated values, as well as the contents of some rock-forming oxides, were compared with both the available data on volcanic tuffs and literature threshold values, which differentiate “ordinary sedimentary rocks” from those presumably comprising camouflage pyroclastics. *Results.* It is impossible to draw any definite conclusion regarding the presence of camouflage pyroclastics in the clay rocks of the Staropetrovo, Salikhovo and Karlin formations of the Shkapovo-Shikhan depression based exclusively on lithochemical studies. It seems that the investigated samples either contain no camouflage pyroclastics, or its amount is rather small. *Conclusions.* In order to reliably establish the presence of camouflage pyroclastics in the Vendian deposits of the Shkapovo-Shikhan depression, research in-

Для цитирования: Маслов А.В. (2021) Литохимические особенности глинистых пород венда Шкаповско-Шиханской впадины: в поисках камуфлированной пирокластики. *Литосфера*, 21(2), 158–171. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-158-171

For citation: Maslov A.V. (2021) Lithochemical features of Vendian clay rocks of the Shkapovo-Shikhan depression: In search of camouflage pyroclastics. *Litosfera*, 21(2), 158–171. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-158-171

to the bulk chemical composition of clay rocks should be continued both on a more representative sample collection and using geochemical methods.

Keywords: *clay rocks, Vendian, Shkapovo-Shikhan depression, lithochemistry, camouflage pyroclastics*

Funding information

The research was carried out with the financial support of the Russian Science Foundation (grant No. 19-17-00099)

Acknowledgements

The author is sincerely grateful to M.V. Isherskaya, whose assistance contributed to the author's acquaintance with many Vendian sections of the Shkapovo-Shikhan depression, as well as to N.S. Glushkova for preparing illustrations for this article.

ВВЕДЕНИЕ

Под “литохимическими особенностями” осадочных пород мы понимаем те, что определяются содержанием и соотношением основных породообразующих оксидов. Соответственно, “геохимические особенности” – это особенности, контролируемые или определяемые редкими и рассеянными элементами. Может быть, эта формулировка и не совсем корректна, но мы принимаем ее для краткости и удобства.

В настоящей публикации рассмотрены литохимические особенности глинистых пород старопетровской, салиховской и карлинской свит верхнего венда Шкаповско-Шиханской впадины (восток Восточно-Европейской платформы) и выполнено их сопоставление с аналогичными характеристиками вулканических пеплов, присутствующих в разрезах сыльвицкой и ашинской серий венда Среднего и Южного Урала (для Шкаповско-Шиханской впадины это – смежные с востока регионы). Обусловлено такое сравнение тем, что объем поднятого при бурении глубоких скважин на территории названной впадины kernового материала был весьма небольшим и прослой вулканических пеплов просто могли не попасть в интервалы долбления. Диагностика вулканогенной примеси в осадочных породах, в том числе и “камуфлированной” пирокластики, является, как хорошо известно, одной из наиболее актуальных задач литохимии (Юдович, Кетрис, 2000; и др.).

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕНДА ШКАПОВСКО-ШИХАНСКОЙ ВПАДИНЫ

На востоке Восточно-Европейской платформы в Волго-Уральской области вендские отложения выполняют Верхнекамскую и Шкаповско-Шиханскую впадины. В первой из них глубоким бурением вскрыты отложения как нижнего, так и верхнего венда, во второй присутствуют исключительно верхневендские образования, принадлежащие каировской и шкаповской сериям (Аксенов, 1998; Стратиграфическая схема..., 2000; Белоконов

и др., 2001; и др.). Верхневендские отложения центральной, северной и восточной частей Восточно-Европейской платформы часто рассматриваются как “туфогенно-терригенные” образования, что связано с довольно широким развитием в их разрезах как собственно туфовых прослоев и пачек, так и считающихся ассоциированными с ними красноватых интервалов (Лагутенкова, 1963; Аксенов, 1998; Гражданкин, 2003; Гражданкин и др., 2009; и др.).

На северо-западе, западе и юго-западе Шкаповско-Шиханская впадина ограничена Татарским, Коми-Пермяцким и Оренбургским сводами (Лозин, 1994; Белоконов и др., 2001), а на востоке – открывается в сторону Складчатого Урала. Максимальная мощность отложений венда во впадине достигает 1.8 км. Современная западная граница распространения верхневендских отложений, по представлениям Т.В. Белоконова с соавторами (2001), достаточно точно отражает бывшее положение береговой линии бассейна.

Каировская серия объединяет байкибашевскую и старопетровскую свиты, шкаповская – салиховскую и карлинскую. Глинистые породы распространены преимущественно в трех верхних свитах разреза, поэтому речь далее пойдет только о них.

Старопетровская свита сложена зеленоватосерыми и реже буровато-коричневыми глинистыми и алевроглинистыми породами¹, содержащими переменное количество песчаного материала. Для восточной части впадины характерно присутствие в разрезах свиты алевролитов с карбонатным цементом и маломощных прослоев алевролитистых известняков. Все описываемые образования накапливались, вероятно, на мелководье, подверженном влиянию сильных волнений (Лагутенкова, Чепикова, 1982). Мощность свиты варьирует от 85 до 320 м и увеличивается с запада на восток и с севера на юг.

¹ Часть из этих образований является, по представлениям Н.С. Лагутенковой (1963) и других исследователей, витрокластическими туфами.

Салиховская свита включает буровато- и красновато-коричневые, а также зеленовато-серые песчаники и алевролиты с подчиненными прослоями зеленовато-серых и темно-коричневых аргиллитов. Мощность свиты изменяется от 100 до 450 м. Формирование отложений салиховской свиты происходило, скорее всего, в обстановках прибрежных участков мелководного морского бассейна (Нефтегазные..., 1969; Лагутенкова, Чепикова, 1982).

Карлинская свита сложена преимущественно зеленовато-серыми, значительно реже темно-коричневыми аргиллитами, содержащими прослои и пакеты светлоокрашенных алевролитов, редко – песчаников. Мощность свиты варьирует от 0 до 600 м (малые мощности или отсутствие отложений связаны с предпалеозойским размывом). Рассматриваемые образования формировались, по всей видимости, в основном в мелководно-морских обстановках (Лагутенкова, Чепикова, 1982).

Предполагается, что источником терригенного материала во время формирования отложений каировской серии являлся Волго-Камский массив. Определенную роль играли также локальные поднятия внутри бассейна, поставлявшие рециклированный осадочный материал (Нефтегазные..., 1969; и др.). В шкаповское время источник питания существовал также и на востоке, где размывались преимущественно метаморфические и осадочные породы различных горизонтов рифея, нижнего и низов верхнего венда. По данным (Нефтегазные..., 1969), на Волго-Камском массиве в каировское время размывались в основном породы архея и в меньшей степени нижнего протерозоя. Присутствие в разрезах венда Шкаповско-Шиханской впадины полимиктовых песчаников с обломками эффузивных пород позволяет предполагать, что в размыв были вовлечены и вулканиты раннего венда (Маслов и др., 2006б; см. также ссылки в этой работе).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для литохимических исследований нами использованы данные о валовом химическом составе глинистых пород (коллекция М.В. Ишерской, всего 57 образцов) старопетровской, салиховской и карлинской свит, вскрытых глубокими скважинами Кипчак-1, Ахмерово-6 и Северокушкуль-1 (рис. 1). Определение содержания основных петрогенных оксидов в них выполнено рентгенфлуоресцентным методом на СРМ-18 в ИГГ УрО РАН (табл. 1).

Кроме того, привлечены данные о валовом химическом составе вулканических туфов (преимущественно пелитовых, всего 16 образцов) из разрезов венда западного склона Среднего и Южного Урала (сылвицкая и ашинская серии), полученные там же тем же методом (табл. 2).

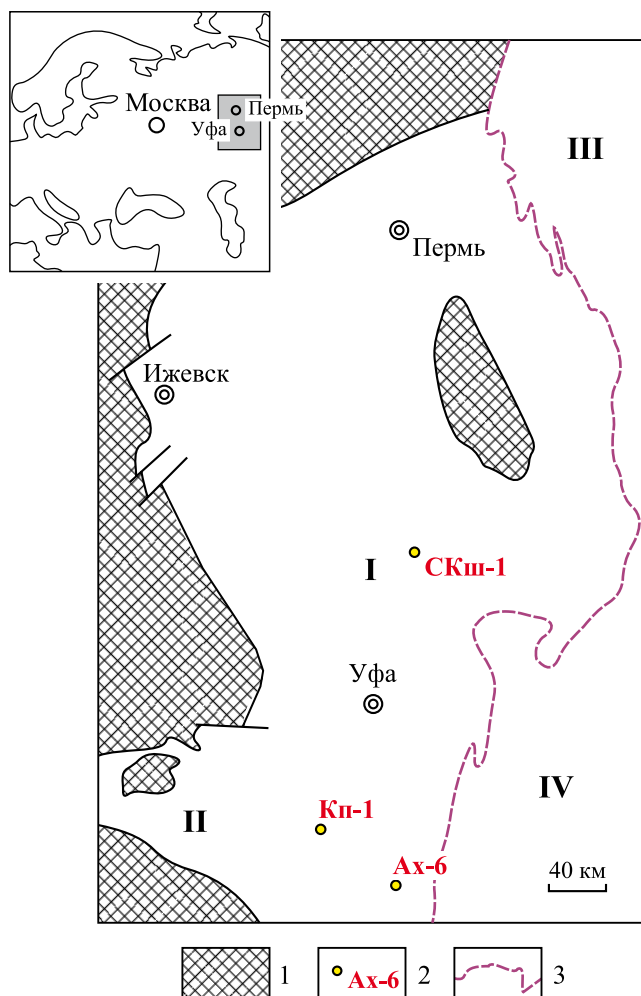


Рис. 1. Положение глубоких скважин, по (Белоконь и др., 2001), из которых отобраны образцы глинистых пород венда.

1 – зона отсутствия отложений нижнего рифея; 2 – глубокие скважины (СКШ-1 – Северокушкуль-1, Кп-1 – Кипчак-1, Ах-6 – Ахмерово-6); 3 – западная граница складчатого Урала. I – Камско-Бельский авлакоген; II – Серноводско-Абдулинский авлакоген; III – западный склон Среднего Урала; IV – западный склон Южного Урала. Серым контуром на карте-врезке показана исследованная территория.

Fig. 1. The position of deep wells, according to (Belokon' et al., 2001), from which samples of Vendian clayey rocks were taken.

1 – zone of Lower Riphean deposits absence; 2 – deep wells (СКШ-1 – Severokushkul-1; Кп-1 – Kipchak-1; Ах-6 – Akhmerovo-6); 3 – western border of the folded Urals. I – Kama-Belsk aulacogen; II – Sernovodsko-Abdulinsky aulacogen; III – western slope of the Middle Urals; IV – western slope of the South Urals. The gray outline on the inset map shows the investigated area.

Таблица 1. Содержание основных породообразующих оксидов в глинистых породах старопетровской, салиховской и карлинской свит Шкаповско-Шиханской впадины, мас. %

Table 1. The content of the main rock-forming oxides in clay rocks of the Staropetrovo, Salikhov and Karlin formations of the Shkapovo-Shikhanskaya depression, wt %

Образец	Компоненты											Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.л.	
Старопетровская свита												
ИШ-10	53.34	1.00	18.91	9.01	0.13	3.27	0.38	5.01	2.20	0.21	5.66	99.11
ИШ-11	51.67	1.02	18.55	8.29	0.07	4.89	0.50	5.63	1.85	0.16	6.02	98.67
ИШ-12	52.47	0.87	20.10	9.91	0.06	2.89	0.72	2.96	2.00	0.19	7.40	99.57
ИШ-13	62.32	0.76	14.49	7.26	0.14	2.90	1.64	3.36	1.95	0.24	5.06	100.12
ИШ-14	60.66	0.75	16.64	8.21	0.12	2.84	0.30	4.06	1.85	0.12	4.98	100.52
ИШ-15	54.29	0.74	19.50	8.12	0.06	2.78	0.37	4.59	1.50	0.16	6.69	98.80
ИШ-16	59.72	0.71	17.32	6.32	0.05	2.98	0.69	4.68	1.20	0.09	6.04	99.81
ИШ-17	56.96	0.75	17.91	7.25	0.05	3.27	0.55	5.41	1.10	0.10	6.29	99.65
ИМ-6	59.19	0.72	16.20	8.58	0.07	2.79	1.36	2.97	2.80	0.18	3.59	98.47
ИМ-9	63.52	0.69	13.95	6.35	0.11	2.66	2.87	2.10	2.20	0.14	4.21	98.79
ИМ-10	58.49	0.86	17.29	7.94	0.07	2.83	0.61	3.09	2.15	0.12	5.19	98.63
ИМ-28	59.32	0.76	16.96	7.69	0.10	2.72	0.46	3.96	2.15	0.12	4.78	99.02
ИМ-29	58.79	0.78	16.77	8.14	0.07	2.77	0.48	3.68	2.31	0.12	5.11	99.02
ИМ-30	59.15	0.76	17.22	8.06	0.10	2.71	0.37	4.11	2.31	0.11	4.79	99.70
ИМ-31	53.58	0.68	18.45	9.22	0.28	2.67	1.13	4.34	1.72	0.47	7.87	100.42
ИМ-42	62.74	0.68	13.36	7.50	0.07	2.64	0.97	2.40	2.83	0.15	7.18	100.53
ИМ-43	60.69	0.81	15.99	7.44	0.07	2.58	1.01	3.43	2.46	0.31	4.49	99.30
Среднее	58.05	0.78	17.04	7.96	0.10	2.95	0.85	3.87	2.03	0.18	5.61	99.42
СО	3.72	0.10	1.87	0.93	0.06	0.54	0.65	1.01	0.48	0.10	1.19	0.69
Минимум	51.67	0.68	13.36	6.32	0.05	2.58	0.30	2.10	1.10	0.09	3.59	98.47
Максимум	63.52	1.02	20.10	9.91	0.28	4.89	2.87	5.63	2.83	0.47	7.87	100.53
Салиховская свита												
ИШ-7	58.10	0.72	16.51	6.41	0.11	3.02	2.25	4.82	2.50	1.37	4.79	100.60
ИШ-8	59.59	0.84	15.01	8.87	0.11	3.30	0.48	3.77	2.90	0.30	3.86	99.04
ИШ-9	49.41	1.26	18.54	10.65	0.20	4.42	1.16	6.04	1.85	0.35	5.28	99.15
ИМ-40	65.90	0.83	14.18	6.55	0.11	2.53	0.46	2.92	2.83	0.16	2.83	99.31
ИМ-41	58.35	0.82	15.80	7.87	0.07	3.01	1.70	3.48	2.31	0.89	4.85	99.15
ИМ-44	59.35	0.78	15.43	8.88	0.11	3.10	0.34	4.21	2.71	0.14	3.39	98.45
ИМ-45	58.20	0.92	17.72	7.31	0.11	3.01	0.53	3.90	2.96	0.11	3.81	98.59
ИМ-46	60.76	0.77	15.67	7.82	0.12	2.86	0.29	3.93	3.08	0.11	3.14	98.55
ИМ-23	65.82	0.67	14.46	5.99	0.08	2.34	0.53	3.84	2.40	0.12	3.22	99.47
ИМ-24	56.94	1.06	17.87	7.21	0.11	2.82	0.49	5.00	2.71	0.19	4.19	98.58
ИМ-25	62.80	0.69	15.42	6.81	0.12	2.70	0.56	3.62	2.71	0.13	3.07	98.64
ИМ-26	57.10	0.73	16.71	6.29	0.11	2.78	2.18	4.81	2.71	1.22	4.35	99.00
ИМ-27	59.31	0.75	16.42	7.68	0.11	2.57	0.99	3.57	2.46	0.15	4.87	98.88
ИМ-1	63.13	0.93	15.35	7.32	0.09	2.22	0.21	3.88	2.50	0.10	2.77	98.50
ИМ-2	64.32	0.69	15.99	5.65	0.08	2.02	0.19	4.66	2.80	0.09	3.09	99.58

Таблица 1. Окончание
Table 1. Ending

Образец	Компоненты											Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	
ИМ-3	61.66	0.85	15.07	7.83	0.12	2.98	0.34	3.67	2.80	0.17	2.92	98.39
ИМ-4	61.18	0.95	16.36	6.42	0.12	2.70	0.29	4.76	2.80	0.13	3.26	98.97
ИМ-5	64.12	0.85	14.70	6.91	0.11	2.36	0.35	3.93	2.80	0.19	2.70	99.02
ИМ-20	60.79	0.81	15.55	7.81	0.13	3.33	0.86	3.93	2.40	0.26	3.39	99.28
ИМ-21	63.72	0.68	14.75	6.85	0.12	2.88	0.80	3.36	2.80	0.16	2.57	98.69
Среднее	60.53	0.83	15.88	7.36	0.11	2.85	0.75	4.10	2.65	0.32	3.62	98.99
СО	3.81	0.14	1.17	1.16	0.03	0.51	0.62	0.72	0.28	0.38	0.83	0.51
Минимум	49.41	0.67	14.18	5.65	0.07	2.02	0.19	2.92	1.85	0.09	2.57	98.39
Максимум	65.90	1.26	18.54	10.65	0.20	4.42	2.25	6.04	3.08	1.37	5.28	100.60
Карлинская свита												
ИШ-1	61.23	0.63	13.29	6.64	0.66	2.19	3.44	3.53	1.85	0.15	6.39	99.99
ИШ-4	64.30	0.75	14.77	6.46	0.08	2.62	0.74	3.09	1.80	0.14	5.01	99.75
ИШ-5	59.57	0.90	16.19	7.72	0.10	3.22	0.26	4.28	1.60	0.12	6.80	100.76
ИШ-6	64.47	0.70	15.10	6.70	0.09	2.29	0.46	3.70	2.30	0.12	3.68	99.61
ИМ-7	65.40	0.66	13.94	5.39	0.06	2.35	0.59	3.20	1.95	0.10	5.26	98.89
ИМ-8	65.65	0.56	13.75	5.64	0.11	2.58	0.44	3.28	2.20	0.12	4.04	98.35
ИМ-12	61.03	0.80	16.00	8.00	0.17	2.38	0.56	4.22	1.80	0.19	5.19	100.34
ИМ-13	61.73	0.82	15.75	6.60	0.06	2.80	0.31	3.49	1.70	0.08	5.40	98.75
ИМ-14	67.21	0.57	12.07	5.32	0.12	2.04	2.88	2.38	1.80	0.10	4.32	98.80
ИМ-15	67.63	0.70	13.67	6.03	0.06	2.41	0.31	2.65	1.75	0.08	4.77	100.05
ИМ-16	62.70	0.79	15.29	6.54	0.07	2.80	0.29	3.33	1.80	0.09	5.26	98.94
ИМ-17	59.58	0.75	17.01	6.72	0.12	2.62	0.81	5.51	2.15	0.11	3.51	98.90
ИМ-18	63.55	0.79	15.13	6.41	0.06	2.72	0.23	3.05	1.90	0.10	5.28	99.22
ИМ-19	65.47	0.68	15.28	5.62	0.10	2.17	0.79	3.78	2.30	0.13	3.06	99.37
ИМ-33	65.31	0.74	15.09	5.75	0.05	2.48	0.40	3.43	2.15	0.11	3.92	99.42
ИМ-34	54.54	0.43	10.02	3.58	0.40	2.06	13.09	2.30	1.85	0.42	12.04	100.73
ИМ-35	66.00	0.74	13.77	5.75	0.06	2.35	0.66	2.92	2.45	0.11	4.42	99.24
ИМ-36	64.56	0.78	15.05	6.24	0.06	2.69	0.36	3.41	2.15	0.09	4.39	99.78
ИМ-37	64.65	0.73	15.25	6.10	0.06	2.53	0.47	3.43	2.15	0.10	4.82	100.29
ИМ-38	64.43	0.87	14.71	6.42	0.08	2.26	0.55	3.57	2.71	0.12	3.21	98.94
Среднее	63.45	0.72	14.56	6.18	0.13	2.48	1.38	3.43	2.02	0.13	5.04	99.51
СО	3.11	0.11	1.55	0.92	0.15	0.29	2.88	0.71	0.28	0.07	1.91	0.69
Минимум	54.54	0.43	10.02	3.58	0.05	2.04	0.23	2.30	1.60	0.08	3.06	98.35
Максимум	67.63	0.90	17.01	8.00	0.66	3.22	13.09	5.51	2.71	0.42	12.04	100.76

Примечание. Здесь и в табл. 2: СО – стандартное отклонение. Fe₂O₃* – суммарное железо.

Note. Here and in Table 2: CO – standard deviation. Fe₂O₃* – total iron.

Таблица 2. Содержание основных породообразующих оксидов в вулканических пеплах, присутствующих среди отложений сылвицкой и ашинской серий, мас. %

Table 2. The content of the main rock-forming oxides in volcanic ashes present among the rocks of the Sylvitsa and Asha groups, wt %

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅
13-10-01	55.54	0.416	21.04	4.01	4.00	0.63	6.48	0.40	0.09
Sp-1	56.54	2.56	22.14	3.89	1.60	0.70	3.40	4.40	0.11
Sp-2	56.71	1.98	22.10	3.97	1.91	0.80	3.77	4.90	0.11
03-Us-30	61.57	0.93	14.86	8.60	3.02	0.37	3.27	2.10	0.09
03-Us-31	59.49	2.39	18.42	3.57	1.75	0.58	2.58	6.30	0.11
03-Us-34	61.52	0.81	14.90	7.22	2.82	1.13	3.17	2.10	0.15
03-Us-35	61.73	0.83	15.50	7.21	2.80	0.96	3.37	2.10	0.14
Pr-1	53.36	1.81	14.40	12.81	1.18	1.12	1.17	4.90	0.79
03-Us-27	54.50	1.80	23.60	3.46	1.79	0.72	4.98	3.90	0.12
03-Us-25	54.27	1.86	24.14	3.39	1.87	1.21	4.78	3.70	0.13
Ck-1	53.54	0.99	23.11	5.21	2.44	0.54	6.86	1.20	0.11
Mz-18-3	62.07	1.15	14.58	7.04	1.87	1.50	1.91	4.60	0.15
Ck-2	54.25	1.78	23.78	3.72	1.80	0.79	5.02	3.90	0.13
Ck-3	54.73	1.81	23.18	3.61	1.67	0.73	4.57	4.70	0.15
02Syl-11	56.90	0.75	15.39	7.30	2.88	3.76	4.07	2.55	0.37
Mz-16-6	62.03	0.71	14.27	6.02	2.11	2.97	3.47	2.00	0.16
Среднее	57.55	1.48	18.96	5.80	2.10	1.19	3.76	3.56	0.19
СО	3.47	0.62	4.20	2.64	0.55	0.94	1.39	1.46	0.18
Минимум	53.36	0.71	14.27	3.39	1.18	0.37	1.17	1.20	0.09
Максимум	62.07	2.56	24.14	12.81	3.02	3.76	6.86	6.30	0.79

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД И ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТУФОВ

По данным рентгеноструктурных исследований (дифрактометр ДРОН-3, Су_{ка} (Маслов и др., 2006б)), глинистые породы венда Шкаповско-Шиханской впадины содержат примесь зерен кварца, плагиоклаза и микроклина. В некоторых образцах из салиховской и карлинской свит присутствует рутил. Глинистые минералы представлены преимущественно иллитом (смесь модификаций 2M₁ и 1M), а также смешаннослойным минералом типа иллит-сметтит, железисто-магнезиальным хлоритом и каолинитом.

Присутствие в составе аргиллитов каолинита и смешаннослойного минерала типа иллит-сметтит не противоречит предположениям о формировании верхневендских отложений Шкаповско-Шиханской впадины в зоне прибрежного морского мелководья, куда из кор выветривания поступал незначительно измененный в морской воде каолинит.

Вулканические туфы, присутствующие в разрезах верхнего венда западного склона Среднего и Южного Урала, сложены фрагментами вулканических пород и стекла (размер обломков 0.02–0.20 мм), а также плагиоклазов (Маслов и др., 2006а). Они имеют угловатую или угловато-округленную форму. Обломки вулканических пород характеризуются микролитовой и интерсертальной структурой, иногда в них наблюдаются

многочисленные мелкие поры. Кристаллы плагиоклаза имеют угловатые или идиоморфные очертания. Некоторые из них целиком замещены тонкочешуйчатым серицитом, хлоритом, пренитом и, возможно, монтмориллонитом, но есть и почти свежие разности. Обломки стекла имеют угловатые или округлые очертания и часто также обнаруживают мелкопористое строение. Стекло часто замещено глинистыми или рудными минералами. В туфах встречаются округлые зерна хлорита с агрегатной структурой и редкие зерна обломочного кварца. Все указанные обломочные компоненты в различной степени замещены глинистыми минералами, возможно, с существенной долей сметтита.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И ЕГО ОБСУЖДЕНИЕ

На модульной диаграмме (K₂O + Na₂O)/Al₂O₃–(Fe₂O₃* + MgO)/SiO₂ (диаграмма НКМ–ФМ² (Юдович, Кетрис, 2000)) подавляющая часть фигуративных точек всех имеющихся в нашем распоряжении

² Здесь и далее: НКМ – модуль нормированной щелочности (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃, ФМ – фемический модуль (Fe₂O₃* + MgO)/SiO₂, ТМ – титановый модуль TiO₂/Al₂O₃, ЖМ – железный модуль (Fe₂O₃* + MnO)/(Al₂O₃ + TiO₂), ГМ – гидролизатный модуль (Al₂O₃ + TiO₂ + Fe₂O₃* + MnO)/SiO₂, ЩМ – щелочной модуль Na₂O/K₂O, НМ – натриевый модуль Na₂O/Al₂O₃, КМ – калиевый модуль K₂O/Al₂O₃, АМ – алюмокремниевый модуль Al₂O₃/SiO₂ (Юдович, Кетрис, 2000).

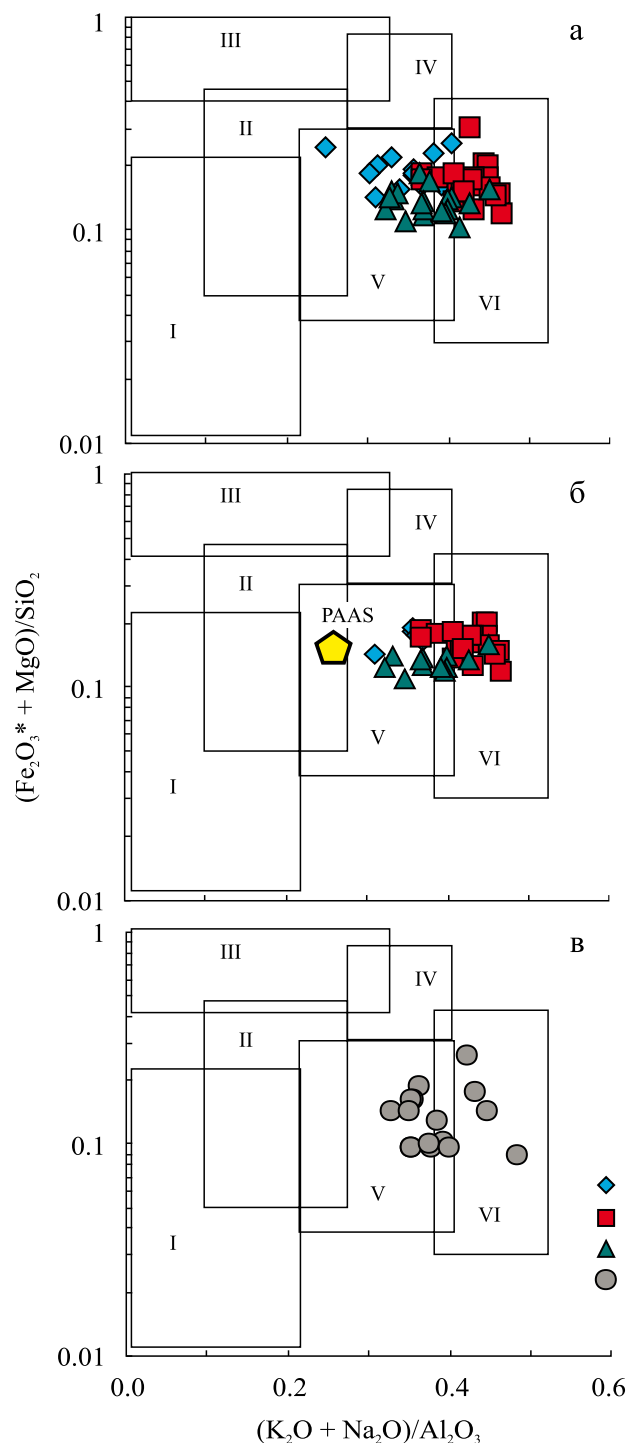


Рис. 2. Положение на диаграмме $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3 - (Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$ всех фигуративных точек состава глинистых пород старопетровской, салиховской и карлинской свит (а); точек глинистых пород с п.п.п. < 5 мас. % (б); вулканических пеплов (в).

1–3 – свиты: 1 – старопетровская, 2 – салиховская, 3 – карлинская; 4 – точки состава вулканических пеплов. Поля состава глинистых пород: I – преимущественно каолинитовые, II – преимущественно смектитовые с примесью каолинита и иллита, III – преимущественно

но хлоритовые с примесью Fe-иллита, IV – хлорит-иллитовые, V – хлорит-смектит-иллитовые, VI – иллитовые со значительной примесью дисперсных полевых шпатов.

Fig. 2. Position on the diagram $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3 - (Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$ of all data points of the clay rocks of the Staropetrovo, Salikhovo and Karlin formations (a), points of clay rocks with loss of ignition < 5 wt % (б) and volcanic ash (в).

1–3 – formations: 1 – Staropetrovo, 2 – Salikhovo, 3 – Karlin; 4 – data points of the volcanic ash.

Fields of the clay rock compositions: I – mostly kaolinite, II – mainly smectite with an admixture of kaolinite and hydromica, III – mainly chlorite with an admixture of Fe-hydromica, IV – chlorite-hydromica, V – chlorite-smectite-hydromica, VI – hydromica with a significant admixture of dispersed feldspars.

образцов глинистых пород старопетровской, салиховской и карлинской свит (здесь и везде далее по тексту этой работы мы не делаем между ними разграничения на красно- и зеленоцветные разности) локализована в полях V (стандартная трехкомпонентная система хлорит+смектит+иллит) и VI (глинистые породы преимущественно иллитового состава, имеющие значительную примесь тонкозернистых обломков полевых шпатов) (рис. 2а). Если исключить из данной выборки образцы с величиной потерь при прокаливании (п.п.п.) более 5 мас. %, то и в таком случае (рис. 2б) основная часть фигуративных точек будет сосредоточена в областях V и VI (это можно трактовать и как отсутствие необходимости использовать далее только анализы с п.п.п. < 5 мас. %). В этих же областях расположены и точки вулканических туфов (рис. 2в). Референтная точка среднего постархейского глинистого сланца (PAAS (Taylor, McLennan, 1985)) занимает на диаграмме $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3 - (Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$ несколько иное, чем точки глинистых пород и вулканических туфов, положение – она расположена в зоне перекрытия областей II (преимущественно смектитовые глины с примесью каолинита и иллита) и V.

При литохимических исследованиях всех достаточно древних осадочных последовательностей актуален вопрос о влиянии на состав глинистых пород процессов калиевого метасоматоза (Cox, Lowe, 1995; Cox et al., 1995; Bolnar et al., 2005; и др.). Был ли он проявлен в тех или иных разрезах и структурах, определяются разными методами и подходами, среди которых одним из наиболее информативных является анализ распределения фигуративных точек состава глинистых пород на диаграмме $K_2O/Na_2O - SiO_2/Al_2O_3$ (Bolnar et al., 2005). Те образцы, фигуративные точки которых на данном графике расположены в области значений $K_2O/Na_2O > 20$, считаются затронутыми калиевым метасоматозом. При весьма высоких ($\geq 7-8$) величинах SiO_2/Al_2O_3

предполагается, что породы подверглись и процессам окремнения. В нашем случае точки состава глинистых пород старопетровской, салиховской и карлинской свит Шкаповско-Шиханской впадины расположены не в области критических величин обоих отношений (рис. 3), и, следовательно, все рассматриваемые нами далее данные можно считать практически не измененными вторичными процессами.

Анализ соотношений в глинистых породах всех трех свит модулей ТМ, ЖМ, НКМ и ГМ показал, что между ТМ и ЖМ имеет место слабая или умеренная положительная корреляция (для аргиллитов старопетровской свиты $r = 0.26$, для глинистых пород салиховской свиты $r = 0.45$, для аргиллитов карлинской свиты $r = 0.23$), тогда как корреляция между НКМ и ГМ в глинистых породах старопетровской и салиховской свит слабая отрицательная ($r = -0.29$ и -0.13), а для аргиллитов карлинской свиты – довольно слабая положительная ($r = 0.06$) (рис. 4). С учетом представлений, приведенных в работе (Юдович, Кетрис, 2000), это позволяет сделать вывод о том, что глинистые породы старопетровской и салиховской свит являются петрогенными, т. е. прошли при своем формировании только один цикл *выветривание* → *перенос* → *седиментация* → *диагенез* → *катагенез*, и их литогеохимические особенности могут быть достаточно корректно использованы для различных реконструкций. Породы же карлинской свиты, по всей видимости, являются литогенными, т. е. подверглись

более одному переносу и переотложению, или содержат существенную долю такого материала.

Для выборки вулканических пеплов свойственна чрезвычайно слабая положительная корреляция между модулями ТМ и ЖМ ($r = 0.02$) и слабая отрицательная корреляция между модулями НКМ и ГМ ($r = -0.19$). С сугубо формальных позиций это предполагает, что выборка состоит из петрогенных пород, что и следует ожидать в случае пеплов. Однако, учитывая практическое отсутствие выраженной корреляции между модулями ТМ и ЖМ, есть основания думать, что в составе прослоев вулканических туфов есть та или иная доля литогенного/переотложенного материала, не связанного непосредственно с вулканическими извержениями.

По сравнению с РААС глинистые породы старопетровской свиты в среднем несколько обеднены оксидами титана, алюминия и кальция (соответственно 0.75 ± 0.04 , 0.86 ± 0.06 и 0.82 ± 0.75). Среднее содержание оксидов кремния, железа, калия и фосфора в них близки свойственным для РААС, а среднее содержание оксида магния несколько выше (1.24 ± 0.04) (рис. 5а). Аргиллиты и алевроаргиллиты салиховской свиты имеют сопоставимые с РААС средние концентрации оксидов кремния, железа, калия и фосфора. Напротив, средние концентрации в них оксидов титана, алюминия и кальция несколько ниже, а оксидов магния и натрия – умеренно или заметно выше, чем в РААС (соответственно 1.26 ± 0.16 и 2.24 ± 0.17) (рис. 5б). Глинистые породы карлинской свиты имеют среднее содержание оксидов кремния, железа, магния и калия, сопоставимое в той или иной мере с РААС, в то же время средние концентрации оксидов титана и алюминия, а также кальция и фосфора в них ниже, чем в РААС, а оксида натрия – выше (1.80 ± 0.23) (рис. 5в). Если смотреть на облик нормированных по среднему постархейскому австралийскому сланцу кривых индивидуальных образцов глинистых пород всех трех свит, то можно видеть, что наиболее характерными их чертами являются некоторое (а часто и довольно заметное) обеднение оксидом кальция и повышенные против РААС концентрации оксида натрия. Вулканические пеплы, присутствующие в разрезах венда западного склона Среднего и Южного Урала, напротив, характеризуются заметными вариациями содержания оксидов титана, железа, магния и кальция, а также калия и натрия. При этом типичной для глинистых пород трех свит венда Шкаповско-Шиханской впадины формы нормированных по РААС кривых (обеднение оксидов кальция и обогащение оксидом натрия) для выборки образцов вулканических пеплов мы не видим (рис. 5г).

Распознавание вулканогенной примеси в осадочных породах с той или иной долей “успеха” возможно на основе использования разнообразных приемов и подходов, дополняющих возможно-

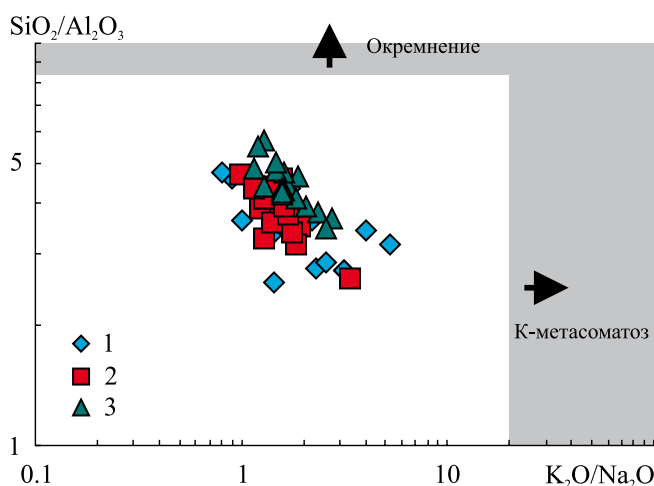


Рис. 3. Положение точек состава глинистых пород старопетровской, салиховской и карлинской свит на диаграмме $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$.

Условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 3. Position of data points of the clayey rocks of the Staropetrovo, Salikhovo and Karlin formations on the $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ diagram.

Legend – see Fig. 2.

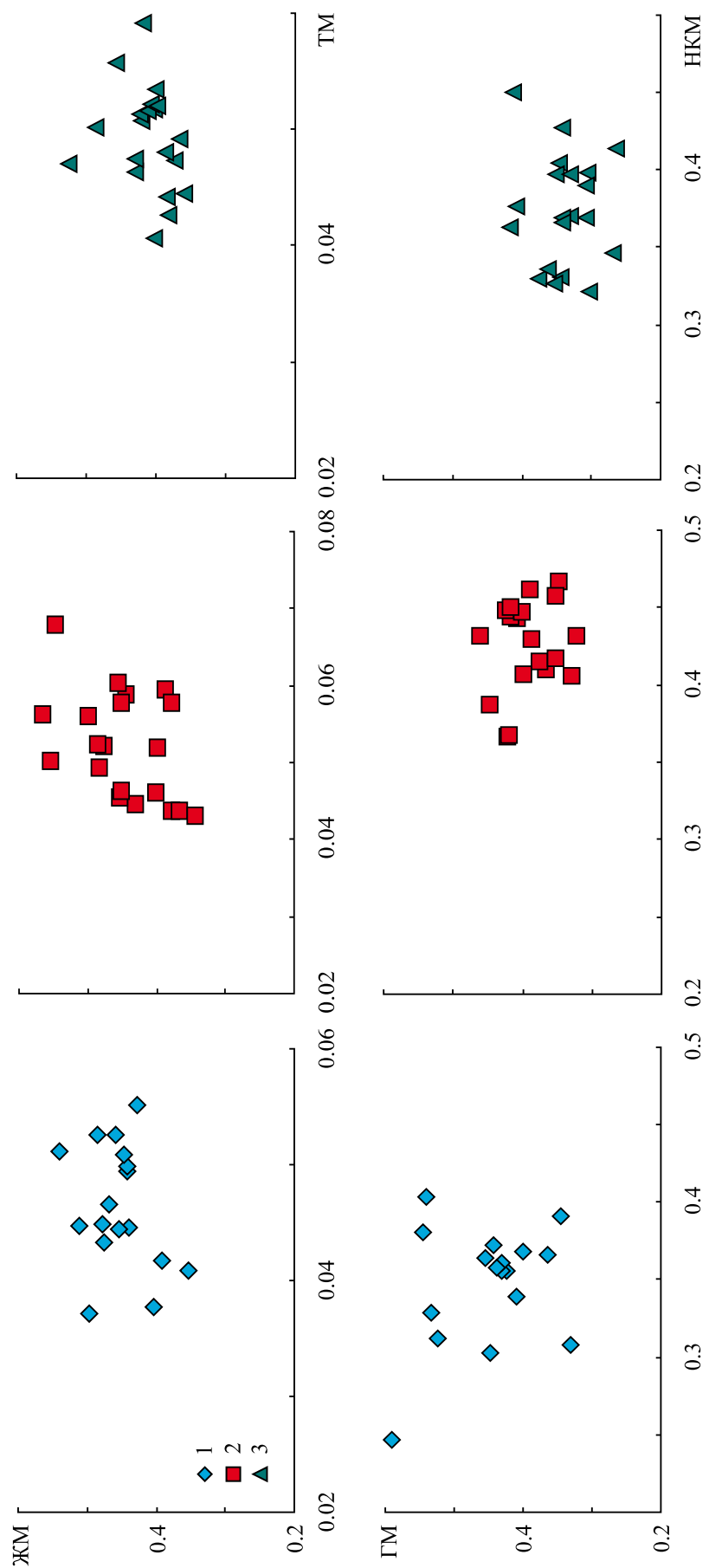


Рис. 4. Корреляция величин модулей ТМ и ЖМ и НКМ и ЖМ в глинистых породах старопетровской, салиховской и карлинской свит.
Условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 4. Correlation of TM and ЖМ and НКМ and ЖМ moduli values in clay rocks of the Staropetrovsko, Salikhovo and Karlin formations.
Legend – see Fig. 2.

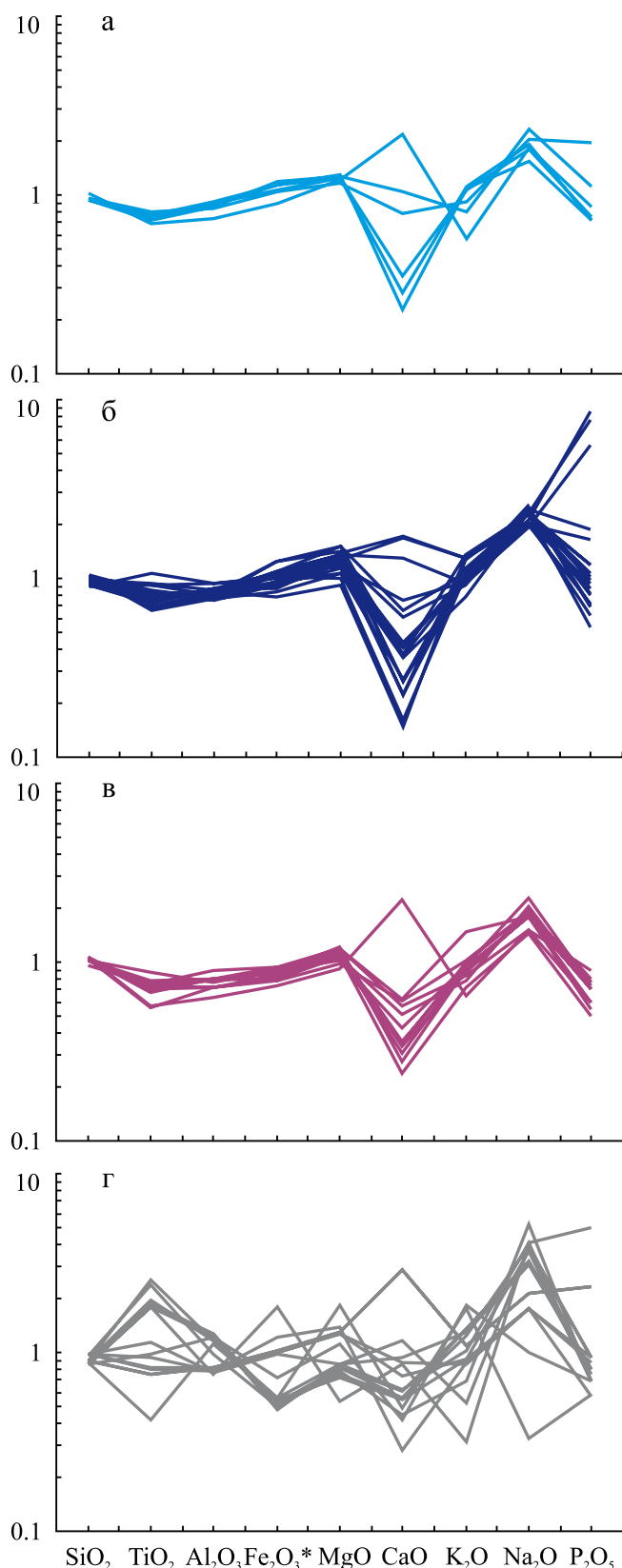


Рис. 5. Вариации нормированного по PAAS содержания ряда основных породообразующих оксидов в глинистых породах старопетровской (а), салиховской (б) и карлинской (в) свит венда Шка-

повско-Шиханской впадины, а также вулканических пеплах, присутствующих среди отложений сylvitsкой и ашинской серий Среднего и Южного Урала (г).

Fig. 5. Variations by the PAAS-normalized contents of the main rock-forming oxides in clayey rocks of the Staropetrovo (a), Salikhovo (б) and Karlin (в) formations of the Shkapovo-Shikhan depression, as well as volcanic ashes present among the sediments of the Sylvitsa and Asha groups of the Middle and Southern Ural (г).

сти традиционного петрографического метода. Например, предполагается, что на присутствие вулканогенной примеси в тонкозернистых/глинистых породах могут указывать повышенные магнезиальность ($MgO > 3 \text{ мас. \%}$) и щелочность ($(Na_2O + K_2O) > 8 \text{ мас. \%}$), положительная корреляция между модулями ФМ и ТМ, ЖМ и ТМ и отрицательная между модулями НКМ и ФМ. Высокие значения MgO/CaO , ЦМ, ТМ и ЖМ и ряд других показателей также дают основание думать, что в составе тех или “внешне обычных осадочных пород” присутствуют вулканогенные компоненты (Юдович, Кетрис, 2000, 2015; Диагностика..., 2012).

В то же время выбор приемлемых для диагностики вулканогенных продуктов в осадочных породах генетических модулей и модульных диаграмм является делом преимущественно эмпирическим. Так, считается, что присутствие в породах эксгальвативных компонентов и полевошпатовой пирокластики можно установить с помощью графика $(НМ + КМ) - ЖМ$, а пирокластика основного состава, имеющая повышенное содержание TiO_2 , приводит к заметному росту значений ТМ и ЖМ, увеличивается также и содержание MnO (Юдович и др., 2018).

Участие в составе осадочных пород кислой пирокластики может сопровождаться понижением величин ТМ на фоне минимального содержания TiO_2 и максимального – щелочей. Осадочные породы с примесью пирокластики характеризуются положительной корреляцией TiO_2 с $Fe_2O_3^*$ и ФМ, а также с $(Na_2O + K_2O)$ или K_2O (Юдович и др., 2018). Для туффоидов (пород с примесью вулканогенного материала, придающей их химическому составу некоторую аномальность (Юдович, Кетрис, 2000)) свойственна положительная корреляция между ТМ и ЖМ. При положительной корреляции между ЖМ и ТМ, а также значениях $Na_2O/K_2O > 1$ в осадочных породах можно предполагать присутствие пирокластики основного или основного-среднего состава.

Установлено также, что значения $KM \geq 0.31$, $(KM + HM) > 0.40$ и $AM > 0.27$ могут указывать на присутствие в тонкозернистых обломочных породах калиевого полевого шпата/кислой пироклаستي-

ки. В работе (Юдович и др., 1986) отмечено, что содержание в глинистых породах $\text{Na}_2\text{O} > 3$ мас. % указывает на наличие в них существенной доли кислых плагиоклазов. Значимая положительная корреляция в глинистых породах между K_2O и TiO_2 , а также K_2O и MgO , возможно, указывает на присутствие в них щелочно-базальтовой пирокластики. К сожалению, формат данной работы не позволяет дать полный обзор используемых для диагностики вулканогенной примеси в осадочных породах литохимических приемов и подходов. Более полную информацию читатель может найти в публикациях (Юдович, Кетрис, 1988, 2015; Диагностика..., 2012; Юдович и др., 2018; и др.).

Мы попытались использовать для анализа литохимических особенностей глинистых пород старопетровской, салиховской и карлинской свит большинство перечисленных выше подходов, применив их одновременно и к имеющейся у нас коллекции вулканических пеплов. И вот что получилось.

Известно, что в таком референтном объекте, как PAAS, величина титанового модуля равна 0.053. В глинистых породах старопетровской свиты этот параметр составляет 0.046 ± 0.005 , в аргиллитах и алевроаргиллитах салиховского уровня – 0.052 ± 0.007 , а в аналогичных по гранулометрическому составу образованиях карлинской свиты – 0.049 ± 0.004 . Максимальные величины ТМ для индивидуальных образцов перечисленных свит равны соответственно 0.055, 0.068 и 0.059. Следовательно, свойственные глинистым породам венда Шкаповско-Шиханской впадины значения ТМ нельзя считать аномальными (рис. 6). Напротив, для выборки вулканических туфов среднее значение ТМ составляет 0.074 ± 0.030 , это существенно выше, чем то, что мы видим в PAAS.

Среднее содержание оксида магния в глинистых породах всех трех рассматриваемых нами свит также в разной степени меньше, чем граничная величина (3.0 мас. %), отделяющая, по представлениям Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис, породы “обычные” и породы с пирокластической примесью. Максимальные величины MgO , действительно, выше указанного порогового значения, но это можно считать следствием определенных флуктуаций, не играющих системной роли. Более того, в выборке вулканических туфов этот параметр составляет 2.22 ± 0.72 мас. %.

Средние значения ЖМ для глинистых пород всех трех свит также “далеки” от аномальных (старопетровская свита – 0.45 ± 0.04 , салиховская – 0.45 ± 0.06 , карлинская – 0.41 ± 0.04) (см. рис. 6). Выборка вулканических туфов, присутствующих в разрезах сывлицкой и ашинской серий, характеризуется средним значением ЖМ, равным 0.32 ± 0.20 . Максимальная величина данного параметра достигает здесь 0.79.

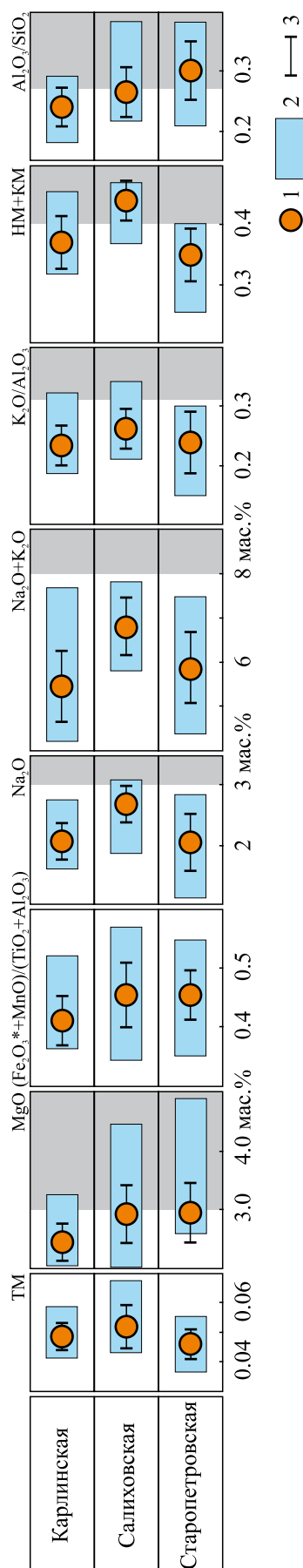


Рис. 6. Вариации средних, минимальных и максимальных содержаний ряда породообразующих оксидов и их индикаторных соотношений в глинистых породах старопетровской, салиховской и карлинской свит.

Серым фоном показаны интервалы аномальных значений. 1 – среднее значение, 2 – интервал между минимальным и максимальным значениями, 3 – стандартное отклонение.

Fig. 6. Variations in the average, minimum and maximum contents of the main rock-forming oxides and their indicator ratios in clayey rocks of the Staropetrovo, Salikhovo and Karlin formations.

The intervals of anomalous values are shown in gray. 1 – average value, 2 – interval between minimum and maximum values, 3 – standard deviation.

“Далеки” от аномальных и средние концентрации оксида натрия в глинистых породах венда Шкаповско-Шиханской впадины. Только максимальные значения данного параметра для индивидуальных образцов глинистых пород салиховской свиты несколько выше, чем пороговая величина (3.0 мас. %), разделяющая обычные осадочные породы и осадочные породы с той или иной примесью камуфлированной пирокластики. Для выборки вулканических туфов значение $\text{Na}_2\text{O}_{\text{ср}}$ составляет 3.36 ± 1.62 мас. %.

Сумма оксидов натрия и калия в глинистых породах всех трех свит также меньше (как средние, так и максимальные значения), чем аномальные величины (> 8 мас. %), которые могли бы позволить сделать предположение о присутствии в них камуфлированной пирокластики (см. рис. 6). В то же время и для выборки вулканических туфов этот параметр составляет всего 7.29 ± 1.48 мас. %.

Меньше пороговой величины (0.31) и средние значения отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в аргиллитах и алевроаргиллитах всех трех свит венда Шкаповско-Шиханской впадины. Однако и в выборке вулканических туфов среднее значение данного отношения составляет всего 0.20 при разбросе минимальных и максимальных величин соответственно 0.08 и 0.31.

Несколько иначе обстоит дело с такими параметрами, как $(\text{NM} + \text{KM})$ и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (см. рис. 6). Средняя величина первого для глинистых пород салиховской свиты соответствует значениям, которые рассматриваются как аномальные (> 0.40). В то же время среднее значение второго параметра для глинистых пород данного уровня аномальным не является. Напротив, величина $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_{2\text{ср}}$ аномальна для глинистых пород старопетровской свиты, тогда как для тонкозернистых обломочных пород салиховской и карлинской свит этот параметр соответствует значениям, характерным для обычных осадочных пород. Для вулканических туфов среднее значение $\text{NM} + \text{KM} = 0.38 \pm 0.04$, а $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 = 0.34 \pm 0.09$.

ВЫВОДЫ

Как видно из изложенного, какой-либо определенный вывод относительно присутствия в составе глинистых пород старопетровской, салиховской и карлинской свит Шкаповско-Шиханской впадины камуфлированной пирокластики только по данным литохимических исследований сделать затруднительно. Более того, нам представляется, что такой примеси практически нет или же количество ее достаточно невелико. В то же время, как было отмечено, данные микропетрографических исследований дают основание считать, что среди верхневендских отложений Шкаповско-Шиханской впадины присутствуют “следы вулканической деятельности”.

По всей видимости, наши исследования – это только начало поиска таких следов, но иным комплексом методов, как литохимических, так и, по всей видимости, геохимических, о которых намеренно не велась речь в данной работе.

Поскольку мы изначально не провели дифференциации исследованных образцов на обычно окрашенные серо- и зеленовато-серые и красноватые и в результате не выявили каких-либо специфических их групп внутри старопетровской, салиховской или карлинской свит, есть основания также предполагать, что и красноватая окраска глинистых пород, скорее всего, не является существенным маркером присутствия в породах камуфлированной пирокластики.

Благодарности

Автор искренне признателен М.В. Ишерской, работа с которой способствовала его знакомству со многими разрезами венда Шкаповско-Шиханской впадины, а также Н.С. Глушковой, выполнившей иллюстрации к данной статье.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аксенов Е.М. (1998) История геологического развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое. Дис. ... д-ра геол.-мин. наук в форме науч. докл. СПб.: ИГГД РАН, 106 с.
- Белоконь Т.В., Горбачев В.И., Балашова М.М. (2001) Строение и нефтегазоносность рифейско-вендских отложений востока Русской платформы. Пермь: Звезда, 108 с.
- Гражданкин Д.В. (2003) Строение и условия осадконакопления вендского комплекса в Юго-Восточном Беломорье. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **11**(4), 3-34. <https://elibrary.ru/item.asp?id=17315248>
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т. (2009) Строение и этапы формирования вендских отложений сысвицкой серии западного склона Среднего Урала. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **17**(5), 20-40. <https://elibrary.ru/item.asp?id=12901904>
- Диагностика вулканогенных продуктов в осадочных толщах. (2012) Сыктывкар: Геопринт, 204 с.
- Лагутенкова Н.С. (1963) Следы вулканической деятельности в отложениях верхнебавлинской серии Пермской области и Башкирской АССР. *Докл. АН СССР*, **150**(6), 1352-1355.
- Лагутенкова Н.С., Чепикова И.К. (1982) Верхнедокембрийские отложения Волго-Уральской области и перспективы их нефтегазоносности. М.: Наука, 110 с.
- Лозин Е.В. (1994) Тектоника и нефтеносность платформенного Башкортостана. Ч. I. М.: ВНИИОЭНГ, 73 с.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Ронкин Ю.Л., Миценс Г.А., Матуков Д.И., Крупенин М.Т., Петров Г.А., Корнилова А.Ю., Лепихина О.П., Попова О.Ю. (2006а) Пепловые туфы в отложениях сысвицкой серии верхнего венда (Кваркушско-Каменногорский мегантиклинорий, Средний Урал). *Литосфера*, (3), 45-70. <https://elibrary.ru/item.asp?id=12040973>

- Маслов А.В., Ишерская М.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Горбунова Н.П., Гуляева Т.Я., Лепихина О.П., Попова О.Ю., Ятлук Г.М. (2006б) Условия формирования вендских отложений Шкаповско-Шиханской впадины по данным изучения литогеохимических особенностей аргиллитов. *Литология и полезные ископаемые*, (3), 279-300. <https://elibrary.ru/item.asp?id=9210500>
- Нефтегазоносные и перспективные комплексы центральных и восточных областей Русской платформы. (1969) Т. I. Доордовикские отложения центральных и восточных областей Русской платформы. Л.: Недра, 168 с.
- Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области. Объяснительная записка. (2000) Уфа: ИГ УНЦ РАН, ЦНИИГеолнеруд, БашНИПИнефть, 81 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (1988) Геохимия черных сланцев. М.: Наука, 272 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000) Основы литохимии. СПб.: Наука, 479 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2015) Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах. М.; Берлин: Директ-Медиа, 724 с. URL: <http://biblioclub.ru/index.php?page=book&id=428043> (дата обращения: 02.05.2020).
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. (2018) Геохимия титана. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 432 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Шулепова А.Н., Лавренко Н.С. (1986) Геохимическая диагностика вулканогенного материала в черносланцевых отложениях Лемвинской зоны Урала. *Геохимия*, (10), 1464-1476.
- Bolnar R., Kamber B.S., Moorbath S., Whitehouse M.J., Collerson K.D. (2005) Chemical characterization of earth's most ancient clastic metasediments from the Isua Greenstone Belt, southern West Greenland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**, 1555-1573. URL: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.09.023>
- Cox R., Lowe D.R. (1995) Controls on sediment composition on a regional scale: a conceptual review. *J. Sediment. Res.*, **A65**, 1-12. <https://doi.org/10.1306/D4268009-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. (1995) The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 2919-2940. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00185-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00185-9)
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust: its composition and evolution. An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Blackwell Scientific, Oxford, 312 p.
- dian deposits in the east of the Russian platform. Perm', Zvezda Publ., 108 p. (In Russian)
- Bolnar R., Kamber B.S., Moorbath S., Whitehouse M.J., Collerson K.D. (2005) Chemical characterization of earth's most ancient clastic metasediments from the Isua Greenstone Belt, southern West Greenland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**, 1555-1573. URL: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.09.023>
- Cox R., Lowe D.R. (1995) Controls on sediment composition on a regional scale: a conceptual review. *J. Sediment. Res.*, **A65**, 1-12. <https://doi.org/10.1306/D4268009-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. (1995) The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 2919-2940. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00185-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00185-9)
- Grazhdankin D.V. (2003) Structure and depositional environment of the vendian complex in the Southeastern White Sea Area. *Stratigr. Geol. Correl.*, **11**(4), 313-331 (translated from *Stratigrafiya. Geol. Korelyatsiya*, **11**(4), 3-34). <https://elibrary.ru/item.asp?id=13443272>
- Grazhdankin D.V., Maslov A.V., Krupenin M.T. (2009) Structure and depositional history of the Vendian Sylvitsa group in the western flank of the Central Urals. *Stratigr. Geol. Correl.*, **17**(5), 476-492 (translated from *Stratigrafiya. Geol. Korelyatsiya*, **17**(5), 20-40). <https://elibrary.ru/item.asp?id=12901904>
- Diagnostics of volcanic products in sedimentary strata. (2012) Syktyvkar, Geoprint Publ., 204 p. (In Russian)
- Lagutenkova N.S. (1963) Traces of volcanic activity in the sediments of the Upper Bavlinsky series of the Perm region and the Bashkir ASSR. *Dokl. AN SSSR*, **150**(6), 1352-1355. (In Russian)
- Lagutenkova N.S., Chepikova I.K. (1982) Upper Precambrian deposits of the Volga-Ural region and prospects for their oil and gas potential. Moscow, Nauka Publ., 110 p. (In Russian)
- Lozin E.V. (1994) Tectonics and oil-bearing capacity of platform Bashkortostan. Pt I. Moscow, VNIIOENG Publ., 73 p. (In Russian)
- Maslov A.V., Grazhdankin D.V., Ronkin Yu.L., Mizens G.A., Matukov D.I., Krupenin M.T., Petrov G.A., Kornilova A.Yu., Lepikhina O.P., Popova O.Yu. (2006a) Ash tuffs in the Upper Vendian Sylvitsa Group deposits (Kvarkushsko-Kamennogorsk meganticlinorium, Middle Urals). *Litosfera*, (3), 45-70. <https://elibrary.ru/item.asp?id=12040973> (In Russian)
- Maslov A.V., Isherskaya M.V. Ronkin Yu.L., Krupenin M.T., Gorbunova N.P., Gulyaeva T.Ya., Lepikhina O.P., Popova O.Yu., Yatluk G.M. (2006b) Mudstone lithogeochemistry and formation conditions of Vendian deposits in the Shkapovo-Shikhan basin. *Lithol. Miner. Res.*, **41**(3), 250-270 (translated from *Litol. Polez. Iskop.*, (3), 279-300). <https://elibrary.ru/item.asp?id=9210500>
- Oil and gas bearing and prospective complexes of the central and eastern regions of the Russian platform. (1969) V. I. Preordovician deposits of the central and eastern regions of the Russian platform. Leningrad, Nedra Publ., 168 p. (In Russian)
- Stratigraphic diagram of the Riphean and Vendian deposits of the Volga-Ural region. Explanatory note. (2000) Ufa, IG USC RAS, TsNIIGeolnerud, BashNIPIneft, 81 p. (In Russian)

REFERENCES

- Aksenov E.M. (1998) History of the geological development of the East European Platform in the Late Proterozoic. Dr. Sci. Thesis. St.Petersburg, IPGG RAS, 106 p. (In Russian)
- Belokon' T.V., Gorbachev V.I., Balashova M.M. (2001) Structure and oil and gas content of the Riphean-Ven-

- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust: its composition and evolution. An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Blackwell Scientific, Oxford, 312 p.
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (1988) Geochemistry of black shale. Moscow, Nauka Publ., 272 p. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000) Fundamentals of lithochemistry. St.Petersburg, Nauka Publ., 479 p. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2015) Geochemical and mineralogical indicators of volcanogenic products in sedimentary strata. Moscow; Berlin, Direct-Media Publ., 724 p. URL: <http://biblioclub.ru/index.php?page=book&id=428043> (date of access: 05/02/2020). (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P., Rybina N.V. (2018) Geochemistry of titanium. Syktyvkar, IG Komi SC UB of the RAS, 432 p. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P., Shulepova A.N., Lavrenko N.S. (1986) Geochemical diagnostics of volcanic material in black shale deposits of the Lemvinskaya zone of the Urals. *Geokhimiya*, (10), 1464-1476. (In Russian)

Об участии природных солей в щелочном магматизме. Статья 3. Генетические аспекты модели соляно-щелочных взаимодействий

Г. А. Беленицкая

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), 199106, г. Санкт-Петербург,
Средний просп., 74, e-mail: gab_2212@mail.ru

Поступила в редакцию 11.06.2020 г., принята к печати 09.11.2020 г.

Объект исследований – новая геолого-генетическая модель щелочного магматизма, рассматривающая соленосные комплексы, находящиеся на путях восходящего движения глубинных магм, в качестве дополнительных источников щелочных и летучих компонентов. *Материалы и методы.* Обсуждению и обоснованию модели посвящено три статьи. В двух первых основное внимание было уделено геологическим аспектам проблемы. Охарактеризованы предпосылки и признаки участия древних соленосных комплексов в щелочном магматизме. Показано, что нахождение соленосных пород в глубоких зонах земной коры на путях восходящего движения потоков глубинных магм представляет собой геологически закономерное и достаточно распространенное явление. Обозначены щелочно-соляные ассоциации – пространственно-временные сочетания щелочных и соляных объектов; выделены их тектонические типы, для каждого из которых охарактеризованы эталонные объекты и дан глобальный обзор их разновозрастных аналогов. *Результаты и обсуждение.* Совокупность данных позволила оценить глубоко погребенные в субстрате более древние (чем магмы) соленосные комплексы как возможный важный и активный участник онтогенеза щелочных комплексов, дать положительную оценку геологическим аспектам модели “гало-контаминации магм” и соляно-магматических взаимодействий, сформулировать основные геолого-генетические положения модели. В заключительной части сделан акцент на обсуждении собственно генетических аспектов модели с оценкой вероятной роли и значимости различных галофильных компонентов в формировании щелочных магм и их особенностей. С этой целью рассмотрены черты подобия в пространственном и количественном распространении галофильных и фойдафильных компонентов в соляных и щелочных породах; обсуждена вероятная роль различных галофильных компонентов в формировании щелочной специализации магм, в возникновении богатого набора необычных особенностей щелочных пород – вещественных, структурных, морфологических и др.; оценена вероятность участия во взаимодействии с горячей магмой несоляных парагенных членов галофильного сообщества (доломитов, ангидритов, углеродистых отложений, рудных компонентов). Выполнен сравнительный анализ базовых положений рассматриваемой модели с другими моделями щелочного петрогенеза. Оценены достоинства модели и ее прогнозные возможности. Ряд положений выдвигается автором впервые и требует дополнительного обсуждения.

Ключевые слова: природные соли, щелочной магматизм, магматическая ассимиляция, соляная тектоника, щелочно-соляная ассоциация, аллохтонные соляные покровы, инъекции, контаминация

Источник финансирования

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации и Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 10-05-00555-а, 12-05-00513-Д-с, 16-15-20048-Д-с, 19-15-00038-Д)

On the participation of natural salts in alkaline magmatism. Article 3. Genetic aspects of the model of salt-alkaline interactions

Galina A. Belenitskaya

Russian Geological Research Institute (VSEGEI), 74 Srednii av., St. Petersburg 199106, Russia, e-mail: gab_2212@mail.ru

Received 11.06.2020, accepted 09.11.2020

Research subject. An analysis of regional and global geological material characterizing the spatio-temporal relationships between alkaline magmatic and saline complexes allowed the author to propose and justify a new geological-genetic mo-

Для цитирования: Беленицкая Г.А. (2021) Об участии природных солей в щелочном магматизме. Статья 3. Генетические аспекты модели соляно-щелочных взаимодействий. *Литосфера*, 21(2), 172–197. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-172-197

For citation: Belenitskaya G.A. (2021) On the participation of natural salts in alkaline magmatism. Article 3. Genetic aspects of the model of salt-alkaline interactions. *Litosfera*, 21(2), 172–197. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-172-197

del of alkaline magmatism. This model considers saline complexes, located along the paths of the upward movement of deep magmas, as additional sources of alkaline and volatile components. *Materials and methods.* Three articles are devoted to the discussion and justification of this model. Two articles were devoted to geological aspects of the problem. The prerequisites and signs of the participation of ancient saline complexes in alkaline magmatism were characterized. It was shown that the presence of saline rocks in the deep zones of the earth's crust along the paths of the upward movement of deep magma flows is a geologically natural and common phenomenon. Natural alkaline-salt associations (spatio-temporal combinations of alkaline and salt objects) were indicated; their tectonic types were distinguished. A global overview of their different-age analogues (neo- and paleogeodynamic) was given. *Results and discussion.* The collected data made it possible to evaluate older (than magmas) salt-bearing complexes (deeply buried in the substrate) as a possible important and active participant in the ontogenesis of alkaline complexes, to give a positive assessment of the geological aspects of the "magma halocontamination" model and salt-magmatic interactions; to formulate the main geological-genetic provisions of this model. *Conclusion.* This article focuses on the discussion of the genetic aspects of the proposed model with an assessment of the probable role and significance of various halophilic components in the formation of alkaline magmas and their features. For this purpose, the similarity features in the spatial and quantitative distribution of halophilic and foydaphilic components in salt and alkaline rocks are considered; the probable role of various halophilic components in the formation of alkaline specialization of magmas, in the emergence of a rich set of unusual features of alkaline rocks (material, structural, morphological, etc.) is discussed. The probability of participation of the complex of paragenic (non-salt) members of the halophilic community (dolomites, anhydrites, black shales and associated ore components) in the interaction with hot magma is estimated. A comparative analysis of some basic provisions of the model under consideration with other geological-genetic models of alkaline petrogenesis is performed. The advantages of this model and its predictive capabilities are evaluated. A number of ideas have been proposed by the author for the first time, thus requiring further elucidation.

Keywords: *natural salts, alkaline magmatism, magmatic assimilation, salt tectonics, alkaline-salt association, allochthonous salt covers, injection, contamination*

Funding information

The work was supported by the Ministry of Natural Resources and Ecology of the Russian Federation and the Russian Foundation for Basic Research (projects 07-05-00907-a, 10-05-00555-a, 12-05-00513-D-c, 16-15-20048-D-c, 19-15-00038-D)

Acknowledgements

I thank my colleagues from VSEGEI E.A. Landu, I.A. Natorkhina, N.N. Sobolev, S.P. Shokalsky, L.N. Sharpenok, who made a number of valuable comments, as well as O.G. Safonov for advice on experimental research. I thank the referee, whose valuable comments were taken into account by the author.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема генезиса щелочных пород – одна из труднейших в современной петрологии.
(Щелочные породы, 1976, с. 5)

Приведенные в предшествующих работах (Беленицкая, 2018, 2019, 2020) итоги целенаправленного анализа регионального и глобального геологического материала, характеризующего пространственно-временные соотношения между щелочными магматическими и соленосными комплексами, показали, что нахождение в глубоких зонах земной коры на путях восходящего движения потоков глубинных магм соленосных (часто карбонатно-сульфатно-соляных) комплексов представляет собой геологически закономерное и достаточно распространенное явление. Участки пересечения магматических колонн с такими комплексами благоприятны для возникновения внутрикоровых промежуточных камер – очагов активных взаимодействий горячих алюмосиликатных магм с макро- и микрокомпонентами соленосных комплексов. Это послужило основанием для оценки такого взаимодействия как способствующего генерации *in situ* (в объемах формирующихся камер) щелочных

магм, а вокруг них и над ними – ареалов щелочных метасоматитов и гидротермалитов. Главными участниками взаимодействий выступают при этом восходящие магматические (или флюидно-магматические) массы и глубоко погребенные в субстрате относительно более древние, чем магмы, соленосные породы, а результирующими членами – магмы, загрязненные компонентами соленосных толщ и приобретающие щелочную (фойдафильную) специализацию.

Оценка более древних соленосных комплексов как возможных участников онтогенеза щелочных комплексов делает особенно важным уточнение условий распространения солей на путях восходящего движения глубинных магм, т.е. характера соленосности корово-чехольного субстрата во время их движения. Подчеркнем, частично повторяясь, некоторые основные особенности распространения и морфологии соляных тел в недрах Земли, раскрытые в работах (Беленицкая, 2017, 2018, 2019).

Взаимодействие солей с восходящими глубинными магмами и их участие в магматических процессах наиболее вероятны в трех типах геотектонических обстановок: покровно-складчатом, объединяющем разные части разновозрастных склад-

чатых областей, рифтогенном и в режиме активизированных пассивных окраин. Выделенные и охарактеризованные ранее (Беленицкая, 2019) эталонные соляно-щелочные объекты каждого из этих трех тектонических типов могут служить геологическими (тектоно- и литолого-петрологическими) моделями строения основных типов структурно-литологических ситуаций осуществления соляно-магматических взаимодействий. Относительно докембрийских солей имеются веские основания полагать, что их исходные масштабы были сопоставимы с фанерозойскими, а их сохранение вероятно в том числе и в разрезах метаморфических и складчато-метаморфических комплексов, включая щиты. Глубины распространения солей могут быть весьма значительными. Возможно, дискретно они охватывают земную кору на полную мощность. Наряду с солями, погребенными в составе осадочных толщ до глубин более 8–10 км, вероятны варианты тектонического затаскивания солей и на более значительные глубины.

В качестве иллюстраций здесь приведем итоговые обобщающие мелкомасштабные модели, отражающие пространственно-временные соотношения щелочных комплексов с погребенными древними и молодыми соленосными телами в разных тектоно-седиментационных и палеогеодинамических обстановках (рис. 1), а также ряд дополнительных иллюстраций, демонстрирующих характерные типы установленных сочетаний соленосных и щелочных комплексов в конкретных регионах (рис. 2–6).

Положительная оценка *геологических аспектов* модели “галоконтамации магм” показала желательность более тщательного анализа ее *генетических аспектов*. **Цель** данной статьи – осветить более детально особенности соляно-магматических взаимодействий как основы формирования щелочных магм и сопутствующих образований. Ее главные **задачи** следующие. 1. Детализировать *черты подобия распространения наборов галофильных и фойдафильных компонентов* в соляных и щелочных породах. 2. Конкретизировать вероятную *роль различных галофильных компонентов* в формировании многочисленных необычных геохимических и других особенностей щелочных пород – вещественных, структурных, морфологических и др. 3. Оценить вероятность участия во взаимодействии с горячей магмой комплекса *парагенных членов галофильного сообщества*, включая как минералы соляных пород, так и парагенные солям породы и толщи доломитов, ангидритов, углеродистых отложений и др. 4. Привлечь *экспериментальные данные*. 5. Дать *сравнительный обзор* ряда базовых положений различных *геолого-генетических моделей* щелочного петрогенеза с целью определить некоторые черты их подобия и относительные преимущества каждой из них.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

О подобии наборов галофильных и фойдафильных компонентов в соленосных и щелочных породах

Как уже подчеркивалось, важнейшей предпосылкой для обсуждения вопроса об участии компонентов солей в щелочном магматизме мы считаем сходство наборов специфических компонентов состава соленосных и щелочных комплексов. Останемся на некоторых деталях этого вопроса.

Минеральные сообщества, образующие **гало-генные породы**, охарактеризованы во многих публикациях. В табл. 1 приведены содержания основных галофильных компонентов в главных породообразующих минералах соленосных пород. Наиболее распространенный минерал солей – галит NaCl (39.3% Na, 60.7% Cl) – составляет каменную соль (галитит) – породу высоко-(ультра-)натриевую, на 80–90% и более состоящую из галита, нередко почти мономинеральную. Частым спутником каменной соли, однако количественно и пространственно более ограниченным и локализованным, являются калийные (точнее, калиево-магниево-вые) хлоридные и менее распространенные сульфатные соли. Главные хлоридные калийные минералы – сильвин KCl (52.5% K, 47.5% Cl) и карналлит $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (14% K, 39% Cl). Высоко- и ультракалиевые породы, представляющие собой промышленные руды, содержат KCl до 30–35% (реже до 40–50%). Наиболее распространенными парагенными минералами (и породами) каменной и калийной солей выступают ангидриты и доломиты. Для большинства минералов соленосных пород характерна высокая растворимость.

Неизменными попутчиками соляных масс в разрезах являются высококонцентрированные рассолы. Установлены они и в тех частях разрезов континентальной земной коры, где соленосные породы ныне пока не известны. Типичный состав некоторых таких рассолов приведен в табл. 2. Соленосные формации и сопутствующие им рассолы содержат глобального масштаба концентрации Na, K, Cl, а также Mg, Ca, SO_4 , CO_3 и широкий спектр микрокомпонентов (Rb, Br, B, Cs, Sr, F и др.). Для части из них характерна склонность переходить в летучее состояние.

В **щелочных породах** наборы обогащающих их специфических фойдафильных макро- и микрокомпонентов неоднократно обсуждались в работах петрологов (Главнейшие провинции..., 1974; Восточно-Африканская..., 1974; Щелочные породы, 1976; Когарко, 1977; Когарко, Рябчиков, 1978; Лазаренков, 1988; Хомяков, 1990; Богатилов и др., 1991; Бородин, 1994; Холоднов, Бушляков, 2002; Пеков, 2006; Семенов, 2007; Aiyuppa et al., 2009; и

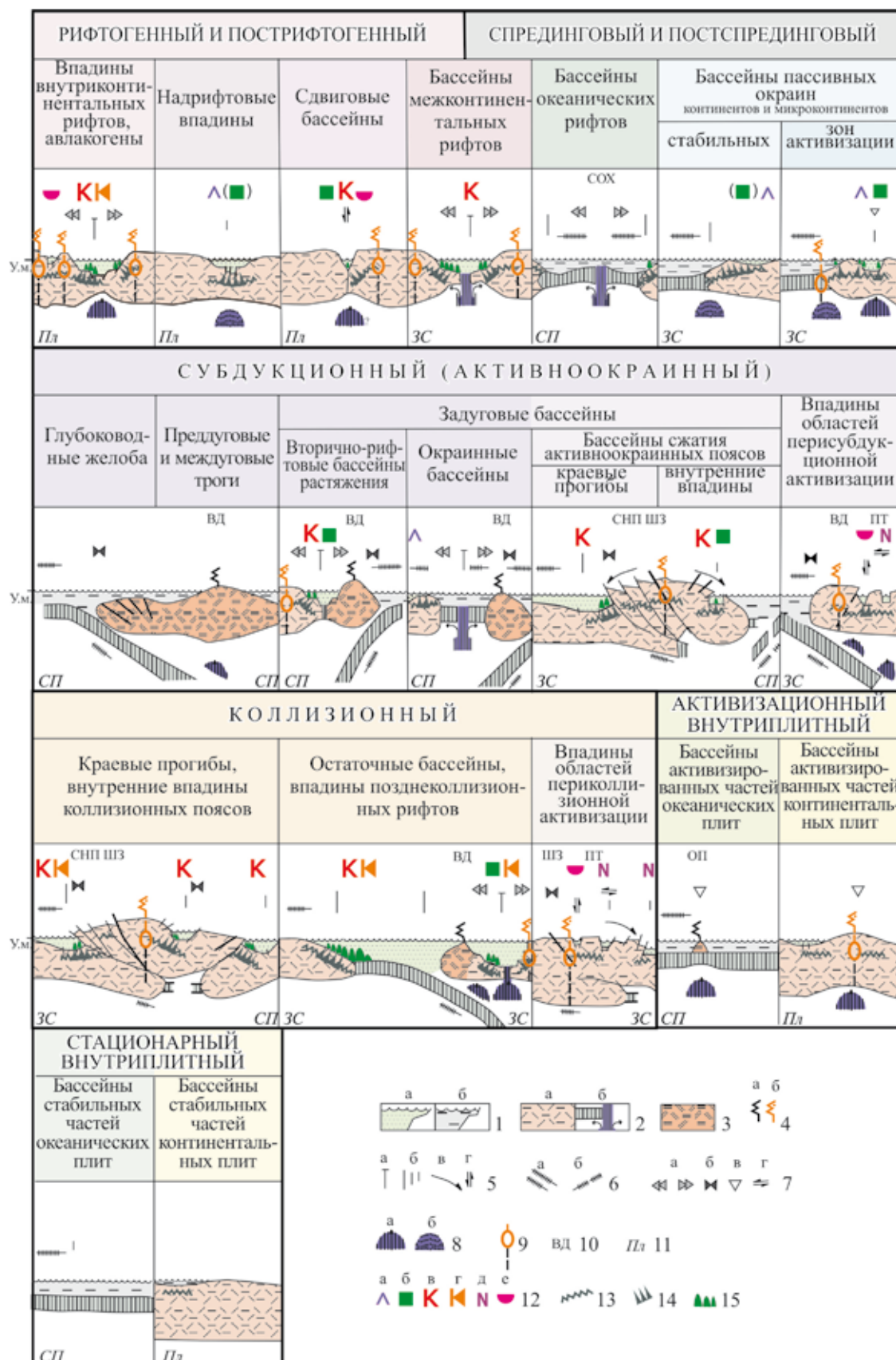


Рис. 1. Литолого-тектонические модели соляно-щелочных ассоциаций разных геодинамических типов, по (Беленицкая, 1998, 2020).

1 – бассейны субаквальной седиментации: а – с характерным осадконакоплением, б – без осадконакопления; 2 – тип литосферы: а – континентальная и субконтинентальная, б – океаническая, субокеаническая и оси спрединга; 3 – комплексы вулканических дуг и внутриокеанических вулканогенных поднятий; 4 – вулканизм: а – активный, б – высокой щелочности; 5 – синседиментационные тектонические смещения: а – раздвиг с прогибанием, б – прогибание разной интенсивности, в – надвиг, г – сдвиг, сдвига-раздвиг; 6 – направление движения плит (а), зарождающаяся зона субдукции (б); 7 – напряжения: а – растяжение и деструкция, б – сжатие, в – активизация с рассеянной деструкцией и (или) сжатием, г – диффузные напряжения зон “торошения” (сдвиг, сжатие, реже растяжение); 8 – области подъема аномальной мантии и подкорового магнезиообразования (а), то же, в фазе остывания и сжатия (б); 9 – внутрикоровые очаги щелочного магнезиообразования, связанного взаимодействием с погребенными солями; 10 – зоны относительных поднятий, разделяющие бассейны осадконакопления: ВД – вулканическая дуга, СНП – складчато-надвиговый пояс, ШЗ – шовная зона, ПТ – пояс “торошения”, ОП – локальное внутриокеаническое поднятие, СОХ – срединно-океанический хребет; 11 – геолого-структурная позиция соляно-щелочной ассоциации (преобладающий тип): Пл – внутренние части молодых и древних платформ, ЗС – зоны сочленения платформ и складчатых поясов, СП – складчатые пояса; 12 – геохимические типы соленосных осадочных бассейнов (в скобках – ограниченного распространения): а – сульфатно-кальциевый; б – хлоридно-натриевый (галитовый); в – хлоридно-калиевый; г – сульфатно-калиевый; д – пестрого состава, часто сульфатно-натриевый; е – пестрого состава, часто карбонатно-натриевый (содовый); 13 – погребенные соленосные комплексы в субстрате; 14 – то же, интенсивно осложненные соляной тектоникой или ортотектоникой; 15 – соляно-тектонические осложнения формирующихся (молодых) соленосных бассейнов.

Fig. 1. Lithological-tectonic models of salt-alkaline associations of different geodynamic types, by (Belenitskaya, 1998, 2020).

1 – sedimentary basins with subaqueous deposition: а – salt deposition is typical, б – salt deposition is not typical; 2 – type of Earth's crust (including the sedimentary cover): а – continental and subcontinental, б – oceanic, suboceanic and spreading axis; 3 – complexes of volcanic arcs and intra-oceanic uplifts; 4 – active volcanism (а), the same, possibly increased alkalinity (б); 5 – synsedimentation tectonic displacements: а – expansion with deflection, б – deflection of different intensity, в – thrust, г – shear, shear-spreading; 6 – the direction of movement of plates (а), originated subduction zones (б); 7 – tectonic stresses: а – stretching, destruction, б – compression, в – activation with diffuse destruction and (or) compression, г – diffuse stresses of the zones of “hummocking” (shear, compression, less stretching); 8 – areas of rise of the anomalous mantle and subcrustal magma formation (а), the same, in the cooling and compression phase (б); 9 – intracrust intermediate foci of alkaline magma which was formed due to interaction with buried salts; 10 – zones of relative uplifts separating sedimentation basins: ВД – volcanic arc, СНП – fold-thrust belt, ШЗ – seam zone, ПТ – hummock belt, ОП – local intraoceanic uplift, СОХ – mid-ocean ridge; 11 – geological-structural position of salt-alkaline associations (prevailing type): Пл – internal parts of young and ancient platforms, ЗС – zones of connection of platforms and folded belts, СП – folded belts; 12 – geochemical types of halogen complexes (in parentheses – limited development): а – sulphate-calcium, б – chloride-sodium (halite), в – chloride-potassium, г – sulfate-potassium, д – sulphate-sodium, е – carbonate-sodium (soda); 13 – salt complexes buried in the substrate; 14 – the same, intensely complicated by salt-tectonics and orthotectonics; 15 – salt-tectonic complications of forming (young) salt complexes.



Рис. 2. Положение щелочных магматических комплексов и их соотношение с погребенными верхнетриасовыми и эоцен-миоценовыми соленосными отложениями в пределах Пиренейского складчато-надвигового пояса, по (Ziegler et al., 1996) с добавлениями (Беленицкая, 2020).

1–7 – отложения: 1 – эоцен-миоценовые (соленосные, локально калиеносные), 2 – палеогеновые (в верхней части локально соленосные), 3 – верхнемеловые, 4 – апт-альбские, 5 – барремские, 6 – юрские, 7 – верхнетриасовые калиеносные соли; 8 – щелочные магматические калиевые комплексы (ориентировочные проекции на профиль): а – вулканические постройки, б – промежуточные камеры на уровнях погребенных соленосных отложений.

Fig. 2. The position of alkaline magmatic complexes and their relationship with buried Upper Triassic and Eocene-Miocene saliferous deposits within the Iberian fold-thrust belt, according to (Ziegler et al., 1996) with additions by (Belenitskaya, 1998, 2020).

1–7 – sediments: 1 – Eocene-Miocene (saline, locally potassium-bearing), 2 – Paleogene (in the upper part locally saline), 3 – Upper Cretaceous, 4 – Aptian-Albian, 5 – Barremian, 6 – Jurassic, 7 – Upper Triassic potassium salts; 8 – alkaline magmatic potassium complexes (approximate projections on the profile): а – volcanic structures, б – intermediate chambers at the levels of buried saline deposits.

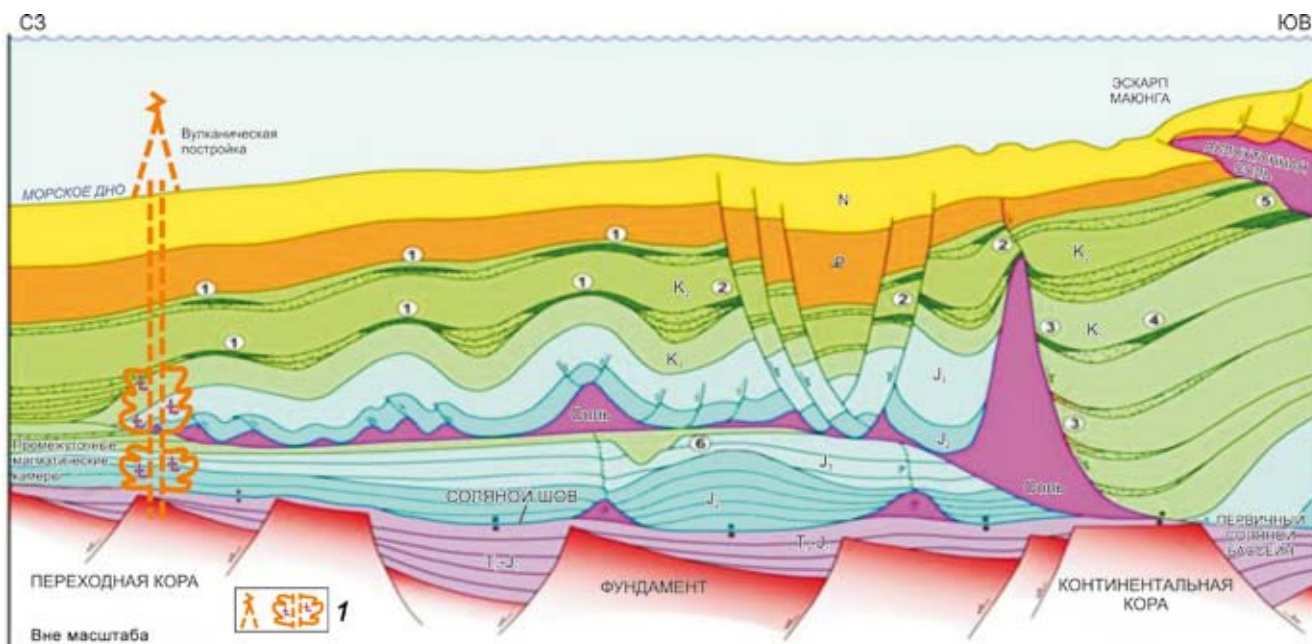


Рис. 3. Поперечный профиль через щелочно-соляную провинцию Марондова (пассивная окраина Мадагаскарского микроконтинента), по (Moore, 2010; Беленицкая, 2020).

Цифры в кругах – типы ловушек углеводородов, связанных с миграцией солей и аллохтонными покровами: 1, 6 – структурные, 2 – присборочные, 3 – прислоненные (придиапировые), 4 – стратиграфического выклинивания, 5 – подпокрывные (подаллохтонные).

1 – ориентировочное положение щелочного магматического комплекса (вулканическая постройка и промежуточная камера) на уровне триасовых–нижнемеловых соленосных отложений.

Fig. 3. Transverse profile of the alkaline-salt province of Marondov (passive margin of the Madagascar microcontinent), by (Moore, 2010; Belenitskaya, 2020).

The numbers in the circles represent the types of hydrocarbon traps associated with the migration of salts and allochthonous covers: 1, 6 – structural, 2 – sub-thrust, 3 – propped (neardiapir), 4 – stratigraphic wedging, 5 – subsurface (suballochthonous).

1 – approximate position of an alkaline igneous complex (volcanic structure and intermediate chamber) at the level of Triassic–Lower Cretaceous saline deposits.

мн. др.). Эти наборы включают в себя щелочные металлы, галоиды и летучие (Na, K, Cl, Rb, Br, Cs, S, F, CO₂ и др.). Их содержания, по оценкам разных исследователей, широко варьируют. Характерные величины (для пород с повышенным содержанием) приведены в табл. 3, составленной на основании обобщения опубликованных работ. По данным (Соловьев, 1970), в нефелиновых сиенитах и их эффузивных аналогах общее количество щелочей колеблется в пределах 12–15%, в некоторых типах щелочных габроидов и базальтоидов возрастет до 17–20%. В большинстве разновидностей Na существенно преобладает над K, а в калиевых – соотношения обратные. По данным М.К. Пильтенко (1964), средневзвешенное содержание щелочей в щелочных породах составляет 13.6%, в том числе Na₂O – 9.36, K₂O – 4.21%, т.е. окиси натрия в щелочных породах в 2.2 раза больше, чем K₂O. В табл. 4 перечислены наиболее типичные минералы щелочных пород, чаще всего обогащенные фойдафильными макро- и микрокомпонентами. Боль-

шинство из них относится к числу петрогенных или аксессуарных минералов, определяющих вещественные макро- и микроотличия щелочных пород от магматических пород нормальных рядов. Основное количество щелочных металлов концентрируется в фельдшпатоидах, прежде всего в нефелине и лейците, а также в щелочных темноцветных минералах (эгирине, щелочных амфиболах). Существенная их часть находится также в специфических минералах щелочных пород, одновременно обогащенных (порой весьма значительно) другими фойдафильными компонентами, прежде всего хлором, сульфатными и карбонатными анионами (содалите, нозеане, гаюине, канкрините, эвдиалите и др.).

Сопоставление наборов основных галофильных и фойдафильных компонентов, специфических для двух столь различных групп пород, обнаруживает их несомненное сходство (табл. 5). Иначе говоря, макро- и микроспециализация сравниваемых пород – галофильная или соляная (в тер-

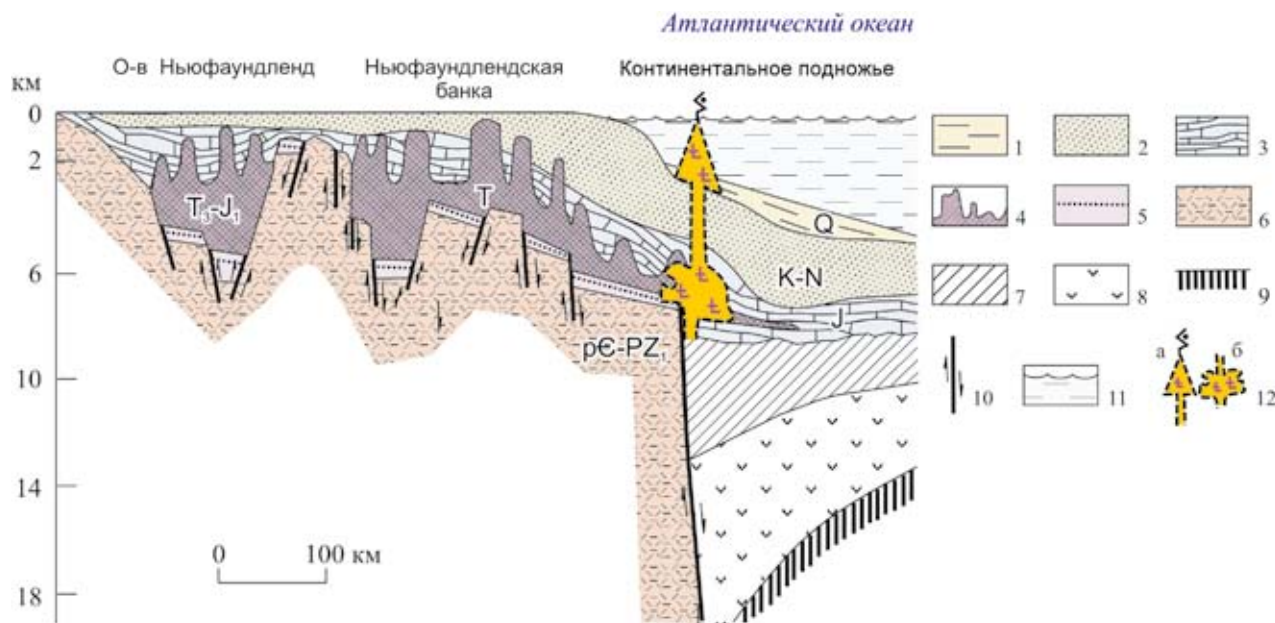


Рис. 4. Субширотный профиль через Приатлантическую (Присевероамериканскую) пассивноокраинную солянокупольную провинцию и соляно-щелочной пояс, по опубликованным материалам из работы (Беленицкая, 2020).

1–5 – отложения: 1 – четвертичные пелагические и гемипелагические (Q), 2 – мел-неогеновые (K-N), 3 – юрские карбонатные и терригенные (J), 4 – верхнетриасово-нижнеюрские соленосные (T_3-J_1), 5 – триасовые терригенные (T); 6 – докембрийско-нижнепалеозойские складчато-метаморфические и изверженные комплексы (pC-PZ₁); 7, 8 – кора океанического типа, переходный (7) и “базальтовый” (8) слои; 9 – верхняя мантия; 10 – тектонические нарушения и направления перемещения отдельных блоков; 11 – воды Атлантического океана; 12 – щелочные комплексы (ориентировочная проекция на профиль); а – вулканические постройки, б – промежуточные магматические камеры на уровнях соленосных отложений.

Fig. 4. The sub-latitudinal model profile through the Atlantic (North American) passive margin salt-dome province and salt-alkaline belt. A generalization of published materials from the work (Belenitskaya, 2020).

1–5 – deposits: 1 – Quaternary pelagic and hemipelagic (Q), 2 – Cretaceous-Neogene (K-N), 3 – Jurassic carbonate and terrigenous (J), 4 – Upper Triassic-Lower Jurassic salt (T_3-J_1), 5 – Triassic terrigenous (T); 6 – Precambrian-Lower Paleozoic fold-metamorphic and igneous complexes (pC-PZ₁); 7, 8 – oceanic crust, transitional (7) and “basalt” (8) layers; 9 – upper mantle; 10 – tectonic disturbances and directions of movement of individual blocks; 11 – the waters of the Atlantic Ocean; 12 – alkaline complexes (approximate projection on the profile); a – volcanic buildings, b – intermediate magmatic chambers at the levels of salt deposits.

минах соляной геологии) либо фойдафильная или щелочная (в терминах петрологии) – во многом близки (порой почти тождественны). Порой разница лишь терминологическая, и представляется возможным и удобным выделять общий набор *галофильно-фойдафильных компонентов*. Именно такое сходство послужило для автора главным основанием для совместного анализа рассматриваемых породных комплексов. Заслуживает внимания также сходство сообществ более крупного ранга (формационно-породного): соляно-карбонатных и щелочно-карбонатитовых парагенезов, к рассмотрению которых мы обратимся ниже.

Теперь попытаемся оценить роль и значимость отдельных компонентов и микрокомпонентов галофильно-фойдафильного набора и разные аспекты их влияния на специфические черты щелочного магматизма.

О роли компонентов солей в щелочном магматизме

Щелочные металлы Na и K. Общепринято, что “специфической чертой щелочных пород является гораздо большее содержание щелочных натровых и калий-натровых металлов” (Главнейшие провинции..., 1974, с. 346). Как отмечалось, их общее количество при значительных колебаниях, как правило, превышает 10–12%, достигая 15–20% (см. табл. 3). В большинстве из них Na_2O существенно преобладает над K_2O . Потенциальные возможности соляных толщ (часто почти мономинеральных галититовых пород) в качестве масштабного источника **натрия** несомненны. Количество Na в 1 м³ каменной соли (около 0.8 т) в несколько раз превышает его прирост в щелочных породах (порядка 0.1–0.2 т/м³) по отношению к содержанию в базальтах. Соответственно, резерв натрия в соляных телах, да-

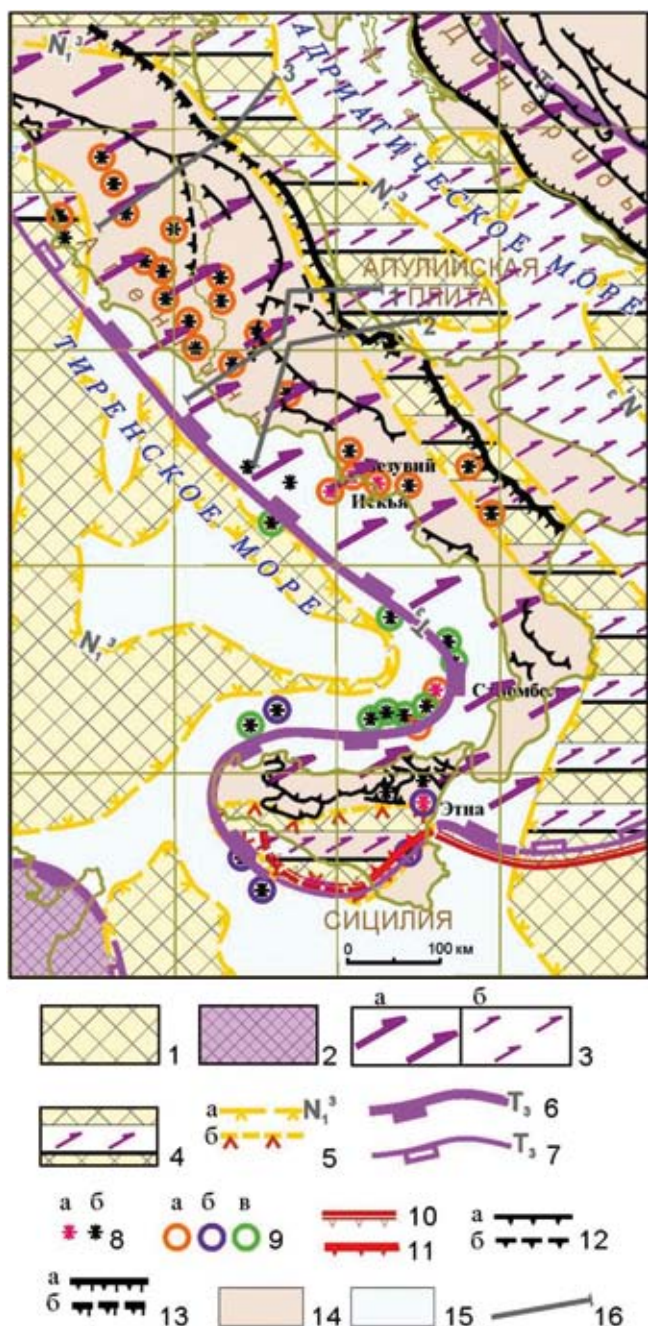


Рис. 5. Схематическая карта соотношения распространения и характера залегания триасовых и мессинских солей и щелочных магматических комплексов в Итальянской соляно-щелочной провинции, по (Беленицкая, 2019, 2020).

1 – площади установленного распространения соленосных отложений на мессинском уровне; 2 – площади относительно сплошного распространения триасовых соленосных отложений субпластового автохтонного и соляноTECTONического типов; 3 – площади дискретного распространения инъекционно-TECTONических и реликтовых триасовых соляных тел преимущественно ортоTECTONического типа: а – в покровно-складчатых орогенных областях, б – погребенных под осадочным покровом; 4 – области перекрытий мессинскими солями комплексов, содержащих триасовые соли разных кинематических типов; 5 – границы распространения мессинских соленосных отложений (N_1^3): а – общие контуры, б – контуры областей с установленной калиеносностью; 6 – границы распространения триасовых соленосных отложений; 7 – то же для солей, залегающих глубже миоценовых (перекрытых миоценовыми солями); 8 – вулканические постройки: а – активные, б – неактивные; 9 – типы вулканизма: а – щелочной калиево-натриевого, б – толеитовый, в – известково-щелочной; 10, 11 – зоны субдукции: 10 – активные, 11 – реликтовые; 12 – надвиги: а – установленные, б – предполагаемые; 13 – внешние границы альпийских покровов: а – установленные, б – предполагаемые; 14 – суша; 15 – акватории; 16 – линии геологических профилей (см. (Беленицкая, 2019, рис. 1)).

матических типов; 5 – границы распространения мессинских соленосных отложений (N_1^3): а – общие контуры, б – контуры областей с установленной калиеносностью; 6 – границы распространения триасовых соленосных отложений; 7 – то же для солей, залегающих глубже миоценовых (перекрытых миоценовыми солями); 8 – вулканические постройки: а – активные, б – неактивные; 9 – типы вулканизма: а – щелочной калиево-натриевого, б – толеитовый, в – известково-щелочной; 10, 11 – зоны субдукции: 10 – активные, 11 – реликтовые; 12 – надвиги: а – установленные, б – предполагаемые; 13 – внешние границы альпийских покровов: а – установленные, б – предполагаемые; 14 – суша; 15 – акватории; 16 – линии геологических профилей (см. (Беленицкая, 2019, рис. 1)).

Fig. 5. Schematic map of the distribution patterns of Triassic and Messinian salts and alkaline igneous complexes in the Italian salt-alkaline province, by (Belenitskaya, 2019, 2020).

1 – the area of the distribution of Messinian salt deposits; 2 – the areas with respect to continuous distribution of Triassic salt bodies of autochthonous subplastic and salt-tectonic types; 3 – the areas of discrete distribution of injection-tectonic and relict bodies of Triassic salts of predominantly orthotectonic type: а – in cover-folded orogenic areas, б – buried beneath a sedimentary cover; 4 – overlap areas of Messinian salts of complexes containing Triassic salts of different kinematic types; 5 – the boundaries of the distribution of Messinian salt sediments (N_1^3): а – general contours, б – boundaries of regions with established potassium salts; 6 – boundaries of the distribution of Triassic salt-bearing deposits; 7 – the same, for salts lying deeper than the Miocene salt; 8 – volcanic structures: а – active, б – inactive; 9 – types of volcanism: а – alkaline potassium-sodium, б – tholeiitic, в – calc-alkaline; 10, 11 – subduction zones: 10 – active, 11 – relic; 12 – thrusts: а – fixed, б – assumed; 13 – outer boundaries of alpine covers: а – fixed, б – assumed; 14 – land; 15 – water areas; 16 – lines of geological profiles (Belenitskaya, 2019, Fig. 1).

же в случае сравнительно ограниченных их мощностей, может обеспечить его источник для объемов щелочных пород, значительно превышающих объемы ассимилированных солей. Близкий вывод может быть сделан и в отношении **калия** в случае присутствия калийных солей на местах проявления щелочного магматизма. Количество калия в 1 м³ калиеносных солей в среднем составляет 10–20%, т. е. около 0.1–0.2 т, что также превышает наблюдаемый удельный прирост калия в щелочных калиевых комплексах, “обеспечивая” калийную специализацию их значительных объемов.

Важно, что по отношению к магматическим расплавам соли представляют собой внешние “независимые” локализованные источники натрия и калия, при этом источники высококонцентрированные, находящиеся в составе высокорастворимых преимущественно хлоридных соединений, способных и склонных к ионному распаду и активному взаимодействию с компонентами расплавов и флюидов. Все это создает предпосылки для образования высоконатриевых и/или калиевых магм и кри-

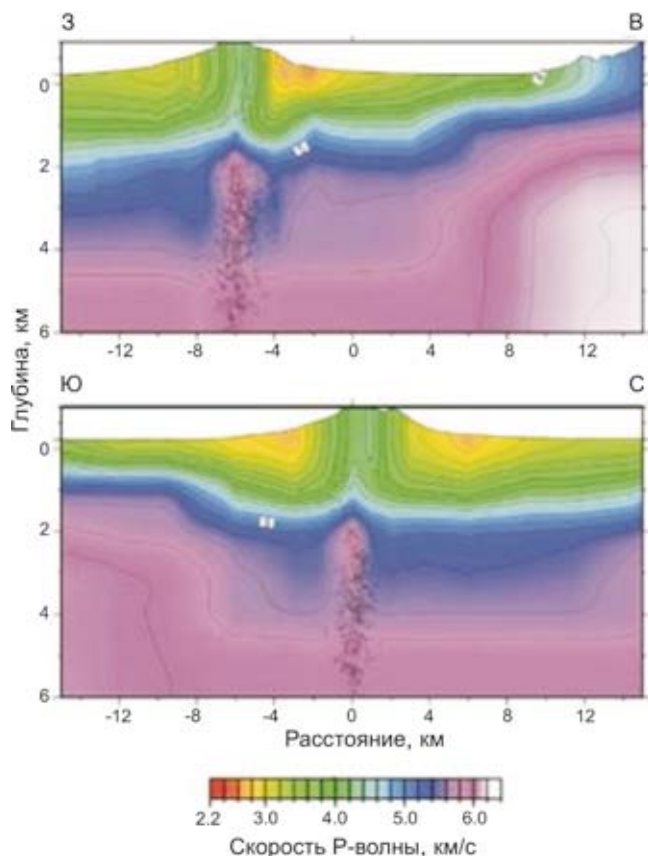


Рис. 6. Томографический разрез вулкана Везувий, по (Пучков, 2005).

Fig. 6. Tomographic section of Vesuvius, by (Puchkov, 2005).

сталлизации минеральных парагенезов повышенной щелочности (вплоть до ультращелочных). Итогом является обилие натровых и калиевых соединений, широкий спектр их силикатных и мафических минеральных видов как порообразующих (в том числе нефелина и лейцита), так и аксессуарных, включая многочисленные “экзотические”.

Следует подчеркнуть, что А.П. Хомяков (1990, 2004, 2007), отмечая важную роль высоких концентраций натрия в возникновении ультращелочных агпаитовых минеральных ассоциаций, особое значение придавал не только вещественным, но и “инициативным” аспектам их воздействия на кристаллизующиеся щелочные комплексы. “Инициативную” роль высоких концентраций натрия в возникновении многих агпаитовых и ультраагпаитовых комплексов этот исследователь подчеркивал неоднократно. Эта роль, по его данным, обязана чрезвычайно высокой щелочной активности натрия, которая способствует проявлению другими катионами амфотерных свойств, что в большой мере благоприятствует образованию множества новых минеральных видов, в том числе экзотических.

В этом же А.П. Хомяков видит и рудогенерирующую роль натрия – в высвобождении “из катионных связей” (“из плена”) Ti, Zr, Nb, TR и других элементов и их накоплении уже в виде анионных компонентов в богатых натрием соединениях.

Избыток щелочных металлов, особенно в сочетании с высокой концентрацией летучих, способствует, кроме того, ранней кристаллизации щелочных лейкократовых минералов, опережающей образование меланократовых минералов, что нарушает последовательность минералообразования, обычную для других типов магматических пород (при которой выделение лейкократовых минералов замыкает процессы кристаллизации) (Когарко, 1977; Когарко, Рябчиков, 1978; и др.). Такая “нарушенная” последовательность кристаллизации особенно характерна для наиболее богатых щелочами агпаитовых разновидностей. Нефелин и лейцит в них выделяются на ранних стадиях кристаллизации, заметно раньше темноцветных минералов, что определяет высокую степень их идиоморфизма и влияет на возникновение необычных ассоциаций аксессуарных минералов.

Помимо огромной массы щелочных металлов, участвующих в собственно щелочном магматизме, гигантскими цифрами (сотнями кг на 1 м³ пород) оценивается их масса, перемещаемая (и фиксируемая) в сопровождающих щелочной магматизм процессах щелочного натриевого и калиевого метасоматоза. А это тоже может свидетельствовать в пользу участия и в этих процессах сомасштабных количеств солей и рассолов.

Избирательное участие в щелочном магматизме солей того или иного *геохимического типа* – “чисто” натриевых (галититовых) или высококалиевых (калийных) – может способствовать формированию соответствующих типов (натриевых или калиевых) щелочных магматических и гидротермально-метасоматических комплексов, а также возникновению различий в сопутствующих им комплексах примесных микроэлементов. Подтверждением реальности влияния геохимического типа ассимилированных солей на специализацию магм, помимо упоминавшейся частой пространственной близости калийных разновидностей соляных толщ и щелочных магм, могут служить и другие косвенные показатели, в частности определенное сходство пространственных соотношений между калийными и натриевыми разновидностями соляных пород и щелочных комплексов. Например, обычное как для тел калийных солей, так и для калийных щелочных комплексов их относительно локальное распространение среди более масштабных тел галититовых солей и натриевых щелочных комплексов; некоторое сходство вертикального распределения калия и натрия в соляных и щелочных породах с тенденцией локализации калийных разновидностей в верхних частях их тел; и др.

Таблица 1. Содержание галофильных компонентов, потенциальных участников щелочного магматизма, в основных породообразующих минералах галогенных пород¹, %

Table 1. Content of halophilic components, potential participants in alkaline magmatism, in the main rock-forming minerals of halogen rocks¹, %

Группа	Минерал ²	Формула	Содержание основных галофильных компонентов ³
Хлориды	Галит <i>Сильвин</i> <i>Карналлит</i> <i>Бишофит</i> <i>Тахидрит</i>	NaCl KCl KCl·MgCl ₂ ·6H ₂ O MgCl ₂ ·6H ₂ O CaCl ₂ ·2MgCl ₂ ·12H ₂ O	Na – 39.3, Cl – 60.7 K – 52.5, Cl – 47.5, (Rb) K – 14, Mg – 9, Cl – 39, (Rb) Mg – 12, Cl – 35, (Br) Ca – 8, Mg – 9, Cl – 41
Сульфаты	Ангидрит Гипс	CaSO ₄ CaSO ₄ ·2H ₂ O	CaO – 41.2, SO ₃ – 58.8 CaO – 32.5, SO ₃ – 46.6
Карбонаты	<i>Трона</i> <i>Найрон (сода)</i> <u>Кальцит</u> <u>Доломит</u> <u>Магнезит</u>	Na ₂ CO ₃ ·NaHCO ₃ ·2H ₂ O Na ₂ CO ₃ ·10H ₂ O CaCO ₃ CaMgCO ₃ MgCO ₃	CO ₂ – 30, Na ₂ O – 31 CO ₂ – 15.4, Na ₂ O – 21.6 CO ₂ – 44, CaO – 56 CO ₂ – 48, CaO – 30, MgO – 22 CO ₂ – 52, MgO – 48

Примечание. ¹По (Систематика и классификация..., 1998). ²Полужирным прямым шрифтом выделены наиболее распространенные породообразующие минералы галогенных пород, курсивом – локальные породообразующие минералы; подчеркнуты основные парагенные минералы. ³Содержания компонентов – по (Бетехтин, 1956; Семенов, 2007); в скобках – примесь.

Note. ¹According to (Systematics and classification..., 1998). ²The most common rock – forming minerals of halogen rocks are highlighted in bold; the local rock – forming minerals are shown in bold italics; the main paragenic minerals are emphasized. ³Content of components given according to (Betekhtin, 1956; Semenov, 2007); in parentheses is an admixture.

Таблица 2. Химический состав рассолов Восточно-Сибирского соленосного бассейна¹, по данным (Основы гидрогеологии..., 1982; Анциферов, 1989; Рифовые..., 2015)

Table 2. The chemical composition of the brines of the East Siberian salt basin¹, according to (Osnovy gidrogeologii..., 1982; Antsiferov, 1989; Reef..., 2015)

№ п.п.	Ион	C ₁₋₂ ²		C _{1m-an} ²		R-V ²		Среднее АЛ + НБ ³
		АЛ ³	НБ ³	АЛ ³	НБ ³	АЛ ³	НБ ³	
г/л								
1	ΣМ	250/626 ¹	380/630	393/600	397/550	356/457	359/380	330
2	Na	50/90	43/126	44/70	42.3/164	36.5/82.0	36.9/125	40.2
3	K	5.8/26.0	10.0/19.5	14.3/30.0	16.6/23.0	6.5/21.0	8.3/22.4	8.58
4	Ca	30/183	80/167	44/161	80/145	75/114	75/150	63.6
5	Mg	4/42	12/42	3/14	13/18	12/31	10/64	7.95
6	Cl	150/405	240/406	227/376	246/325	225/238	227/302	201
7	SO ₄	1.5/6	1.4/4.4	0.9/3	0.5/0.6	0.2/1.0	0.2/0.9	1.60
8	HCO ₃	0.3/4	0.4/3.8	0.4/1.2	0.4/1.3	0.3/5.0	0.3/12.2	0.48
9	Br	1.9/9.0	3.5/11.0	5.6/12.0	5.8/9.3	5.2/7.2	5.6/8.0	4.42
10	Sr	3.9/8.0	5.5/5.5	4.4/8.0	2.2/3.4	2.9/6.3	2.9/5.0	2.58
мг/л								
11	J	5.4/8.0	17.0/50.0	5.0/8.0	12.0/25.0	6.0/8.0	29.0/255	4.0
12	Li	24.0/500	—	—	—	—	28.0/71.0	24.0
13	Rb	15/30	99	17/64	10/23	8/25	9/25	5.0
14	Cs	0.06	—	—	—	0.88/2.2	0.46/0.81	0.06
15	B	124/364 ,	76/306	67/159	128/266	52/278	83/282	36.0
16	Fe"	220	—	—	—	801/1750	380/1174	220
17	Mn	92/165	274/380	—	—	195/460	171/286	300
18	NH ₄	197/760	238/340	414/1244	659/1860	322/1042	287/810	—

Примечание. ¹В числителе – средние значения, в знаменателе – максимальные. Полужирным шрифтом выделены компоненты рассолов, находящиеся в промышленных концентрациях. Прочерк – отсутствие данных. ²C₁₋₂ – соленосная формация, C_{1m-an} – нижний комплекс соленосной формации, R-V – подсолевой комплекс. ³АЛ – Ангара-Ленская ступень, НБ – Непско-Ботуобинская антеклиз.

Note. ¹In the numerator are average values, in the denominator are maximum values. The components of brines in industrial concentrations are highlighted in bold. Dash means lack of data. ²C₁₋₂ – salt formation, C_{1m-an} – lower complex of the salt formation, R-V – subsalt complex. ³AL – Angara-Lena stage, NB – Nepa-Botuobinsk antecline.

Таблица 3. Характерное содержание основных фойдафильных компонентов в щелочных породах*, %**Table 3.** The characteristic content of the main foydafilnyh components in alkaline rocks*, %

Основные фойдафильные компоненты	Содержание
Na ₂ O	7–14
Na ₂ O + K ₂ O	11–17 (до 20)
K ₂ O	5–12 (3)
Cl	0.05–1.50 (до 2.2–5.6)
CO ₃	2.5–8.1
SO ₄	0.1–0.33 (локально до 3.0)
Rb	0.01–0.07

*Обобщение по данным (Соловьев, 1970; Восточно-Африканская..., 1974; Бородин, 1974; Щелочные породы, 1976; Когарко, 1977; Лазаренков, 1988; Хомяков, 1990; Богатиков и др., 1991; Пеков, 2006; Семенов, 2007; Aiuppa et al., 2009; и др.).

*Generalization according to (Solov'ev, 1970; East African..., 1974; Borodin, 1974; Alkaline rocks, 1976; Kogarko, 1977; Lazarenkov, 1988; Khomyakov, 1990; Bogatikov et al., 1991; Pekov, 2006; Semenov, 2007; Aiuppa et al., 2009; and others).

Хлор. Высокий потенциал природных солей в качестве источника хлора столь же очевиден. Наряду с натрием это еще один главный макрокомпонент галофильных ассоциаций, большую часть которых можно назвать также и хлорофильными. При этом относительная количественная роль хлора в них даже более значима. Содержание хлора в солях (около 1 т в 1 м³ соли) более чем на порядок превышает таковое в щелочных породах, где хлор присутствует в виде относительно небольшой, хотя значимой и весьма частой примеси (до 1.5%, порой до 2.2–5.6%, см. табл. 3). Обогащение щелочных комплексов хлором фиксируется его широким распространением в их породах. В щелочных комплексах выявлена примесь хлора во многих петрогенных и акцессорных алюмосиликатных минералах, как калийных, так и мафических, порой достигающая порообразующих значений (табл. 6, 7). Хлор, в частности, входит в состав важных порообразующих минералов: содалита (до 4.9–7.3%), скаполита (до 3%), эвдиалита (до 0.7–1.6%), в меньшей мере – нозеана, гаюина, лазурита (Бетехтин, 1956; Соловьев, 1970; Пеков, 2006; Хомяков, 2007; Семенов, 2007; и др.). Присутствию примеси хлора обязаны многие новые и экзотические

Таблица 4. Минералы щелочных пород, обогащенные фойдафильными щелочными и летучими компонентами (их основные концентраторы)**Table 4.** Minerals of alkaline rocks, enriched in foidafilic alkaline and volatile components (their main concentrators)

Na (и K-Na) ¹	K ¹	Cl	CO ₃	SO ₄	F	Br
Нефелин Анальцит Натросилит Натролит Мелилит Альбит Эгирин Арфведсонит Содалит Скаполит (мариолит) Эвдиалит Натрит Термонатрит Канкринит Канкринит (вишневит) Нозеан Гаюин Лазурит Виллиомит Криолит	Лейцит Кальсилит Микроклин Чароит	Содалит Скаполит (мариолит) Лазурит Канкринит Эвдиалит Хлор-апатит Дэвит Квадридэвит Алтисит Делхейлит	Термонатрит Натрит Канкринит Натрон Трона	Канкринит (вишневит) Нозеан Гаюин Лазурит Дэвит	Виллиомит Криолит Арфведсонит Чароит Фтор-апатит	Кальсилит Микроклин Поллуцит

Примечание. ¹Обобщение по данным (Когарко, 1977; Хомяков, 1990; Пеков, 2006; Семенов, 2007; Геологический словарь, 2010–2012; и мн. др.). Полуужирным шрифтом выделены минералы, для которых характерно обогащение, помимо щелочных металлов, также летучими компонентами.

Note. ¹Generalization according to (Kogarko, 1977; Khomyakov, 1990; Pekov, 2006; Semenov, 2007; Geological Dictionary, 2010–2012; and many others ones). Boldface indicates minerals that are enriched in volatile components in addition to alkali metals.

Таблица 5. Сопоставление распространенности основных галофильно-фойдафильных компонентов в соленосных и щелочных породных ассоциациях

Table 5. The comparison of distribution of the main halophilic-foydaphilic components in saline and alkaline rock associations

Галофильно-фойдафильные компоненты	Распространенность в породных ассоциациях*	
	в соленосных	в щелочных магматических
Na	XX	XX
K	X	X
Cl	XX	+X
CO ₃	X	+X
SO ₄	X	+X
Rb	+(+)	+(+)

*Распространенность компонентов: XX – широкое и значительное в основных породообразующих минералах, X – локальное значительное в основных и второстепенных породообразующих минералах или в парагенных комплексах, + примесь значимая, (+) примесь незначительная, неравномерная.

*Distribution of components: XX – wide and significant in the main rock-forming minerals, X – local significant in the main and secondary rock-forming minerals or in paragenic complexes, + significant impurity, (+) minor, non-uniform admixture.

минералы щелочных комплексов, открытые в последние десятилетия. Их количество постоянно растет. Важен и сам факт частого присутствия повышенных содержаний хлора в малохарактерных для этого магматических породах. Многие хлорсодержащие минералы известны только в щелочных комплексах. В еще большей мере эта особенность типична для сопутствующих щелочных метасоматических и гидротермальных образований.

Показательна частая согласованность появления в минералах и породах щелочных комплексов повышенных концентраций натрия и хлора – весьма значимый индикатор вероятной общности их источника.

Вместе с тем в контексте обсуждаемой проблемы – роли солей в качестве общего источника в щелочных породах и натрия и хлора – следует обратить внимание на тот факт, что, хотя содержания хлора в таких породах повышены, все же, как правило, они относительно небольшие (по сравнению с солями, где содержание хлора даже превышает содержание натрия). То есть в данном контексте можно говорить о своеобразном “недостатке прироста” в щелочных породах хлора относительно натрия. Одной из главных причин такого “недостатка” может быть известная очень высокая растворимость хлоридов большинства металлов, в том числе почти всех петрогенных (для Ca, Mg, Fe она значительно превышает даже растворимость хлоридов Na и K). Возникающий своеобразный “недостаток” осадителей ионов хлора в соляно-магматической си-

стеме служит серьезной предпосылкой для их накопления (и выноса) в составе флюидных фаз с образованием высококонцентрированных Na-Ca-Mg-Fe хлоридных рассолов, сопутствующих щелочному магматизму. Обладая высокой растворяющей активностью по отношению ко многим металлам, в том числе рудным, эти рассолы могут извлекать их как из алюмосиликатных расплавов, так и из рудоносных членов соленосных сообществ. Образующиеся металлоносные рассолы впоследствии участвуют в формировании обширных рудоносных гидротермально-метасоматических ареалов, связанных со щелочными комплексами.

В итоге хлор может способствовать дифференцированности флюидно-магматических систем двояко: благоприятствуя, с одной стороны, растворению и интенсивному выносу “хлорофильных” компонентов в составе отделяющихся высокоминерализованных хлоридных флюидов, а с другой – накоплению “хлорофобных” (или “магмафильных”, по (Маракушев и др., 1997)) компонентов в остаточных магматических породах. Такой своеобразный “хлоридный” тип дифференциации во многом может влиять на характер как минералообразования, так и сопряженного с ним рудогенеза с отдельным формированием хлорофильных и магмафильных рудных концентраций (Когарко, Рябчиков, 1978; Маракушев, Сук, 1996; Маракушев и др., 1997; Aïurra et al., 2009). В этом, по-видимому, заключается очень важная функция хлора в щелочном петро- и рудогенезе. Справедливость этих представлений достаточно уверенно подтверждают экспериментальные данные (они кратко обсуждаются ниже).

Таким образом, общим результатом взаимодействия алюмосиликатных расплавов с солевыми хлоридными системами является относительно устойчивое, но небольшое и неравномерное обогащение расплавов хлором с одновременным отделением основной его части в подвижную флюидную фазу, резко обогащенную хлоридными компонентами. В итоге в щелочных магмато-генно-метасоматических системах хлор является хотя и количественно второстепенным, но весьма значимым минералообразователем и важным дополнительным инициатором фракционного разделения, влияя на многие специфические особенности и химического и минерального состава пород и на их рудоносность.

Микрокомпоненты. Ряд микрокомпонентов, типичных для соленосных комплексов (преимущественно редких щелочных металлов и галогенов – Rb, Cs, Li, Br и др.), могут служить источником обогащения ими магм и образования фойдафильных примесей в щелочных минералах и породах. Намечается, в частности, сходство наборов микрокомпонентов, характерных для калийных разновидностей солей и щелочных пород. В щелочно-

Таблица 6. Содержание галофильно-фойдафильных компонентов в основных породообразующих и второстепенных специфических минералах щелочных пород, %**Table 6.** The content of halophilic-foydaphilic components in the main rock-forming and secondary specific minerals of alkaline rocks, %

Основной щелочной металл	Минерал	Формула	Содержание
Na	Нефелин	NaAlSiO₄	Na₂O – 17–24
	Анальцит	NaAlSi₂O₆·H₂O	Na₂O – 14
	Натросилит	Na₂Si₂O₅	Na₂O – 15
	Натролит	Na₂[Al₂Si₃O₁₀]·2H₂O	Na₂O – 16.3
	Мелилит	NaCa₃Al₃Si₃O₁₄	Na₂O – 5
	Альбит	NaAlSi₃O₈	Na₂O – 12
	Эгирин	NaFeSi₂O₆	Na₂O – 10.4–13.4
	Арфведсонит	Na₃(Mg,Fe)₄(Fe,Al)[Si₄O₁₁]₂[OH,F]₂	Na₂O – 8–20
	Содалит	Na₄Al₃Si₃O₁₂Cl	Na₂O – 22.5–26, Cl – 4.9–7.3
	Скаполит (мариолит)	Na₄(AlSi₃O₈)₃Cl	Na₂O – 14, Cl – 3
	Эвдиалит	Na₄Ca₂ZrSi₆O₁₇[OH,Cl]₂	Na₂O – 12–17, Cl – 0.7–1.6
	Натрит	Na₂CO₃	Na₂O – 60, CO₂ – 40
	Термонатрит	Na₂CO₃·H₂O	Na₂O – 50, CO₂ – 33
	Канкринит	Na₆Ca₂(AlSiO₄)₆(CO₃)₂·2H₂O	Na₂O – 16–19, CO₂ – 7
	Канкринит (вишневит)	Na₈(AlSiO₄)₆SO₄·3H₂O//	Na₂O – 23, SO₃ – 6
	Нозеан	Na₈(AlSiO₄)₆SO₄·H₂O	Na₂O – 23, SO₃ – 8, Cl – 0.7
	Гаюин	Na₆Ca₂(AlSiO₄)₆(SO₄)₂	Na₂O – 16.6–22.5, SO₃ – 11.8–14.2, Cl – 0.4
	Лазурит	Na₃Ca(AlSiO₄)₃SO₄	Na₂O – 17, SO₃ – 12, Cl – 0.25
K	Виллиомит	NaF	Na – 55, F – 45
	Криолит	Na₃AlF₆	Na – 10?, F – 13
	Лейцит	K[AlSi₂O₆]	K₂O – 21.5
	Кальсилит	KAlSi₂O₆	K₂O – 30, (Rb)
	Микроклин	KAlSi₃O₈	K₂O – 17, Rb₂O – до 1.4, Cs₂O – до 0.2
	Чароит	K₅Ca₈(Si₆O₁₅)₂(Si₂O₇)(Si₄O₉)(OH,F) nH₂O	K₂O – n, F

Примечание. Обобщение по данным (Бетехтин, 1956; Главнейшие провинции..., 1974; Когарко, 1977; Когарко, Рябчиков, 1978; Лазаренков, 1988; Хомяков, 1990; Семенов, 2007; Геологический словарь, 2010–2012; и др.). Полуужирным шрифтом выделены основные галофильно-фойдафильные компоненты данного минерала.

Note. Generalization according to (Betekhtin, 1956; Major provinces..., 1974; Kogarko, 1977; Kogarko, Ryabchikov, 1978; Lazarenkov, 1988; Khomyakov, 1990; Semenov, 2007; Geological Dictionary, 2010–2012; and other). The main halophilic-foydaphilic components of this mineral are highlighted in bold.

Таблица 7. Минералы щелочных пород, обогащенные, наряду с Na и K, летучими компонентами**Table 7.** Minerals of alkaline rocks, enriched along with Na and K, volatile components

Основной щелочной компонент	Cl	CO ₃	SO ₄	F	Br
Na	Содалит Скаполит (мариолит) Лазурит Канкринит Эвдиалит	Термонатрит Канкринит Натрит	Канкринит (вишневит) Нозеан Гаюин Лазурит	Виллиомит Криолит Арфведсонит	–
K	Фенаксит Дэвит Квадридэвит Алтисит Делхейлит	–	Дэвит	Чароит	+

Примечание. Обобщение по данным (Бетехтин, 1956; Хомяков, 1990; Семенов, 2007; Геологический словарь, 2010–2012; и др.). Знак “+” означает наличие локально развитой значимой примеси. Прочерк – сведения о минералах отсутствуют.

Note. Generalization according to (Betekhtin, 1956; Khomyakov, 1990; Semenov, 2007; Geological Dictionary, 2010–2012; etc.). The sign “+” indicates the presence of a locally developed significant impurity. Dash – no data about minerals.

калиевых магматических комплексах отмечались повышенные содержания Rb, Cs, а в последние годы – также Br (Главнейшие провинции..., 1974; Aicurra et al., 2009), т.е. микрокомпонентов, типичных для калийных солей. Показательны данные, касающиеся рубидия. Его среднее содержание в щелочных породах 0.01–0.07% (≈ 686 г/т), в сильвините $(20-50) \times 10^{-4}\%$ (0.002–0.005%); в карналите $200 \times 10^{-4}\%$ (0.002%). Содержание Rb в щелочных породах, как и в солях, положительно коррелирует с калием (Лазаренков, 1988). При этом важнейшими концентраторами рубидия и в калиевых щелочных породах, и в калийных солях являются минералы, типоморфные для этих пород: лейцит и псевдолейцит – в первых, сильвин и карналлит – во вторых. Можно полагать, что за обогащение щелочных пород разными наборами микропримесей “отвечают” соли разных геохимических типов.

Итак, включение соляных масс в магматический процесс достаточно просто объясняет природу концентрированного источника натрия, калия, хлора и ряда галофильных микрокомпонентов. Обеспечивая их необходимый дополнительный резерв в щелочных комплексах, они могут также влиять на их геохимический тип, характер микропримесей и некоторые специфические структурно-вещественные показатели.

Летучие. К группе летучих компонентов в большинстве публикаций обычно относят, помимо уже рассмотренного хлора, CO_2 , SO_3 , F, H_2S , H_2O и др. В соленосных толщах концентраторами и мощными источниками всего спектра этих компонентов являются, как отмечалось, парагенные солям минералы и породы, прежде всего сульфатные и карбонатные. В разных количествах они присутствуют в собственно соляных телах, но образуют и самостоятельные парагенные солям породные комплексы, в том числе весьма мощные.

Важная и разнообразная роль летучих в щелочном магматизме широко обсуждалась в литературе (Когарко, Рябчиков, 1978; Карбонатиты, 1969; Геологический словарь, 2010–2012; и мн. др.). Высокая их роль как инициаторов процессов, однако и “донорские” функции весьма значимы. Летучие обеспечивают обогащенность щелочных пород, наряду с хлором, сульфат- и карбонат-ионами, проявляясь в широком распространении многих минералов, содержащих эти анионы (см. табл. 6, 7). Содалитовые, гаюиновые, нозеановые, канкринитовые породы образуют в щелочных массивах значительные блоки (Главнейшие провинции..., 1974; Хомяков, 1990, 2004, 2007; Семенов, 2007; и др.). Весьма богаты, в частности, сульфатами щелочные комплексы Ловозера, Лос, Верхнерейнского массива и др. Показательно обнаружение в некоторых щелочных массивах широкого распространения минералов группы содовых (натрит, термонатрит и др.). Их чрезвычайно высокое количество установлено

в щелочных комплексах Хибинско-Ловозерском и Илимаусак. Особое внимание привлекают знаменитые содовые лавы молодого вулкана Олдоинья-Ленгаи (рис. 7), где концентрации содовых карбонатов максимально высоки. Здесь же выявлены высокие содержания Na, K, Cl, SO_3 . В составе лавы в 2008 г. определены, %: Na_2O – 32.22, CO_2 – 31.55, CaO – 14.2, K_2O – 8.38, SO_3 – 3.72–3.40 (<http://tadviser.ru/index.php>). Характерна пространственная ассоциация этого вулкана с современными высококонцентрированными содовыми озерами (Магади, Натрон и др.), а также (тех и других) с ареалами распространения в субстрате триасово-юрских соленосных отложений (см. (Беленицкая, 2020)).

Обилие летучих компонентов в щелочных комплексах влияет и на некоторые их характерные структурно-текстурные, морфологические и пространственные показатели. Максимально они выражены в агпаитовых и пегматоидных разновидностях, для которых весьма специфичны.

Подытожим **наиболее значимые проявления и признаки** влияния галофильных компонентов на различные особенности состава, строения и морфологии щелочных комплексов, которые могут быть вероятным отражением участия этих компонентов в магматизме:

- специфические черты минерального состава щелочных пород, сопоставимые с комплексом характерных особенностей компонентов и микрокомпонентов галофильного сообщества;

- структурно-текстурные показатели, в том числе “агпаитовые” проявления, “ответственность” за которые может быть связана с повышенными содержаниями щелочных металлов и летучих “галофильной” природы;

- гетерогенность и дискретность разномасштабных вещественных и структурно-текстурных показателей, их частая контрастная изменчивость – вероятные следствия неравномерности проявления процессов контаминации магмы соленосными отложениями (в результате вариаций как состава их ассимилированных блоков, так и их размера внутри общих камер);

- относительная согласованность появления большинства перечисленных аномальных макро- и микропоказателей и их сочетаний – вероятное отражение их возникновения под воздействием одних и тех же агентов;

- широкое распространение в щелочных магматических и сопутствующих метасоматических образованиях пегматоидных структур и собственно пегматитовых тел – одно из важных общих следствий высоких содержаний летучих;

- обширные ореолы щелочных метасоматитов и гидротермалитов с высокими содержаниями галофильно-фойдафильных компонентов, максимально развивающихся во фронтальных зонах восходящих флюидных потоков;



Рис. 7. “Содовая” магматическая гора Олдоинья-Ленгаи (http://tadviser.ru/index.php_Ol_Doinyo_Lengai).

Fig.7. “Soda”magmaticMountain Oldoinya Lengai (http://tadviser.ru/index.php_Ol_Doinyo_Lengai).

– повышенная интенсивность дифференциации в соляно-магматических системах (Петрографический кодекс..., 2009; Лазаренков, 1988) как следствие сочетания различных ее типов, в том числе обязанных высокой концентрации галофильных компонентов;

– значительное ускорение восходящего движения магмы, сопровождающееся, в частности, активизацией вулканизма взрывного типа, – еще одно возможное следствие резкого обогащения магм летучими.

Таким образом, высокие содержания галофильных компонентов и микрокомпонентов (и особенно их сочетаний), заимствованных из соленосных комплексов и парагенных им пород, могут проявляться как в особенностях состава щелочных комплексов, так и в их структурно-текстурных и морфологических особенностях и пространственных взаимоотношениях. Вместе они могут определять широкий спектр специфических особенностей щелочных магматических и сопряженных с ними метасоматических пород и составлять их разнообразную “фойдафильную” специализацию.

Рудогенная роль компонентов солей

В широком спектре процессов рудогенеза, связанного с магматогенно-метасоматическими и ме-

таморфическими образованиями, многие исследователи отводят значимую роль солям и особенно рассолам (Пильтенко, 1964; Сердюченко, 1972; Павлов, 1975; Мазуров и др., 2007; Гришина и др., 2014; и др.). Большое внимание этим вопросам уделял Д.П. Сердюченко (1972; и др.). Он, в частности, считал, что многие нижнедокембрийские отложения первоначально обладали как высокой соленосностью, так и значительной рудоносностью и в ходе последующих метаморфо-метасоматических процессов служили одновременно источниками и “агентов-минерализаторов” и рудных элементов.

В рудогенезе, сопутствующем щелочному магматизму, значимая роль нередко отводится повышенным содержаниям летучих веществ, а порой и щелочных металлов (Когарко, 1977; Когарко, Рябчиков, 1978; Маракушев и др., 1997; и др.). Однако с соленосностью субстрата их повышенные содержания, как правило, не связываются.

Среди рудных компонентов, характерных для щелочных комплексов, по типу взаимосвязей с теми или иными элементами флюидно-магматических систем, намечаются, как указывалось, две группы – хлорофильная и маग्мафильная (Маракушев и др., 1997). В ходе процессов щелочного рудогенеза хлор и натрий являются двумя очень важными факторами, по-разному влияющими на рудный потенциал щелочных комплексов. С хлором связано об-

разование концентрированных хлоридных рассолов, обладающих высокой извлекающей способностью по отношению ко многим металлам, что благоприятствует обогащению ими флюидных фаз, а в дальнейшем – накоплению в их производных рудоносных гидротермально-метасоматических образований, что определяет их высокую “хлорофильную” рудоносность. Одновременно в остаточных магмах накапливаются маγμαфильные (“хлорофобные”) компоненты, формирующие магматогенные рудные концентрации. Щелочные металлы, обогащающие магмы, нередко также рассматриваются как один из факторов, в большой мере способствующий значительному остаточному накоплению в магмах Zr, Hf, Nb, Ta и других компонентов, наиболее характерных для агпаитовых и ультраагпаитовых комплексов (Хомяков, 2004, 2007).

Среди источников рудных компонентов для щелочных комплексов и связанных с ними гидротермально-метасоматических образований предполагается два основных: один (чаще) – глубинные алюмосиликатные расплавы (мантийные магмы), другой (реже) – рудоносные члены осадочных комплексов во взаимодействии с магмой.

В случае участия в процессах щелочного магматизма соленосных парагенезов, обладающих значимой и разнообразной рудоносностью своих членов (рис. 8) (Беленицкая, 1998), они могут выступать в качестве дополнительных источников целого ряда рудных компонентов, т. е. служить активными агентами рудонакопления.

Участие в магматизме пород, парагенных солям

Еще одной важной стороной обсуждаемой модели галоконтаминации глубинных магм является вовлечение в ассимиляционные процессы не только соляных тел, но также и парагенных солям толщ, по составу близких примесным минералам соляных пород, но гораздо более масштабных. В наибольшей мере это касается ангидритовых, карбонатных (прежде всего – доломитовых), высокоуглеродистых комплексов (см. рис. 8). Их парагенезис с солями весьма устойчив, так что совместное участие во взаимодействии с магмой вполне закономерно. В качестве источника летучих их роль уже частично отмечалась выше.

Ангидриты – одни из самых частых и масштабных спутников хлоридных солей (см. рис. 8, табл. 1). Потенциальные возможности ангидритов в качестве источника разных форм серы (сульфатной, сульфидной, самородной) достаточно очевидны и освещены во многих работах, например в (Рифогенные..., 1990; Рифовые..., 2015; и др.). Важно, что эти же формы серы весьма часто также обогащают щелочные и сопутствующие им породы и руды.

При рассмотрении процессов взаимодействия ангидритов с магмой следует иметь в виду вероятность их участия в этих процессах отдельно от каменной соли. Уже в автохтонных галогенных комплексах соли и ангидриты хотя и сопряжены пространственно, но при этом достаточно дифференцированы (см. рис. 8). В ходе же кинематической эволюции происходит еще более значительное их разделение: соль первая “уходит” с мест первоначального нахождения, а ангидрит дольше остается *in situ*, сохраняясь, в частности, как в покровно-складчатых комплексах орогенов, так и в глубоко погруженных толщах фундамента платформ. В таких обстановках зачастую более вероятно участие во взаимодействии с глубинными магмами именно ангидритов. Например, это касается ангидритов, глубоко погребенных в нижнедокембрийских толщах палеорифтовых структур, для которых весьма вероятно их участие в формировании медно-никелевых руд типа Норильских и Печенгских. В этих и подобных случаях сера ангидритов может расходоваться на обогащение сульфатами и сульфидами как самих магматических пород, так и связанных с ними руд.

Доломиты и известняки. Столь же масштабны другие обычные спутники солей – осадочные карбонаты, особенно доломиты¹. Участие карбонатов в щелочном магматизме является ключевым положением известной модели Р. А. Дели и С. Ж. Шенда, согласно которой осадочные карбонаты рассматриваются в качестве главного источника углекислоты и основной причины десиляции магм². Несмотря на неоднократно высказывавшиеся серьезные возражения, основные положения этой модели применительно к щелочному петрогенезу остаются актуальными и отстаиваются рядом современных исследователей. Наиболее вероятна и значима роль компонентов осадочных карбонатов в образовании карбонатитов – верхнего звена восходящих щелочно-карбонатитовых магматогенно-метасоматических систем.

Породы с повышенной углеродистостью, часто рудоносные. Высокоуглеродистые породы – еще один член галофильных макросообществ (Беленицкая, 1998; Рифовые..., 2015; и др.). В щелочном магматизме эти породы могут служить важным источником как углеродистого вещества, примесь которого характерна для многих щелочных

¹ В работах (Карбонатиты, 1969; и др.) отмечалось, что присутствие карбонатов установлено в 107 районах развития щелочных пород из 155 (общего числа изученных).

² Можно полагать, что бедность щелочных магм SiO₂ (их “десиляция”) в разных случаях может быть обусловлена и другими причинами, в том числе наследованием (преемственностью) от исходных мантийных магм, бедных SiO₂, а также выносом SiO₂ высокоактивными флюидами.

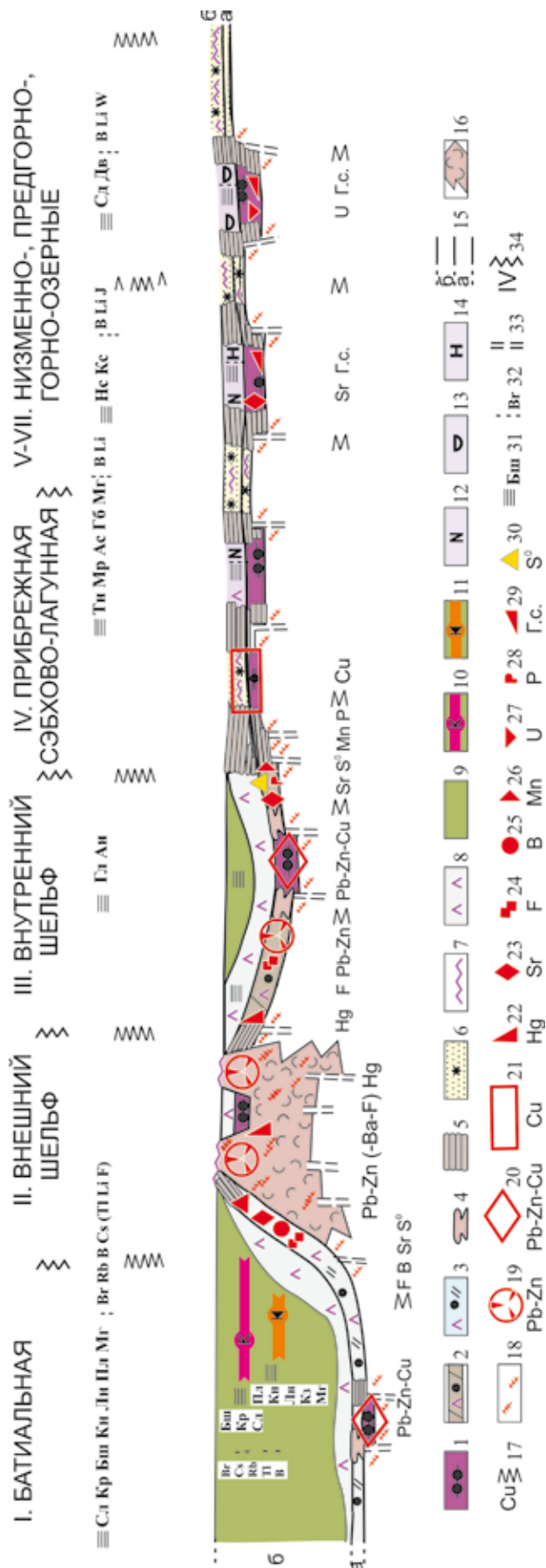


Рис. 8. Рудно-фациальная модель рифогенно-углеродисто-галогенной ассоциации, по (Беленицкая, 1998).

1–6 – рудоносные парагенерации подгалогенного биохалогенного горизонта: 1 – высокоуглеродистая, 2 – доломитовая с повышенной углеродистостью и сульфатно-носностью, 3 – доломит с повышенной углеродистостью, 4 – примитивно-углеродистая, 5 – пластово-строматолитовая, 6 – красноцветная с повышенной углеродистостью, сульфатно-ангидридная; 7 – перерывно-корковые образования; 8–14 – парагенерации галогенного горизонта: 8 – сульфатно-кальциевая, 9 – галитовая, 10 – хлоридно-кальциевая, 11 – сульфатно-натриевая, 12 – сульфатно-натриевая, 13 – содовая, 14 – нитратная; 15 – биохалогенный (а) и соленосный (б) горизонты; 16 – рифогенный комплекс в субстрате; 17 – зональность распределения полезных компонентов; 18 – диагенетическая металлоносность в субстрате; 19–30 – полезные компоненты в различных парагенерациях биохалогенного горизонта: 19 – Pb-Zn в карбонатах, 20 – Pb-Zn в карбонатах, 21 – Pb-Zn в карбонатах, 22 – кинварь, 23 – целестин, иногда селит, 24 – флюорит, иногда селит, 25 – бораты, 26 – марганцевые руды, 27 – уран, 28 – фосфаты, 29 – металлоносные черные (до горючих) сланцы, 30 – сера самородная; 31, 32 – полезные компоненты в различных парагенерациях соленосного горизонта: 31 – минеральные макрокомпоненты солей (Биш – бишофит, Кр – карналлит, Сл – сильвин, Пл – полигалит, Кн – кизерит, Кз – кизерит, Мг – магнетит, Гл – галит, Ан – ангидрит, Тн – тенардит, Мр – мирабилит, Гб – глауберит, Ас – астраханит, Сд – минералы содовой группы, Дв – давсонит, Нс – натровые нитраты, Кс – то же, калиевые), 32 – малые и микроэлементы солей (в скобках – редкие); 33 – зоны нарушений; 34 – ландшафтные обстановки.

Fig. 8. Ore-facies model of rifogenic-carbon-halogen association, by (Belenitskaya, 1998).

1–6 – ore-bearing paraгенерации of a subhalogen bio-halogen horizon: 1 – high-carbonaceous, 2 – dolomite with increased carbon and sulfate content, 3 – dolomite-anhydrite with increased carbon content, 4 – primitive bioherm, 5 – stratum-stromatolite, 6 – red-colored with increased carbon and salinity; 7 – interruption-crust formations; 8–14 – paraгенерации of the halogen horizon: 8 – calcium sulfate, 9 – halite, 10 – potassium chloride, 11 – potassium sulfate, 12 – sodium sulfate, 13 – soda, 14 – nitrate; 15 – biochemogenic (a) and saline (b) horizons; 16 – rifogenic complex in the substrate; 17 – zoning of the distribution of useful components; 18 – diagenetic metal content in the substrate; 19–30 – useful components in various paraгенерации of the biochemical horizon: 19 – Pb-Zn in carbonates, 20 – Cu-Pb-Zn in high-carbon ("copper shales"), 21 – Cu in red-colored ("copper sandstones"), 22 – cinabar, 23 – celestine, sometimes barite, 24 – fluorite, sometimes selenite, 25 – borates, 26 – manganese ores, 27 – uranium, 28 – phosphates, 29 – metal-bearing black (to combustible) shales, 30 – native sulfur; 31, 32 – useful components in various paraгенерации of the saliferous horizon: 31 – mineral macro-components of salts (Биш – bischofite, Кр – carnallite, Сл – sylvite, Пл – polygalite, Кн – kizerite, Кз – kizerite, Мг – magnesite, Гл – halite, Ан – anhydrite, Тн – tenardite, Мр – mirabilite, Гб – glauberite, Ас – astrahanite, Сд – minerals of the soda group, Дв – davsonite, Нс – sodium nitrates, Кс – the same, potassium), 32 – small and trace minerals of salts (rare in parentheses); 33 – zones of violations; 34 – landscape setting.

пород (определяя их битуминозность, графитонность) так и целого ряда металлов. Кроме того, вероятно участие углеродистого вещества в процессах взаимодействия с сульфатами (в процессах высокотемпературной сульфатредукции) с образованием уголекислоты и сероводорода.

Важными макрочленами многих последовательностей, характерных для нижнедокембрийских разрезов, являются также фосфатоносные отложения и железистые кварциты (Сердюченко, 1972; и др.). В галофильные парагенезы фанерозоя они обычно не входят, но являются членами макропарагенезов докембрия.

О роли морфологии, состава и строения соленосных тел на участках внедрения магмы

Особенности морфологии, состава и строения соленосных комплексов могут оказывать значимое влияние на морфологию промежуточных камер, на состав контаминированных магм, на состав и строение результирующих магматических тел, а также сопутствующих гидротермально-метасоматических образований. Действительно, иногда наблюдаются некоторые черты подобия особенностей морфологии, размеров и расположения щелочных массивов аналогичным показателям соленосных тел. Чаще всего это проявляется в отношении наиболее распространенных и морфологически “выразительных” диапировых и некоторых субпластовых форм. Такого рода сходство щелочных комплексов с участниками взаимодействий со стороны соляного сообщества способно служить источником дополнительной информации о вероятных ориентировочных формах промежуточных камер, их масштабах и общих ареалах взаимодействий.

Для разных тектонических обстановок былого нахождения солей можно предполагать различные пространственно-морфологические и вещественные показатели итоговых магматических тел. Так, для пассивноокраинного типа, смещенного в абиссальную зону, более вероятно участие во взаимодействии соляно-тектонических (диапироподобных и покровообразных) структур, а также различных более сложных инъекционных тел, связанных с миграцией соляных масс в глубоководные области (Belenitskaya, 2018). При этом для состава этих тел более характерно преобладание собственно соляных, часто калиеносных, участников, относительно бедных ангидритами, карбонатами и другими несоляными компонентами, не столь активно участвующими в миграционных процессах. Для покровно-складчатых областей более вероятен близпластовый, под- и вдольнадвиговый, вдольтектонический или неправильно-инъекционный, возможно, многоуровневый характер остаточно-инситуальных и инъекционно-тектонических комплексов. В опре-

деленных условиях здесь может быть более значимой роль ангидритов, доломитов и высокоуглеродистых пород. Для рифтогенных обстановок вероятен каждый из этих двух морфологических и вещественных типов, а также их сочетание. В ходе исследований может быть выявлено более отчетливое отражение конкретных региональных особенностей соленосных комплексов и их ассимилированных частей в морфологии и составе формирующихся щелочных сообществ. Особого внимания заслуживает сопоставимость многоярусности промежуточных камер с многоуровневостью соленосных разрезов.

Соляно-карбонатные (осадочные и инъекционно-осадочные) и щелочно-карбонатитовые (магматогенно-метасоматические) макропарагенезы: некоторые сопоставления

Для осадочных последовательностей хорошо известно наличие устойчивых парагенезов соленосных комплексов с карбонатными толщами. У большинства исследователей не вызывает сомнения существование ассоциации щелочных пород и карбонатитов, но вопрос об их генетических соотношениях пока решается неоднозначно (Карбонатиты, 1969; Фролов и др., 2003; и др.)³. Эти факты дают основание сопоставить два масштабных типа макропарагенезов. Один – соляно-карбонатный – образован устойчивыми сонахождениями каменной и калийных солей с доломитовыми и известняковыми телами. Другой – щелочно-карбонатитовый – представлен сочетанием натриевых и калиевых щелочных магматических и метасоматических пород с кальциевыми и доломитовыми карбонатитами. Первый макропарагенез – “холодный”, инъекционно-осадочный, второй – “горячий”, магматогенно-метасоматический. Для членов сопоставляемых макропарагенезов, для каждого из них, характерно наличие однотипных геохимических разновидностей (звеньев): натриевых и калиевых у солей и щелочных пород, кальцитовых и доломитовых – у осадочных карбонатов и карбонатитов. Каждый из типов макропарагенезов – инъекционно-осадочный и магматогенно-метасоматический – можно дополнить еще двумя

³ Карбонатиты, являясь значимым масштабным относительно малоглубинным геологическим звеном щелочных магматогенно-метасоматических колонн, могут быть также в большей мере обязаны, по нашему мнению, соленосности недр. Участие в их возникновении избыточных масс щелочей и летучих (однако вне связи с соленосными комплексами) наиболее четко высказано Л.С. Бородиным (Главнейшие провинции..., 1974; Бородин, 1994) и в разных вариантах признается большинством других исследователей (Фролов и др., 2003; и др.).

звеньями – магниевым и карбонатно-натриевым (содовым).

Можно также полагать, что мощные рудоносные “коры выветривания”, весьма характерные для приповерхностных зон карбонатитовых комплексов, в ряде случаев являются не “чисто” гипергенными образованиями (корами выветривания), а флюидно-гипергенными звеньями магматогенно-метасоматических колонн (Беленицкая, 2020), связанными с восходящей разгрузкой в приповерхностную зону глубинных магматогенных флюидов. В таком случае при становлении многих щелочно-магматических комплексов могли иметь место еще более масштабные, чем представлялось ранее, процессы флюидно-магматического взаимодействия, в результате которых формируются многоярусные восходящие колонны. Они представлены следующим рядом образований (снизу вверх): глубинные относительно “чистые” магматические производные мантийных магм, собственно щелочные магматические комплексы, ареалы щелочных метасоматитов натриевого или калиевого типа (фениты и др.), пегматитовые тела, гидротермалиты, максимально развитые на фронте восходящих флюидно-расплавных потоков, щелочные вулканы взрывного типа, карбонатиты (кальциевые, магниевые, натровые) и, возможно, флюидогенные “коры выветривания”. Наборы макрочленов этих фойдафильных восходящих сообществ в разной мере сопоставимы с членами галофильных макропарагенезов или их сочетаний.

О вкладе экспериментальных данных в решение проблем соляно-магматических взаимодействий

Экспериментальным исследованиям процессов взаимодействия высокотемпературных алюмосиликатных расплавов с различными компонентами соленосных систем (Na, K, Cl, SO_4 , CO_2 и др.) посвящаются все больше отечественных и зарубежных работ (Павлов, Рябчиков, 1968; Карбонатиты, 1969; Рябчиков, Хамилтон, 1971; Когарко, 1977; Когарко, Рябчиков, 1978; Маракушев, Сук, 1996; Маракушев и др., 1997; Пуртов и др., 1998, 2002; Карбонатиты и кимберлиты..., 2005; Анфилов, 2006; Сафонов и др., 2007; Чевычелов и др., 2008; Aiuppa et al., 2009; Safonov, Butvina, 2013; Khodorevskaya, Varlamov, 2016; и мн. др.). Достаточно полно они обобщены, например, в работе (Aiuppa et al., 2009). К сожалению, пока изучаются преимущественно взаимодействия магм с растворами солей относительно слабой концентрации. Тем не менее итоги уже выполненных исследований, касающихся ряда обсуждаемых нами проблем, весьма показательны, в том числе в отношении поведения и судьбы натрия, калия и хлора и сопряженных с ними микрокомпонентов. Полу-

ченные результаты подтверждают многие аспекты рассмотренной нами геолого-генетической модели. Приведем немного подробнее наиболее значимые из них.

Подтвержден сам факт активного взаимодействия между высокотемпературными алюмосиликатными расплавами и солевыми системами NaCl и KCl. Взаимодействие сопровождается растворением солей Na и K в расплавах и разделением (расплавлением) основной массы соляно-алюмосиликатных расплавных систем на две жидкости: существенно силикатную (расплавно-силикатную) и солевую (флюидно-солевую). Они выделяются в виде соответствующих слоев с четкой фазовой границей между ними. При этом натрий и калий обогащают расплавно-силикатную фазу, а хлор в большей мере отделяется во флюидную, т. е. наблюдается расслоение соляно-алюмосиликатной жидкости, сопровождаемое дифференциацией щелочных металлов и хлора, что представляет собой один из весьма значимых результатов взаимодействий. В итоге образуются, с одной стороны, алюмосиликатные расплавы, обогащенные солями Na и K и в меньшей мере хлором (но все же обогащенные также и хлором), с другой – хлоридные флюиды, несмешиваемые с силикатными расплавами и проявляющие высокую миграционную способность.

В ряде публикаций частично уточняются также конкретные особенности химических и минеральных взаимодействий, характерных для каждой из этих фаз (например, в (Сафонов и др., 2007)). В частности, даже из слабых растворов NaCl и KCl наблюдаются заимствование щелочных металлов и обогащение ими алюмосиликатных расплавных систем. Чрезвычайно интересны результаты единичных исследований взаимодействий при более высоких концентрациях солей. Так, данные О.Г. Сафопова и В.Г. Бутвиной (Safonov, Butvina, 2013) показали, что увеличение концентраций солей в системах взаимодействия гнейса с водно-углекислосолевыми флюидами смещает состав образующихся расплавов от гранитных к сиенитовым и нефелин-нормативным. Зафиксировано образование даже ультракалиевых минеральных и породных парагенезов, аналогичных камафугитам⁴. Экспериментальные системы, изученные этими авторами, наиболее близки обсуждаемым нами природным системам.

Несколько большее число экспериментальных исследований посвящено поведению хлора и его роли в продуктах магматической дифференциации. Его судьба при образовании несмешиваемых сили-

⁴ Камафугиты – собирательный термин для группы щелочных горных пород, включающей в себя ряд высококалиевых разновидностей: катунгит (лейцитит), мафурит (фоидит) и угандит (ультраосновной фоидит) (Геологический словарь, 2010–2012).

катных и хлоридных расплавов рассматривалась уже в ранних исследованиях (Рябчиков, Хамилтон, 1971; Когарко, 1977; Когарко, Рябчиков, 1978; и др.). Ныне в целом ряде работ показано небольшое обогащение хлором алюмосиликатных расплавов и значительное обогащение им флюидных фаз, активно отделяющихся от расплавных. Особое внимание при этом уделяется изучению экстрагирующей и концентрирующей роли хлорсодержащих фаз в отношении рудных компонентов. Экспериментальными исследованиями многих ученых подтверждено, что присутствие во флюидах хлоридных солей, особенно в высоких концентрациях, является мощным фактором экстракции целого ряда *рудных элементов* из магматических расплавов. Высококонцентрированные хлоридные растворы эффективно избирательно извлекают из расплава и концентрируют многие (но не все) рассеянные рудогенные элементы, в том числе Cu, Zn, Pb, Sn, W, Au, U, часть РЗЭ. При отсутствии хлора эти элементы практически полностью удерживаются магматическими расплавами, накапливаясь в них (в тех или иных их слоях).

Интересные результаты изучения подобных взаимодействий приведены в работах А.А. Маракушева с соавторами (Маракушев, Сук, 1996; Маракушев и др., 1997; и др.), где показано, что хлор, локализуясь во флюидной фазе, способствует экстракции и миграции многих рудогенных металлов. Как полагают исследователи, в этом состоит особая металлогеническая роль хлора в качестве фактора образования рудных месторождений, залегающих вне порождающих их материнских интрузивов. Следует подчеркнуть (и авторы обращают на это внимание), что в ходе экспериментов *слабые хлоридные растворы не проявляют способности к экстракции и транспортировке* из силикатных расплавов редкоземельных элементов, в то время как *концентрированные (плотные) щелочно-галогенные фазы эффективно экстрагируют* различные рудные металлы, в том числе Au, W и некоторые редкоземельные элементы (La, Nd и др.). Вместе с тем авторы подчеркивают (и это, на наш взгляд, чрезвычайно важно), что хлоридная экстракция металлов имеет избирательный характер, определяясь химическим сродством к хлору.

Таким образом, экспериментальные данные определенно показывают, что хлоридная экстракция для одних рудогенных металлов представляет важную ступень в их избирательной миграции из магматических очагов и в накоплении в составе флюидных фаз, для других же, наоборот, она может способствовать накоплению в определенных типах алюмосиликатных расплавов. Оба варианта сопровождаются раздельным формированием “своих” типов руд: первый – в составе гидротермально-метасоматических образований, второй – в магматогенных.

Для подтверждения рассматриваемой модели щелочного магнеообразования желательны более детальные экспериментальные исследования взаимодействий между расплавными алюмосиликатными компонентами и собственно солями, особенно NaCl, и/или высококонцентрированными рассолами. Наиболее результативным представляется экспериментальное изучение взаимодействия магм с **комплексом** компонентов соленосных сообществ, включая, наряду с солями, также сульфатные и карбонатные их члены.

В целом имеющиеся результаты уже выполненных исследований, а также проводимых в последние годы для рассматриваемой проблемы чрезвычайно показательны. Они, бесспорно, не противоречат предлагаемой геологической модели галоконтинации с участием соленосных комплексов (и, прежде всего, их макросоставляющих – *натрия, калия, хлора и других летучих*) в химических соляно-расплавных взаимодействиях, а во многих аспектах подтверждают ее. С точки зрения О.Г. Сафонова – ведущего исследователя-экспериментатора рассматриваемых систем, такая интерпретация экспериментальных результатов вполне правомерна, а эмпирический вывод о возможной роли ассимиляции солей в генезисе и эволюции щелочных магм достаточно обоснован (личная переписка автора с О.Г. Сафоновым, 2015–2016 гг.).

Сравнительный анализ геолого-генетических моделей щелочного магнеообразования

В сложной проблеме генезиса щелочных магматических пород одним из главных, по общему признанию, является вопрос о природе дополнительных источников поступления или накопления щелочных металлов и летучих, ответственных за “фойдафильную” специализацию щелочного магматизма. В различных моделях обсуждаются разные источники и механизмы их накопления.

Наиболее распространены модели с акцентом на следующие факторы и явления. 1. Особые условия кристаллизационной дифференциации магмы под воздействием разных факторов. 2. Процессы ассимиляции коровых карбонатных пород, приводящие к десиликации магмы (Р. Дэли, С. Шенд и др.). 3. Разные типы глубинных и сверхглубинных поступлений, привносящих щелочные компоненты и летучие: сквозьмагматические растворы (Д.С. Коржинский), щелочные расплав-флюиды (Л.Н. Когарко и др.), флюидно-солевые системы (Л.С. Бородин и др.), флюидные плюмы, генерируемые на границе с жидким ядром (Н.Л. Добрецов, Ф.А. Летников и др.). 4. Затягивание океанических осадков в мантию в зоне субдукции – мантийное рециклирование материала океанической коры (Hofmann, 1997). 5. Реже предполагается некоторое участие процессов ассимиляции магмой подземных рассо-

лов осадочной оболочки (Покровский, 2000). Многие петрологи допускают сочетание разных факторов, хотя и отдают предпочтение одному или двум из них. Практически во всех случаях в качестве источника щелочных компонентов рассматривается *глубинный* (и *сверхглубинный*) материал. Последний может либо “подниматься к поверхности вместе с разного рода мантийными выплавками, либо принимать участие в коровом палингенном процессе, обуславливая все формационное разнообразие щелочных пород” (Главнейшие провинции..., 1974, с. 327).

Пока решение этих вопросов во многом остается дискуссионным. Большинство исследователей склоняется к выводу о наибольшей вероятности мантийных поступлений. Часто предполагается активная роль обогащенной (метасоматизированной) мантии.

Одно из общих затруднений при обосновании разных моделей касается количественной оценки дополнительных источников фойдафильных компонентов. Для любых мантийных поступлений количество привносимых компонентов лимитируется не только их вероятными концентрациями в составе поступающих флюидов, но и возможной общей массой самих несущих флюидов. Количество последних, в свою очередь, зависит от проницаемости пород и их удельной и общей флюидной “емкости”, а также от относительной длительности поступления. При этом масштабное и длительное поступление флюидов, обогащенных щелочными и летучими компонентами, предполагает обязательное наличие в более глубоких зонах коры или мантии огромных питающих резервуаров, способных обеспечивать их необходимый резерв. Поэтому вопрос о способности мигрирующих сквозь магматических растворов и питающих их мантийных резервуаров обеспечить длительный масштабный перенос (и привнос) щелочных металлов и летучих встречает определенные затруднения с этой стороны и пока однозначно не решается. Подобные затруднения относятся и к вариантам накопления щелочных металлов в ходе магматической дифференциации, также в большой мере затрагивающим количественные стороны этих процессов, их способность обеспечить щелочную и ультращелочную специализацию магм. Такого рода затруднения, возникающие при обосновании разных вариантов накопления щелочных металлов в ходе магматической дифференциации, неоднократно обсуждались в петрологической литературе (например, в работе Б.Г. Покровского (2000)).

Возвращаясь к предлагаемой нами модели “галоконтаминации” восходящих магм в результате их взаимодействия с соленосными (карбонатно-сульфатно-соляными) комплексами, еще раз отметим, что она достаточно просто объясняет природу многих сложных аспектов обсуждаемых процес-

сов. Прежде всего это касается сосредоточенного в этих комплексах мощных и концентрированных источников щелочных металлов и летучих, способных восполнить нехватку их внутриматематического резерва для реализации процессов щелочного (и щелочно-карбонатитового) магматизма, при этом реализацию непосредственно *in situ* – в промежуточных магматических камерах без обязательного привлечения глубинных потоков мантийных флюидов.

Значимым *преимуществом* соленосных комплексов перед мантийными поступлениями в качестве дополнительного источника щелочных и летучих компонентов является масштабность и компактность заключенного в них резерва таких компонентов и установление их распространения в регионах проявления щелочного магматизма на соответствующих палеоглубинах и в соответствующих тектонических палеообстановках. Рассмотренная модель расширяет также спектр вероятных механизмов и причин фракционирования, позволяя обсуждать процессы контаминации магмы солями в качестве инициатора процессов дифференциации. С позиций данной модели адекватное объяснение получает, кроме того, факт раздельного нахождения в природе калиевых и натриевых типов щелочных комплексов, а также некоторые другие особенности их накопления.

Вместе с тем следует подчеркнуть, что ряд важных положений предлагаемой модели в разной мере близок тем или иным базовым положениям других разрабатываемых гипотез о генезисе щелочных магм, в частности трем из наиболее распространенных. Так, представления об *ассимиляции магмой карбонатных пород*, которые рассматриваются в качестве главных источников углекислоты и причин десиликации магм, и в настоящее время в разной степени поддерживаются многими исследователями (Ритманн, 1964; Главнейшие провинции..., 1974; Щелочные породы, 1976; Анфилов, 2006; и др.). Поскольку для природных солей парагенез с карбонатами чрезвычайно характерен, то для обсуждаемой нами модели участие во взаимодействии совместно с солями также и осадочных карбонатов является вполне закономерным. При этом весьма показательно, что парагенез, прежде всего с доломитами, характерен как для солей, так и для карбонатитов. Все это делает выполненные в разные годы теоретические и экспериментальные петрологические разработки, обосновывающие значимость для щелочного магматизма процессов ассимиляции магмой карбонатов, приложимыми и к моделям совместной ассимиляции соляно-карбонатных комплексов. Использование полученных ранее результатов изучения процессов ассимиляции магмой карбонатов, дополненное углубленным анализом признаков участия в магматизме соляно-карбонатных парагенезов, является,

по нашему мнению, одним из перспективных направлений дальнейших исследований.

Рассматриваемая модель имеет значимые элементы сходства и с ключевыми положениями весьма популярной гипотезы *мантийного рециклинга* (Hofmann, 1997), которая допускает обогащение щелочами и летучими компонентами в результате ассимиляции субдуцируемого вещества океанической коры (вместе с перекрывающими ее океаническими осадками). В отличие от последней обсуждаемая нами модель включает в себя элементы *чехольно-корового рециклинга* с обязательным вовлечением в магматизм *соленосных (карбонатно-сульфатно-соляных) комплексов* (возможно, тектонически “затащенных” и в еще более глубокие части литосферы). Поскольку соленосные комплексы характерны почти исключительно для коры континентального типа, то модель мантийного рециклинга способна обеспечить лишь весьма ограниченный (на порядки более бедный) источник щелочных и летучих компонентов и ее реализация хотя геологически и вероятна, однако представляется малоэффективной.

Что касается разных вариантов реализации модели *щелочного метасоматоза в мантии* (“обогащенной” метасоматизированной мантии), ныне одной из наиболее распространенных, то ее осуществление в определенных масштабах вполне возможно и за счет сверхглубокого тектонического погружения континентальной коры с фрагментами соленосных тел. Как показано в работе (Беленицкая, 2017), вероятно тектоническое обогащение соленосным веществом не только глубоких зон земной коры, но в какой-то мере и верхней мантии, что предполагает возможность участия этого вещества и в возникновении здесь очагов метасоматизации.

Таким образом, автор не отрицает роли в формировании щелочной специализации магм других факторов и механизмов, обсуждаемых в петрологической литературе. Данная модель рассматривается не в качестве альтернативы существующим представлениям и не исключает вероятность возникновения магм повышенной щелочности другими (возможно разными) способами, в том числе уже в мантии, так же как и участия других механизмов ее роста в процессе эволюции магмы⁵. Весьма вероятна реализация разных процессов и наличие (и даже совмещение) щелочных пород разного генезиса, обязанных разным геологическим факторам.

⁵ Как будто близкую мысль высказывал Л.С. Бородин (Главнейшие провинции..., 1974, с. 305): “По совокупности геологических материалов и данных экспериментальной петрологии достаточно определенно можно предположить существование самостоятельных глубинных и коровых щелочных магм”.

ОБЩЕЕ ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнительный анализ регионального и глобального геологического материала, характеризующего пространственно-временные отношения соленосных и щелочных магматических комплексов, выявил наличие их природных сонахождений, что послужило основанием для выделения соляно-щелочных ассоциаций, а также *соляно-щелочных провинций и поясов*. Различаются три основных их *тектонических типа*: 1) покровно-складчатый, 2) рифтогенный и 3) активизированных пассивных окраин. Для каждого тектонического типа выделены и охарактеризованы *эталонные* соляно-щелочные провинции: Итальянская (покровно-складчатый тип), Верхнерейнская (рифтогенный тип) и Северозападно-Африканская (активизированных пассивных окраин). *Аналоги* эталонных объектов наиболее уверенно устанавливаются среди *неогеодинамических* поясов, где молодым щелочным комплексам часто сопутствуют более древние соли в геоструктурах всех трех тектонических типов. В *палеогеодинамических* поясах (особенно в докембрийских) сонахождение со щелочными комплексами более древних, чем они, солей выявляется менее уверенно.

Сформулирована *геолого-генетическая модель “галокоонтаминации магмы”*. Нахождение соленосных пород на путях восходящего движения глубинных магм, связанных с тектоно-магматической активизацией, представляет собой достаточно распространенное и геологически закономерное явление. Пересекаемые горячей алюмосиликатной магмой уровни соленосности благоприятны для инъекционного внедрения магмы с образованием промежуточных камер – центров ассимиляции магмой соленосных (карбонатно-сульфатно-соляных) комплексов, ее контаминации их компонентами и взаимодействия между ними.

Рассмотрена *роль компонентов и микрокомпонентов соленосных парогенезов в щелочном магматизме*. Они могут служить мощными источниками натрия и калия, а также разнообразных летучих, способных обеспечить характерные черты щелочного породообразования. Высокие содержания щелочных металлов и летучих влияют как на особенности состава щелочных магматических тел и сопутствующих им гидротермально-метасоматических образований, так и на их структурно-текстурные и пространственные особенности, в том числе на широкое развитие агпаитовых структур, пегматоидных образований, на морфологию тел и их пространственные взаимоотношения.

Важной стороной модели является высокая вероятность *ассимиляции* магмой не только солей, но также *парагенных солям комплексов*. В наибольшей мере это касается карбонатов (прежде всего доломитов), а также ангидритов и углероди-

стых отложений часто с характерной “галофильной” рудоносностью. Есть веские основания для сопоставления и совместного рассмотрения двух крупных геологических *макросообществ*. Одни – щелочно-карбонатитовые – представлены “горячими” магматогенно-метасоматическими парагенезами щелочных натриевых и калиевых пород с кальциевыми и доломитовыми карбонатитами. Вторые – соляно-карбонатные – представлены “холодными” инъекционно-осадочными парагенезами каменной и калийных солей с доломитами и известняками.

Среди факторов, затрудняющих представление о взаимосвязи щелочных магм с солями, главным является отсутствие условий для сохранения солей – участников магматизма.

Сравнение рассматриваемой модели с другими обсуждаемыми в литературе гипотезами показывает сходство некоторых их базовых положений. В частности, с ключевым положением популярной модели А. Хофманна, предполагающей *мантийный рециклинг* вещества океанической коры (и перекрывающих ее океанических осадков). В отличие от нее предлагаемая модель ориентирована преимущественно на иной – *коровый (чехольно-коровый) – рециклинг*, что благоприятствует вовлечению в магматизм соленосных (карбонатно-сульфатно-соляных) составляющих (не характерных для океанической коры). Очевидна близость отдельных положений модели с широко известными представлениями об *ассимиляции магмой карбонатных пород*. В целом мы считаем весьма вероятной реализацию в природе разных вариантов щелочного магмогенеза и наличие (и даже совмещение) щелочных пород разного генезиса, обязанных разным геологическим факторам.

Одним из достоинств предлагаемой модели являются очевидные преимущества соленосных (и карбонатно-соленосных) комплексов в качестве источников и щелочных и летучих компонентов, определяемые концентрированностью и масштабностью их резерва. Новое толкование получают многие неоднократно отмечавшиеся исследователями специфические и даже “непонятные” черты состава, строения и распространения щелочных пород.

Прогнозные возможности модели могут быть использованы при изучении как щелочных, так и соленосных комплексов. Например, соленосность разрезов в областях современной или бывшей тектоно-магматической активизации может служить предпосылкой развития в них щелочного магматизма, а распространение щелочных комплексов – предпосылкой наличия погребенных солей.

Изложенные данные свидетельствуют о способности соленосного сообщества служить мощным комплексным источником щелочных металлов и летучих, поставлять большое количество всех этих

компонентов, инициировать активность других факторов, повышать их эффективность и влиять на самые разные аспекты взаимодействий: петрологические, метасоматические, рудно-геохимические и др., т. е. отвечать за уникальные и необычные особенности щелочных и сопряженных с ними образований. Поэтому в случае участия солей в магматизме очень вероятна их активная и разнообразная роль, весьма сходная с предполагаемой ролью глубинных флюидов.

Вероятно также влияние соленосных комплексов и рассолов (или их отдельных компонентов) не только на процессы с выраженной щелочной специализацией, но и на другие проявления эндогенного петрогенеза и рудогенеза, в том числе на процессы гранитообразования, метасоматоза, метаморфизма.

Благодарности

Благодарю своих коллег, сотрудников ВСЕГЕИ, Э.А. Ланду, И.А. Наторхина, Н.Н. Соболева, С.П. Шокальского, Л.Н. Шарпенюк, сделавших ряд важных замечаний, а также О.Г. Сафонова за консультацию по вопросам экспериментальных исследований. Признательна рецензенту статьи за ценные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анфилов В.Н. (2006) Проблемы базальтового магматизма и генезис щелочных пород. *Тезисы Всерос. семинара “Геохимия магматических пород”*. Школа “Щелочной магматизм Земли”. <http://geo.web.ru/conf/alkaline/2006/index69.html>
- Анциферов А.С. (1989) Гидрогеология древнейших нефтегазоносных толщ Сибирской платформы. М.: Недра, 176 с.
- Беленицкая Г.А. (1998) Галогенсодержащие бассейны. *Литогеодинимика и минерализация осадочных бассейнов* (Под ред. А.Д. Щеглова). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 220-320.
- Беленицкая Г.А. (2017) Соли в земной коре: распространение и кинематическая история. *Литосфера*, **17**(3), 5-28.
- Беленицкая Г.А. (2018) Об участии природных солей в щелочном магматизме. Ст. 1. Природные соляно-щелочные ассоциации. *Литосфера*, **18**(2), 153-176. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-153-176
- Беленицкая Г.А. (2019) Об участии природных солей в щелочном магматизме. Ст. 2. Эталонные объекты. Геологические аспекты модели. *Литосфера*, **19**(4), 499-518. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-499-518
- Беленицкая Г.А. (2020) Соли Земли. Тектонические, кинематические и магматические аспекты геологической истории. М.: ГЕОС, 606 с.
- Бетехтин А.Г. (1956) Курс минералогии. М.: Госгеолтехиздат, 558 с.
- Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. (1991) Лампроиты. М.: Наука, 301 с.
- Бородин Л.С. (1994) Генетические типы и геохимические особенности мантийно-коровых карбонатитовых формаций. *Геохимия*, (12), 1683-1692.

- Восточно-Африканская рифтовая система. (1974) М.: Наука, 314 с.
- Геологический словарь (2010–2012). В 3 т. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ.
- Главнейшие провинции и формации щелочных пород. (1974) Отв. ред. Л.С. Бородин. М.: Наука, 376 с.
- Гришина С.Н., Полозов А.Г., Мазуров М.П., Горяйнов С.В. (2014) Генезис хлоридно-карбонатных образований трубки Удачная-Восточная. *Докл. АН*, **458**(2), 198–200.
- Карбонатиты. (1969) (Под ред. О. Таттла и Дж. Гиттинса). М.: Мир, 487 с.
- Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минералогия, прогноз). (2005) А.А. Фролов, А.В. Лапин, А.В. Толстов, Н.Н. Зинчук, С.В. Белов, А.А. Бурмистров. М.: НИИ-Природа, 540 с.
- Когарко Л.Н. (1977) Проблемы генезиса агпаитовых магм. М.: Наука, 294 с.
- Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д. (1978) Летучие компоненты в магматических процессах. *Геохимия*, (9), 1293–1321.
- Лазаренков В.Г. (1988) Формационный анализ щелочных пород континентов и океанов. Л.: Недра, 236 с.
- Мазуров М.П., Гришина С.Н., Истомин В.Е., Титов А.Т. (2007) Метасоматизм и рудообразование в контактах долеритов с соленосными отложениями чехла юга Сибирской платформы. *Геология рудн. месторождений*, **49**(4), 306–320.
- Маракушев А.А., Сук Н.И. (1996) Экспериментальное моделирование рудоносности нефелин-сиенитовых интрузивов. *Докл. АН*, **347**(1), 90–94.
- Маракушев А.А., Сук Н.И., Новиков М.П. (1997) Хлоридная экстакция металлов и проблема их миграции из магматических очагов. *Докл. АН*, **352**(1), 83–86.
- Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия (1982) С.Л. Шварцев, Е.В. Пиннекер, А.И. Перельман, В.И. Кононов, А.Д. Назаров, Н.М. Рассказов, П.А. Удодов, В.М. Швеи. Новосибирск: Наука, 287 с.
- Павлов Д.И. (1975) Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод. М.: Наука, 246 с.
- Павлов Д.И., Рябчиков И.Д. (1968) Долериты, застывшие в соляной толще. *Изв. АН СССР, сер. геол.*, (2), 52–63.
- Пеков И.В. (2006) Ультращелочные жильные гидротермалиты в породах рудоносного расслоенного комплекса Ловозерского массива, Кольский полуостров: минералогия и механизм образования. *Минералогия во всем пространстве сего слова*. Апатиты, 132–135.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. (2009) СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 200 с.
- Пильтенко М.К. (1964) О возможности образования щелочных горных пород посредством палингенеза суперкрупных соленосных толщ. *Происхождение щелочных пород. Тр. 3-го Всесоюз. петрограф. совещ.* М.: Наука, 117–128.
- Покровский Б.Г. (2000) Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М.: Наука, 225 с.
- Пуртов В.К., Анфилов В.Н., Егорова Л.Г. (2002) Взаимодействие базальта с хлоридными растворами и механизм образования кислых расплавов. *Геохимия*, (10), 1084–1097.
- Пуртов В.К., Анфилов В.Н., Егорова Л.Г., Котляров В.А. (1998) Гранитизация базальта в хлоридных растворах по экспериментальным данным. *Докл. АН*, **363**(2), 234–237.
- Пучков В.Н. (2005) Везувий и другие. Самиздат. http://samlib.ru/p/puchkow_w_n/vezuviyiokrestnosti.shtml (accessed 12.12.2015)
- Ритманн А. (1964) Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 438 с.
- Рифовые, соленосные и черносланцевые формации России. (2015) (Отв. ред. Г.А. Беленицкая, О.В. Петров, Н.Н. Соболев). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 624 с.
- Рифогенные и сульфатоносные формации фанерозоя СССР. (1990) (Отв. ред. Г.А. Беленицкая, Н.М. Задорожная). М.: Недра, 291 с.
- Рябчиков И.Д., Хамилтон Д.Л. (1971) О возможности отделения концентрированных хлоридных растворов в ходе кристаллизации кислых магм. *Докл. АН СССР*, **197**(4), 933–936.
- Сафонов О.Г., Перчук Л.Л., Литвин Ю.А. (2007) Взаимодействие диопсида и жадеита с хлоридом калия при давлении 5 ГПа. *Докл. АН*, **415**(1), 105–109.
- Семенов Е.И. (2007) Оруденение и минерализация щелочных пород. М.: Геокарт, ГЕОС, 196 с.
- Сердюченко Д.П. (1972) Соленосные осадочные породы в докембрийских толщах земли и их скаполитсодержащие метаморфические производные. *Геология докембрия*. Л.: Наука, 31–41.
- Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. (1998) В.Н. Шванов, В.Т. Фролов, Э.И. Сергеева, В.И. Драгунов, Д.К. Патрунов, В.Г. Кузнецов, Г.А. Беленицкая, В.В. Жданов, И.Б. Волкова. СПб.: Недра, 352 с.
- Соловьев С.П. (1970) Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л.: Наука, 312 с.
- Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В. (2003) Карбонатитовые месторождения России. М.: НИИ-Природа, 494 с.
- Холоднов В.В., Бушляков И.Н. (2002) Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 392 с.
- Хомяков А.П. (1990) Минералогия ультраагпаитовых щелочных пород. М.: Наука, 196 с.
- Хомяков А.П. (2004) Минералы-эндемики как продукты геокалализа и индикаторы процессов формирования промышленных суперконцентраций металлов в литосфере. *Минералогия во всем пространстве сего слова*. СПб.: Изд-во СПбГУ, 234–235.
- Хомяков А.П. (2007) Ультраагпаитовые породы Хибинско-Ловозерского комплекса как неисчерпаемый источник минералов с уникальными свойствами. *Тр. Всерос. науч. конф. и IV Ферсмановской науч. сессии*. Апатиты: К & М, 202–205.
- Чевычелов В.Ю., Бочарников Р.Е., Хольц Ф. (2008) Экспериментальное исследование распределения хлора и фтора между флюидом и субщелочным базальтовым расплавом. *Докл. АН*, **422**, (1), 93–97.
- Щелочные породы. (1976) (Под ред. Х. Серенсена). Пер. с англ. М.: Мир, 400 с.
- Aiuppa A., Baker D.R., Webster J. (Guest Editor). (2009) Halogenes in Volcanic Systems and Their Environmental Impacts. Special Issue. *Chem. Geol.*, **263**(1–4), 163 p.
- Belenitskaya G.A. (2018) Salt systems of the earth: distribu-

- tion, tectonic and kinematic history, salt-naphthids interrelations, discharge foci, recycling. USA, Wiley, 714 p.
- Hofmann A.W. (1997) Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, **385**, 219-229.
- Khodorevskaya L.I., Varlamov D.A. (2016) Experimental study of amphibole's interaction with NaCl-KCl-H₂O fluids: applications to high-temperature alkaline metasomatism of basic rocks. *Exper. GeoSci.*, **22**(1), 31-32.
- Moore D.C. (2010) Pioneering the global subsalt-presalt play: The World beyond Mahogany Field. Search and Discovery. Article #10285.
- Safonov O.G., Butvina V.G. (2013) Interaction of model peridotite with H₂O-KCl fluid: experiment at 1.9 GPA and its implications for upper mantle metasomatism. *Petrology*, **21**(6), 599-615.
- Ziegler P.A., Horvath F. (ed.). (1996) Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands. *Mem. Mus. Natn. Hist. Nat. Paris*, **170**, 511.
- Aiuppa A., Baker D.R., Webster J. (Guest Editor). (2009) Halogenes in Volcanic Systems and Their Environmental Impacts. Special Issue. *Chem. Geol.*, **263**(1-4), 163 p.
- Alkaline rocks. (1976) Ed. H. Serensen. Moscow, Mir Publ., 400 p. (In Russian)
- Anfilogov V.N. (2006) Problems of basaltic magmatism and the genesis of alkaline rocks. *Abstracts of the All-Russian Seminar "Geochemistry of Igneous Rocks". School "Alkaline Magmatism of the Earth"*. <http://geo.web.ru/conf/alkaline/2006/index69.html> (In Russian)
- Antsiferov A.S. (1989) Hydrogeology of the oldest oil and gas bearing strata of the Siberian Platform. Moscow, Nedra Publ., 176 p. (In Russian)
- Belenitskaya G.A. (1998) Halogen-bearing basins. *Lithogeodynamics and minerogenetic of sedimentary basins*. (Ed. A.D. Shcheglov). St.Petersburg, VSEGEI Publ., 220-320. (In Russian)
- Belenitskaya G.A. (2018) Salt systems of the earth: distribution, tectonic and kinematic history, salt-naphthids interrelations, discharge foci, recycling. USA, Wiley, 714 p.
- Belenitskaya G.A. (2018) On the participation of natural salts in alkaline magmatism. Article 1. Natural salt-alkaline associations. *Litosfera*, **18**(2), 153-176. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-2-153-176 (In Russian)
- Belenitskaya G.A. (2019) On the participation of natural salts in alkaline magmatism. Article 2. Reference objects. Geological aspects of the model. *Litosfera*, **19**(4), 499-518. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-499-518 (In Russian)
- Belenitskaya G.A. (2020) Salts of the earth. Tectonic, kinematic and magmatic aspects of geological history. Moscow, GEOS Publ., 606 p. (In Russian)
- Betekhtin A.G. (1956) The course of mineralogy. Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 558 p. (In Russian)
- Bogatikov O.A., Ryabchikov I.D., Kononova V.A. (1991) Lamproites. Moscow, Nauka Publ., 301 p. (In Russian)
- Borodin L.S. (1994) Genetic types and geochemical features of mantle-crustal carbonatite formations. *Geokhimiya*, **12**, 1683-1692. (In Russian)
- Carbonatites. (1969) Eds O. Tuttle and J. Gittins. Moscow, Mir Publ., 487 p. (In Russian)
- Carbonatites and kimberlites (relationships, minerageny, forecast). (2005) A.A. Frolov, A.V. Lapin, A.V. Tolstov, N.N. Zinchuk, S.V. Belov, A.A. Burmistrov. Moscow, NIA-Priroda Publ., 540 p. (In Russian)
- Chevychelov V.Yu., Bocharnikov R.E., Khol'ts F. (2008) Experimental study of the distribution of chlorine and fluorine between fluid and subalkaline basaltic melt. *Dokl. Akad. Nauk*, **422**(1), 93-97. (In Russian)
- East African Rift System. (1974) Moscow, Nauka Publ., **3**, 314 p. (In Russian)
- Frolov A.A., Tolstov A.V., Belov S.V. (2003) Carbonatite deposits of Russia. Moscow, NIA-Priroda Publ., 494 p. (In Russian)
- Fundamentals of hydrogeology. Hydrogeochemistry. (1982) S.L. Shvartsev, E.V. Pinneker, A.I. Perel'man, V.I. Kononov, A.D. Nazarov, N.M. Rasskazov, P.A. Udodov, V.M. Shvet. Novosibirsk, Nauka Publ., 287 p. (In Russian)
- Geological Dictionary. (2010-2012) In 3 vol. St.Petersburg, VSEGEI Publishing House. (In Russian)
- Grishina S.N., Polozov A.G., Mazurov M.P., Goryainov S.V. (2014) Genesis of chloride-carbonate formations of the Udachnaya-Vostochnaya pipe. *Dokl. Akad. Nauk*, **458**(2), 198-200. (In Russian)
- Khodorevskaya L.I., Varlamov D.A. (2016) Experimental study of amphibole's interaction with NaCl-KCl-H₂O fluids: applications to high-temperature alkaline metasomatism of basic rocks. *Exper. GeoSci.*, **22**(1), 31-32.
- Khofmann A.W. (1997) Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, **385**, 219-229.
- Kholodnov V.V., Bushlyakov I.N. (2002) Halogens in endogenous ore formation. Ekaterinburg, UB RAS, 392 p. (In Russian)
- Khomyakov A.P. (1990) Mineralogy of ultra-agpaitic alkaline rocks. Moscow, Nauka Publ., 196 p. (In Russian)
- Khomyakov A.P. (2004) Minerals-endemic as products of geocatalysis and indicators of the formation of industrial superconcentrations of metals in the lithosphere. *Mineralogy in the whole space of this word*. St.Petersburg, St.Petersburg State University Publ., 234-235. (In Russian)
- Khomyakov A.P. (2007) Ultraagpaitic rocks of the Khibiny-Lovozero complex as an inexhaustible source of minerals with unique properties. *Tr. All-Russian scientific conf. and IV Fersman scientific session*. Apatity, K & M Publ., 202-205. (In Russian)
- Kogarko L.N. (1977) Problems of agpaitic magma genesis. Moscow, Nauka Publ., 294 p. (In Russian)
- Kogarko L.N., Ryabchikov I.D. (1978) Volatile components in magmatic processes. *Geokhimiya*, **9**, 1293-1321. (In Russian)
- Lazarenkov V.G. (1988) Formation analysis of alkaline rocks of continents and oceans. Leningrad, Nedra Publ., 236 p. (In Russian)
- Major provinces and formations of alkaline rocks. (1974) (Ch. ed. L.S. Borodin). Moscow, Nauka Publ., 376 p. (In Russian)
- Marakushev A.A., Suk N.I. (1996) Experimental modeling of the ore content of nepheline-syenite intrusions. *Dokl. Akad. Nauk*, **347**(1), 90-94. (In Russian)
- Marakushev A.A., Suk N.I., Novikov M.P. (1997) Chloride extraction of metals and the problem of their migration from magma chambers. *Dokl. Akad. Nauk*, **352**(1), 83-86. (In Russian)
- Mazurov M.P., Grishina S.N., Istomin V.E., Titov A.T. (2007) Metasomatism and ore formation at the contacts

- of dolerites with salt-bearing sediments of the southern Siberian platform cover. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **49**(4), 306-320. (In Russian)
- Moore D.C. (2010) Pioneering the global subsalt-presalt play: The World beyond Mahogany Field. Search and Discovery. Article #10285.
- Pavlov D.I. (1975) Magnetite ore formation with participation of exogenous chloride waters. Moscow, Nauka Publ., 246 p. (In Russian)
- Pavlov D.I., Ryabchikov I.D. (1968) Dolerites solidified in a salt mass. *Izv. AN SSSR, Ser. Geol.*, (2), 52-63. (In Russian)
- Pekov I.V. (2006) Ultra-alkaline vein hydrothermalites in the rocks of the ore-bearing layered complex of the Lovozero massif, Kola Peninsula: mineralogy and formation mechanism. *Mineralogy in the whole space of this word. Apatity*, 132-135. (In Russian)
- Petrographic code of Russia. Magmatic, metamorphic, metasomatic, impact rocks. (2009) 3-rd ed. St.Petersburg, Publishing house VSEGEI, 200 p. (In Russian)
- Pil'tenko M.K. (1964) On the possibility of the formation of alkaline rocks by palingenesis of supercrustalline salt-bearing strata. *The origin of alkaline rocks. Tr. 3rd All-Union. petrogaf. Meeting.* Moscow, Nauka Publ., 117-128. (In Russian)
- Pokrovskii B.G. (2000) Crustal contamination of mantle magmas on evidence of isotope geochemistry. Moscow, Nauka Publ., 225 p. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2005) Vesuvius and others. Samizdat. http://samlib.ru/p/puchkow_w_n/vezuviyiokrestnosti.shtml Accessed 12.12.2015 (In Russian)
- Purtov V.K., Anfilogov V.N., Egorova L.G. (2002) Interaction of basalt with chloride solutions and the mechanism of formation of acidic melts. *Geokhimiya*, (10), 1084-1097. (In Russian)
- Reef, saline and black shale formations of Russia. (2015) (Ch. eds G.A. Belenitskaya, O.V. Petrov, N.N. Sobolev). St.Petersburg, Publishing house VSEGEI, 624 p. (In Russian)
- Reefogenic and sulfate-bearing formations of the Phanerozoic of the USSR. (1990) (Ch. eds G.A. Belenitskaya, N.M. Zadorozhnaya). Moscow, Nedra Publ., 291 p. (In Russian)
- Ritmann A. (1964) Volcanoes and their activity. Moscow, Mir Publ., 438 p. (In Russian)
- Ryabchikov I.D., Khamilton D.L. (1971) On the possibility of separating of concentrated chloride solutions during crystallization of acid magmas. *Dokl. Akad. Nauk SSSR.*, **197**(4), 933-936. (In Russian)
- Safonov O.G., Butvina V.G. (2013) Interaction of model peridotite with H₂O–KCl fluid: experiment at 1.9 GPA and its implications for upper mantle metasomatism. *Petrology*, **21**(6), 599-615.
- Safonov O.G., Perchuk L.L., Litvin Yu.A. (2007) Interaction of diopside and jadeite with potassium chloride at a pressure of 5 GPA. *Dokl. Akad. Nauk*, **415**(1), 105-109. (In Russian)
- Semenov E.I. (2007) Metallization and mineralization of alkaline rocks. Moscow, Geokart, GEOS Publ., 196 p. (In Russian)
- Serdyuchenko D.P. (1972) Saline sedimentary rocks in the Precambrian earth strata and their scapolite-bearing metamorphic derivatives. *Geology Precambrian.* Leningrad, Nauka Publ., 31-41. (In Russian)
- Solov'ev S.P. (1970) Chemistry of igneous rocks and some issues of petrochemistry. Leningrad, Nauka Publ., 312 p. (In Russian)
- Systematics and classification of sedimentary rocks and their analogues. (1998) V.N. Shvanov, V.T. Frolov, E.I. Sergeeva, V.I. Dragunov, D.K. Patrunov, V.G. Kuznetsov, U.A. Belenitskaya, V.V. Zhdanov, I.B. Volkova. St.Petersburg, Nedra Publ., 352 p. (In Russian)
- Ziegler P.A., Horvath F. (ed.). (1996) Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands. *Mem. Mus. Natn. Hist. Nat. Paris*, **170**. 511 p.

Особенности преобразования кварцевых песчаников визейского яруса под влиянием водонефтяных флюидов

Э. А. Королев¹, А. Н. Кольчугин¹, А. И. Бахтин¹, А. А. Ескин¹,
Л. В. Музалевская¹, Э. Р. Бариева²

¹Казанский федеральный университет, 420008, г. Казань, ул. Кремлевская, 19, e-mail: Anton.Kolchugin@kpfu.ru

²Казанский государственный энергетический университет, 420066, г. Казань, ул. Красносельская, 51

Поступила в редакцию 02.07.2020 г., принята к печати 30.11.2020 г.

Объекты исследования. На примере тульско-бобриковских нефтенасыщенных кварцевых песчаников Демкинского нефтяного месторождения юго-востока Татарстана разобраны особенности вторичных преобразований кварцевых зерен в условиях влияния на породы водонефтяных флюидов. **Материалы и методы исследования.** Основными методами исследования были оптико-микроскопический и рентгенографический анализы, дополненные результатами электронного парамагнитного резонанса. **Результаты.** Установлено, что в процессе формирования нефтяных залежей в терригенных коллекторах осуществлялось пространственное перераспределение кремнезема. Кварцевые зерна в подошве и средней части песчаного пласта-коллектора растворялись и в виде халцедона отлагались в его кровельной части. Выявлено, что растворению кварцевых зерен способствовали сконцентрированные по их периферии микродефекты, вызванные пластическими деформациями минералов на контактах, а также повышение щелочности поровой среды до pH = 9–10. В зависимости от точки нуклеации кремнеземистого вещества и его концентрации в поровых растворах в одних случаях в межзерновом пространстве нефтеносных песчаников образовывались единичные сферолитовые агрегаты халцедона, в других – агатоподобные агрегаты. Так, по данным ЭПР исследований, выявленные аутигенные халцедоны обладают повышенным содержанием парамагнитных E'-центров. Это вызвано дефицитом кислорода в минералообразующей среде в процессе их формирования. **Выводы.** Процесс образования халцедона сопровождался кислой средой реакции, что обусловило протекание в кровле песчаного пласта кремнекислотного метасоматоза. Это, в свою очередь, приводило к замещению пластинок мусковита волокнистым халцедоном. Метасоматоз затронул как пластинки обломочного мусковита, так и мусковит, находящийся в виде включений внутри кварцевых зерен, что указывает на проявление как поверхностной, так и объемной диффузии кремнезема, затрагивающей все аллотигенные компоненты породы.

Ключевые слова: визейский ярус, песчаники кварцевые, нефтяной коллектор, флюидный литогенез, окремнение

Источник финансирования

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 19-77-00019

Features of the transformation of Visean quartz sandstones under the influence of water-oil fluids

Eduard A. Korolev¹, Anton N. Kolchugin¹, Anatoly I. Bakhtin¹, Aleksey A. Eskin¹,
Lilya V. Muzalevskaya¹, Enza R. Barieva²

¹Kazan Federal University, 18 Kremlevskaya st., Kazan 420008, Russia, e-mail: Anton.Kolchugin@kpfu.ru

²Kazan State Power Engineering University, 51 Krasnoselskaya st., Kazan 420066, Russia

Received 02.07.2020, accepted 30.11.2020

Research subject. This article analyses specific features of secondary transformations of quartz grains under the influence of water-oil fluids on the example of the Tulskey and Bobrikovsky oil-saturated quartz sandstones of the Demkinskoye oil deposit in the south-east of Tatarstan. **Materials and methods.** The research was carried out using the methods of optical microscopy, x-ray diffraction and electron paramagnetic resonance (EPR). **Results.** On the example of the Tulskey and Bobrikovsky oil-saturated Visean quartz sandstones, we analysed the influence of water-oil fluids on rocks and features of

Для цитирования: Королев Э.А., Кольчугин А.Н., Бахтин А.И., Ескин А.А., Музалевская Л.В., Бариева Э.Р. (2021) Особенности преобразования кварцевых песчаников визейского яруса под влиянием водонефтяных флюидов. *Литосфера*, 21(2), 198–206. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-198-206

For citation: Korolev E.A., Kolchugin A.N., Bakhtin A.I., Eskin A.A., Muzalevskaya L.V., Barieva E.R. (2021) Features of the transformation of Visean quartz sandstones under the influence of water-oil fluids. *Lithosphere*, 21(2), 198–206. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-198-206

© Э.А. Королев, А.Н. Кольчугин, А.И. Бахтин, А.А. Ескин, Л.В. Музалевская, Э.Р. Бариева, 2021

the secondary transformations of quartz grains in the Demkinsky oil field in the southeast of Tatarstan Republic. In the oil-charge stage, the spatial redistribution of silica was realized. Quartz grains dissolved in the sole and middle part of the reservoir, precipitating in the form of chalcedony in the top part of the reservoir. The dissolution of quartz grains was promoted by micro defects concentrated on their periphery. The dissolution was triggered by both plastic deformations of minerals at the contacts and an increase in the alkalinity in the pore space up to pH = 9–10. Chalcedony aggregates were formed in the intergranular space of oil-saturated sandstones. Depending on the nucleation point of the siliceous substance and silica concentration in pore fluids, either single spherulitic or agate-type aggregates were formed. According to EPR, the studied chalcedony aggregates have a high content of paramagnetic E¹-centres. This was caused by a deficiency of oxygen in the mineral-forming fluid during chalcedony precipitation. *Conclusions.* Chalcedony precipitation underwent in acidic conditions, which led to silica-type metasomatism in the top part of the reservoir followed by substitution of muscovite grains by morphological fibrous chalcedony. Metasomatism affected the grains of both detrital muscovite and muscovite present as inclusions inside quartz grains. This process indicates the manifestation of surface and bulk diffusion of silica, affecting all clastic components.

Keywords: Visean, quartz sandstone, oil reservoir, fluid lithogenesis, silica cementation

Funding information

Research was supported by the Russian Science Foundation, project No. 19-77-00019

ВВЕДЕНИЕ

В пределах Волго-Уральской нефтеносной области терригенный комплекс визейского яруса является одним из перспективных объектов нефтедобычи. По предварительным подсчетам, в отложениях яруса сосредоточено около 30% извлекаемых запасов углеводородов (Кагарманова и др., 2014). При этом наиболее продуктивными выступают нефтеносные песчаные коллекторы тульско-бобриковского возраста. Однако, несмотря на практическую значимость тульско-бобриковских песчаников, процессы формирования в них нефтяных залежей рассмотрены в недостаточной степени. Хорошо изучены фациальные условия формирования и влияние седиментационных факторов на коллекторские свойства песчаных пород (Ларочкина и др., 2009; Астаркин и др., 2013; Королев и др., 2016). Тем не менее влияние постседиментационных процессов на формирование коллекторов в песчаниках разобрано лишь в отдельных работах (Королев, 2014). Изучением постседиментационных преобразований терригенных комплексов и, в частности, песчаных пород занималось значительное число исследователей. Заслуживают внимания труды И.М. Симановича с соавторами (Симанович и др., 2004; Симанович, 2007), крупная монография А.В. Копелиовича (1965), работы О.В. Япаскурта с соавторами (Япаскурт и др., 1999, 2003) и многие другие. Следует отметить публикации, посвященные исследованию кварцевых зерен песчаных пород в пределах нефтяных резервуаров на примере залежей нефти Литвы и Калининградской области (Сахибгареев, 1989).

В некоторых работах на примере терригенных пород тульско-бобриковского горизонта юго-востока Татарстана отмечают выщелачивание карбонатного цемента внутри залежи и его переотложение в зоне водонефтяного контакта (Э.М. Юл-

барисов, И.М. Юлбарисов, 2012). Однако изменения кварца под влиянием водонефтяных флюидов, по сведениям авторов, до настоящего времени не рассматривались. Основной причиной этого является мономинеральный кварцевый состав песчаников, устойчивый к изменениям в широком диапазоне меняющихся физико-химических параметров среды. Данное исследование призвано показать, что, несмотря на высокую химическую устойчивость кварца, он, по сравнению с другими также химически устойчивыми силикатными минералами, наиболее активно вовлекается в процесс перераспределения минерального вещества при формировании песчаных коллекторов.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Особенности перераспределения кремнезема в кварцевых песчаниках изучались на нефтяных залежах Демкинского поднятия, расположенного в пределах восточного борта Мелекесской впадины. Здесь песчаный пласт бобриковского горизонта залегает непосредственно на эродированной поверхности известняков турнейского яруса. Кровлей песчаника являются глинистые алевролиты, переходящие выше по разрезу в аргиллиты (рис. 1). Согласно данным углепетрографических исследований углей визейских отложений (Хасанов, Гафуров и др., 2016), тульско-бобриковские отложения залегают на границе протокатагенез–мезокатагенез (ранний–средний катагенез). Интервал глубин залегания изученных толщ по абсолютным отметкам составляет 1096–1103 м.

Выщелоченные известняки кизеловского горизонта (C₁kz) турнейского яруса совместно с бобриковскими песчаниками визейского яруса (C₁bb) образуют единый нефтеносный резервуар, покрывкой для которого являются плотные алевролиты и аргиллиты вышележащих тульских отложений (C₁tl) визейского яруса. Карбонатная часть резер-

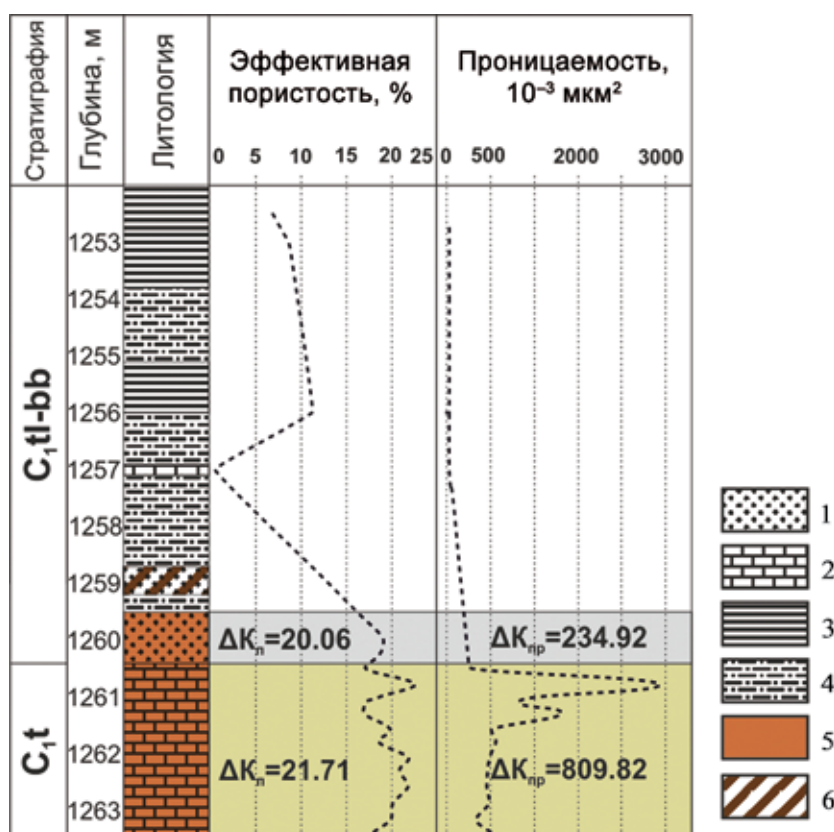


Рис. 1. Схематичный разрез нижнекаменноугольных отложений Демкинской структуры, Демкинского месторождения нефти.

1 – песчаник, 2 – известняк, 3 – аргиллит, 4 – алевролит, 5 – равномерная нефтенасыщенность, 6 – пятнисто-полосчатая нефтенасыщенность.

Fig. 1. Schematic section of the Lower Carboniferous strata of the Demkinsky structure, Demkinskoye oil deposit.

1 – sandstone, 2 – limestone, 3 – mudstone, 4 – siltstone, 5 – uniform oil saturation, 6 – patchy-banded oil saturation.

вуара имеет мощность 7.0 м, терригенная – 1.5 м. Относительно небольшие толщины терригенной части коллектора исключают возможность широкого рассеяния в пространстве растворенных элементов, образующихся при воздействии на минеральную компоненту пласта водонефтяных флюидов. Поэтому здесь высока вероятность обнаружения аутигенных силикатных минералов, осажденных из флюидных растворов.

Сам песчаный коллектор характеризуется неравномерным распределением углеводородов. Если в подошве и средней части пласта нефтенасыщенность породы равномерная, придающая песчанику однородную темно-коричневую окраску, то в кровле – пятнисто-полосчатая за счет наличия темно-серых уплотненных участков. Песчаник по составу кварцевый, по структуре мелкозернистый, алевролитистый, в кровельной части интервала – глинистый, неравномерно известковистый сильно разуплотненный, вследствие чего легко крошится при слабом механическом воздействии.

По данным оптико-микроскопических исследований, песчаник на 85–90% сложен обломочной компонентой, на 10–15% – цементирующим обломки материалом. Обломочная часть представлена зернами кварца (99%), а также редкими чешуйками мусковита и зернами полевых шпатов (1%). Размер зерен варьирует от 0.05 до 0.50 (в основном 0.10–0.25) мм. Зерна, преимущественно полуокатанные, характеризуются изометричным и удлиненным обликом, плотно упакованы в объеме породы, соприкасаются краями. Преобладают выпукло-вогнутые, конформные контакты взаимного приспособления. Цемент по составу карбонатно-глинистый, карбонатная часть представлена кальцитом, глинистая – каолинитом. По типу является прожилково-сгустковым и неравномерно распределен в объеме породы, образуя слойки и прожилки мощностью до 0.25 мм. По структуре глинистый цемент пелитовый, карбонатный – тонко-мелкозернистый. Участками в верхней части разреза в кровле пластов песчаников развивается кремнистый цемент. Класси-

ческий регенерационный цемент в виде оторочек по периферии кварцевых зерен практически не отмечается, однако участками наблюдаются процессы трансформации точечных контактов на границе кварцевых зерен в протяженные выпукло-вогнутые контакты взаимного приспособления, что в определенной степени можно назвать признаком регенерации зерен.

Песчаный коллектор, по данным прямых определений фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС), характеризуется неравномерной пористостью. В подошве и средней части пористость составляет 18–22%, проницаемость по напластованию – 56.8–123.5 миллидарси (мД), перпендикулярно напластованию – 51.2–110.6 мД. В кровле нефтяного пласта пористость – 10–15%, проницаемость по напластованию – 0.69–68.3 мД, перпендикулярно напластованию – 0.47–58.6 мД. Поры по типу межзерновые, сообщающиеся, их средний размер – 0.1 мм.

Анализ распределения пористости и проницаемости по разрезу в целом указывает на снижение ФЕС от подошвы к кровле песчаного коллектора. Учитывая относительно однородный состав песчаника, подобную тенденцию можно трактовать как “затухание” процессов растворения снизу вверх по разрезу. В пользу такой интерпретации свидетельствует и постепенное повышение карбонатности песчаных пород от подошвы к кровле нефтяного пласта бобриковского горизонта (C₁bb).

Детальное изучение песчаников под микроскопом при 400-кратном увеличении позволило выявить особенности изменения периферийной структуры минеральных зерен в различных частях песчаного коллектора. В подошве и средней части пласта кварцевые зерна обладают ровной, сглаженной поверхностью со слабыми следами коррозии, наростов аутигенных минералов не наблюдается. По периферии кварцевых зерен в областях плотно соприкасающихся контактов фиксируются следы пластических деформаций в виде параллельных микротрещин. Эти трещины разбивают поверхность кварца на серию субмикроскопических пластинок, в результате чего в областях контактов зерна приобретают волнистое погасание. По периферии многих кварцевых зерен отмечаются полоски Бема в виде параллельных цепочек газово-жидких и пылеватых микровключений. Согласно работе В.А. Баранова (2014), “бемовская штриховка” представляет собой плоскости скольжения в минералах, возникающие вследствие микродвигов и содержащие включения минералообразующей среды. Подобные включения, только менее выраженные, встречаются и в местах срастания близко расположенных кварцевых зерен, образующих кластерные агрегаты с однородным погасанием. По-видимому, срастание отдельных минеральных индивидов также сопровождается захватом компонентов из минералообразующей среды. Чешуйки мусковита, в отличие

от таковых кварца, несут незначительные следы постседиментационных деформаций. Морфология поверхности большей части из них ровная, толщина пластинок выдержанная, лишь к краям наблюдается ступенчатое утонение. Относительно крупные пластинки, попавшие на стык кварцевых зерен, слабо изогнуты под действием неравномерной нагрузки. Расщепления мусковитовых чешуек по периферии не наблюдается.

В кровле песчаного пласта морфогенетическая структура минерального скелета породы несколько меняется. В первую очередь это обусловлено развитием здесь интенсивной аутигенной кремнистой минерализации. Практически во всех порах отмечаются различные по размерам агрегаты халцедона (рис. 2). Центрами кристаллизации агрегатов являются зоны контактов кварцевых зерен. Фактически рост халцедона начинается в области выхода на поверхность границы соприкосновения между двумя соседними зернами кварца. При этом хорошо прослеживается зависимость между протяженностью границы срастания и морфологией агрегатов халцедона.

В случае незначительных размеров области соприкосновения между срастающимися зернами кварца образуется острый угол, из вершины которого развиваются радиально-лучистые щеточки халцедона. В силу геометрического отбора игольчатые кристаллы формируют узкие пучки сростков, которые постепенно веерообразно расширяются по мере удаления от центра роста. Длина игольчатых кристаллов халцедона не превышает 0.1 мм. Судя по особенностям волнистого погасания кристаллов в агрегатах, все они спирально закручены вдоль оси удлинения (L₂). Перерывов в их росте не наблюдается.

В случае протяженной границы срастания между кварцевыми зернами образуется тупой угол. Зарождающийся здесь агрегат халцедона получает возможность развиваться не только по нормали к поверхности затравки, но и в боковые стороны. Площадка роста включает в себя не только область контакта срастания, но и прилегающие к нему участки поверхностей кварцевых зерен. За счет этого размеры халцедоновых агрегатов доходят до 0.2 мм. Агрегаты имеют более сложное строение, обусловленное стадийностью поступления минерального вещества. В их основании, как правило, находится один крупный радиально-лучистый сросток из игольчатых кристаллов халцедона. Этот сросток является первой генерацией аутигенной кремнеземистой минерализации. Поверх него нарастают несколько других радиально-лучистых агрегатов, которые, срастаясь, образуют следующий внутренний слой халцедонов второй генерации. Аналогичным образом формируется и периферийный слой. Таким образом, за счет последовательного нарастания новых агрегатов халце-

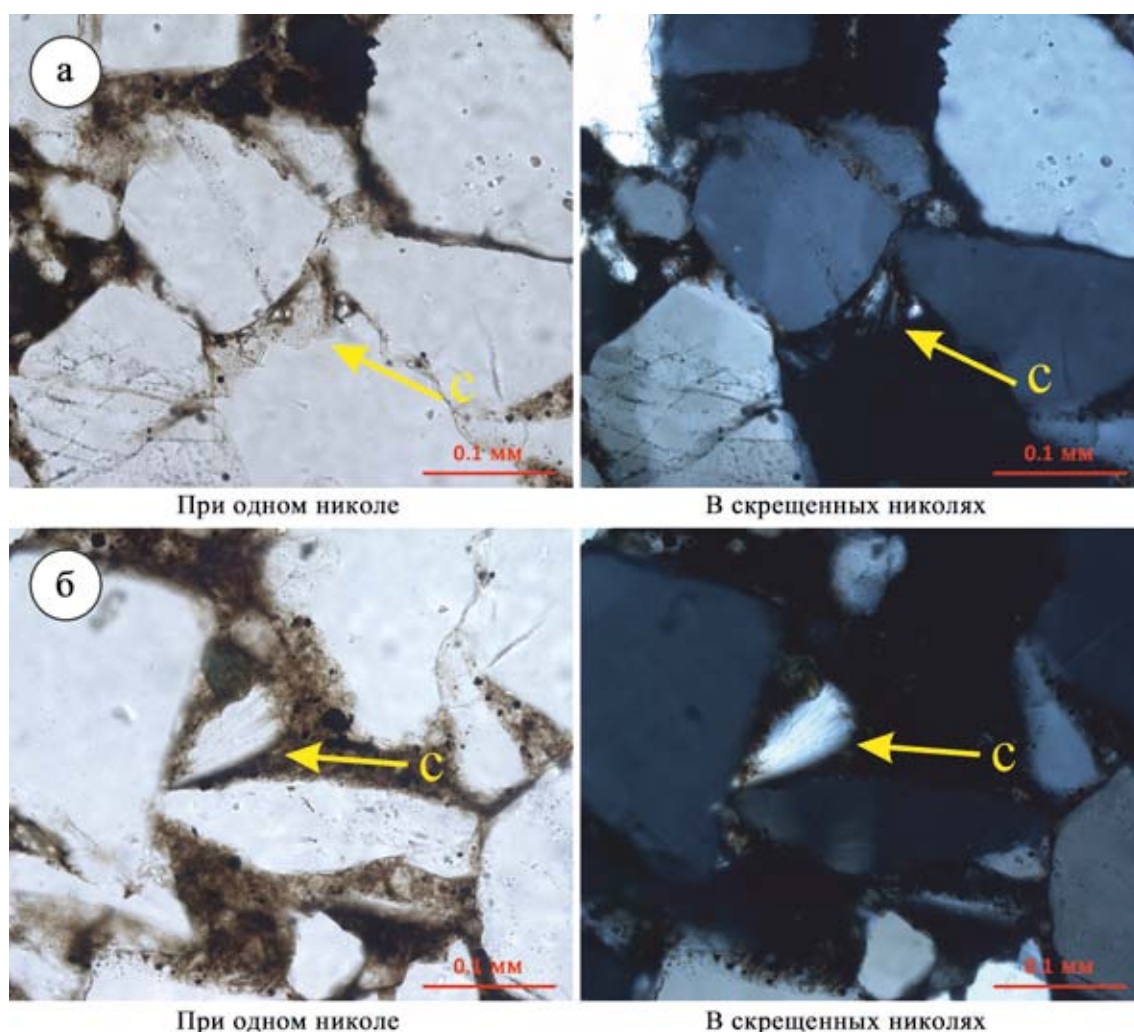


Рис. 2. Фото шлифов песчаников, в поровом пространстве которых развиваются радиально-лучистые агрегаты халцедона.

Сферолитовые агрегаты: а – широкие, б – узкие.

Fig. 2. Photos of sandstone thin sections, in the pore space are radial chalcedony aggregates.

Spherulitic aggregates: а – wide, б – narrow.

дон увеличивается в размерах. В единичных случаях халцедон, развивающийся в относительно крупных порах, полностью залечивает полость, формируя агатоподобный агрегат, состоящий из нескольких слоев роста кремнистых минералов. При этом глинистый цемент постепенно отжимается от стенок поры к ее центральной части.

Помимо образования халцедона в кровле нефтяного пласта песчаника фиксируются процессы метасоматического замещения кремнеземом исходных аллотигенных минералов. Это наиболее заметно на пластинках мусковита. Многие из них несут следы частичного преобразования в кварц-халцедон. Преобразование затронуты лишь краевые части мусковитовых пластинок, центральные,

как правило, не изменены. Это хорошо видно по характеру поляризационной окраски минералов: яркой пестрой – в центрах чешуйчатых пластинок и светлосерой – по их периферии (рис. 3а). В процессе кремнистого метасоматоза вторичный кварц-халцедон наследует морфологию первичного мусковита, сохраняя трещинки спайности. Контакты окремнелых участков с неизмененным мусковитом резкие, часто зазубренные. Окремнению часто предшествует расщепление мусковитовых пластинок с торцов за счет отделения чешуек друг от друга вдоль плоскостей спайности. При последующем их замещении халцедоном по периферии мусковита образуются своеобразные кремнистые агрегаты наподобие “конского хвоста”. Помимо аллоти-

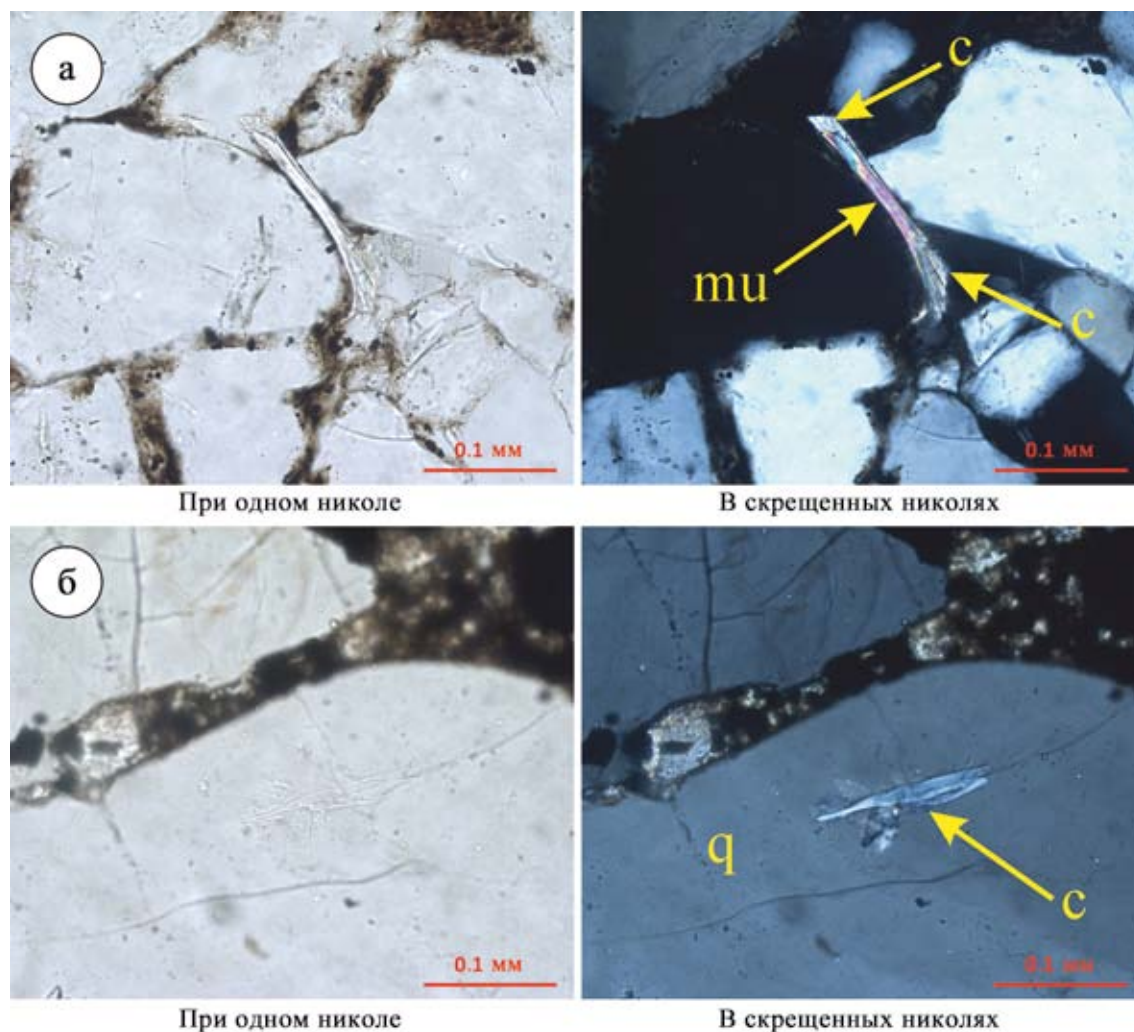


Рис. 3. Фото шлифов песчаников, в которых мусковит (mu) замещается халцедоном (с).

а – мусковитовая пластинка с пестрой интерференционной окраской по периферии замещена светло-серым халцедоном; б – мусковитовая пластинка, заключенная в зерно кварца (q), полностью замещена светло-серым халцедоном.

Fig. 3. Photos of sandstone thin sections where muscovite (mu) is replaced by chalcedony (c).

а – a muscovite grains with variegated interference coloring along the periphery is replaced by light gray chalcedony; б – a muscovite grains enclosed in a quartz grain (q), completely replaced by a light gray chalcedony.

генных пластинок мусковита метасоматическому замещению кварц-халцедоном подверглись и мусковитовые чешуйки, заключенные в зернах кварца, особенно те из них, которые расположены в периферийной, наиболее дефектной и трещиноватой, части зерен. Линии двойникования и микротрещины, являясь наиболее ослабленными зонами кварца, очевидно, служили путями миграции растворимых соединений кремния. При наличии в канале миграции или поблизости от него чешуек мусковита происходило полное метасоматическое замещение слюды кварцем-халцедоном с унаследованием структурно-морфологических признаков первичного минерала (рис. 3б). Другие микровключения мусковита в кварце, находящиеся вне дефек-

тных областей монокристаллов, остались в неизменном виде.

ОБСУЖДЕНИЕ

Особенности распределения пор и аутигенной минерализации в разрезе песчаного коллектора свидетельствуют о дифференцированности протекания в нем эпигенетических процессов. В нижней и средней частях преобладали процессы растворения, в верхней – вторичная аутигенная минерализация.

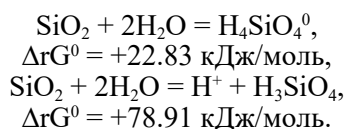
Несмотря на то что кварц в слабокислой среде обладает низкой растворимостью, геологический период делает возможным постепенное обогаще-

ние поровых растворов кремниевой кислотой согласно следующей реакции:



В немалой степени этому способствует дефектность кварцевых зерен, приобретенная на стадии уплотнения песчаника. Микротрещины и плоскости скольжения, концентрирующиеся вдоль структурных границ зерен, в зоне рекристаллизационно-бластического замещения, способствуют увеличению удельной поверхности кварцевых индивидов. На таких раздробленных поверхностях кремнезем легче подвергается растворению, поставляя в окружающую среду соединения кремниевой кислоты (Симанович, 1978). Косвенно на растворение кварцевых зерен указывают данные электронного парамагнитного резонанса, показывающие относительно низкие концентрации радиационных парамагнитных центров в песчаниках зоны растворения ($E' = 30.4\text{--}35.3$ у. е.). Для сравнения: в бобриковских кварцевых песчаниках и алевролитах, изолированных от воздействия водонефтяных флюидов аргиллитовыми пластами, концентрация E' -центров составляет $55.7\text{--}119.0$ у. е. По-видимому, в нижней и средней частях нефтеносного песчаного пласта за счет процессов растворения кварцевые индивиды очищались от микродефектов, приобретая более совершенную кристаллическую структуру.

При стандартных условиях свободная энергия Гиббса реакции растворения кварца составляет в молекулярной форме $\Delta_r G^0 = +22.83$ кДж/моль, в ионной форме $-\Delta_r G^0 = +78.91$ кДж/моль:



В природе молекулярная растворимость является фоновой независимо от pH среды. Ее величина составляет 62 мг/л. Ионная растворимость проявляется лишь в щелочной среде при $\text{pH} > 9$. При увеличении pH до 9.8 достигается равновесие по реакции



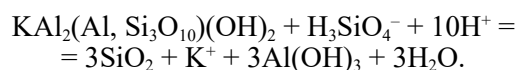
которая в стандартных условиях не протекает, так как ее свободная энергия Гиббса составляет $\Delta_r G^0 = +56.08$ кДж/моль. При $\text{pH} = 10$ ионная растворимость кварца доходит до 95 мг/л.

Таким образом, для растворения зерен кварца в песчанике необходимым условием являлось создание в поровых растворах щелочной среды. Растворенное кремнийсодержащее вещество, поступая к кровле пласта песчаника, выпадало в осадок. По-видимому, процессу осаждения кремнезема в какой-то степени способствовало повышенное содержание здесь глинистого материала. Если допустить, что основной формой миграции кремнезема

являлись ионные формы, то становится понятной роль глинистых агрегатов. Все они, обладая высокими сорбционными свойствами, играли роль фиксатора кремнеземистых соединений. При достижении в поровых растворах определенной концентрации растворенного кремнезема в системе начнут образовываться сложные радикалы поликремневых солей (Чукин, 2008), которые в дальнейшем и будут служить основой для формирования халцедоновых агрегатов. Как видно в шлифах, первичные центры кристаллизации халцедонов совпадают с областями линейных и вогнуто-выпуклых контактов кварцевых зерен. Это обусловлено несколькими причинами: более высокой поверхностной активностью кварца за счет микродефектов, химическим родством и одинаковым строением кремнекислородных тетраэдров кварца и халцедона, меньшим содержанием глинистого материала.

Судя по текстуре кремнеземистых агрегатов, в пределах кровли песчаного пласта процессы образования халцедона в каждой поре шли индивидуально. В одних порах из-за относительно слабого насыщения раствора кремнеземом весь материал шел на формирование единичных агрегатов, состоящих из многочисленных скрученных волокон халцедона, веерообразно расходящихся по мере удаления от центра кристаллизации (рис. 4а, б). В других порах, где создавались условия для периодических флуктуаций в растворе концентраций H_4SiO_4 , образовывались халцедоновые сферолиты, срастающиеся в агатоподобные агрегаты (рис. 4в). Каждый слой в агате является следствием очередного повышения содержания кремниевой кислоты в условиях полуизолированной поры. Учитывая относительно высокие концентрации кислородных вакансий ($E' = 130\text{--}135$ у. е.) в структуре минералов кремнезема, слагающих кровлю песчаного пласта, можно предположить, что халцедон формировался в условиях дефицита кислорода. Влияние природной радиации нефтяной залежи на образование E' -центров в халцедоне не приведет к подобному эффекту, поскольку по гамма-каротажу естественная радиоактивность нефти составляет всего $1.24\text{--}1.52$ мкР/ч. Для сравнения: глинистые породы бобриковского терригенного комплекса показывают значения естественной радиоактивности в $5.29\text{--}7.65$ мкР/ч. Однако в зернах кварца, находящихся в аргиллитах, содержание E' -центров не превышает 120 у. е.

Метасоматоз халцедона по мусковиту указывает на то, что в кровле песчаного пласта в период отложения кремнезема создавалась кислая среда. Только при низких значениях pH из структуры мусковита будут удаляться межслоевые катионы калия, а затем и алюминия по реакции



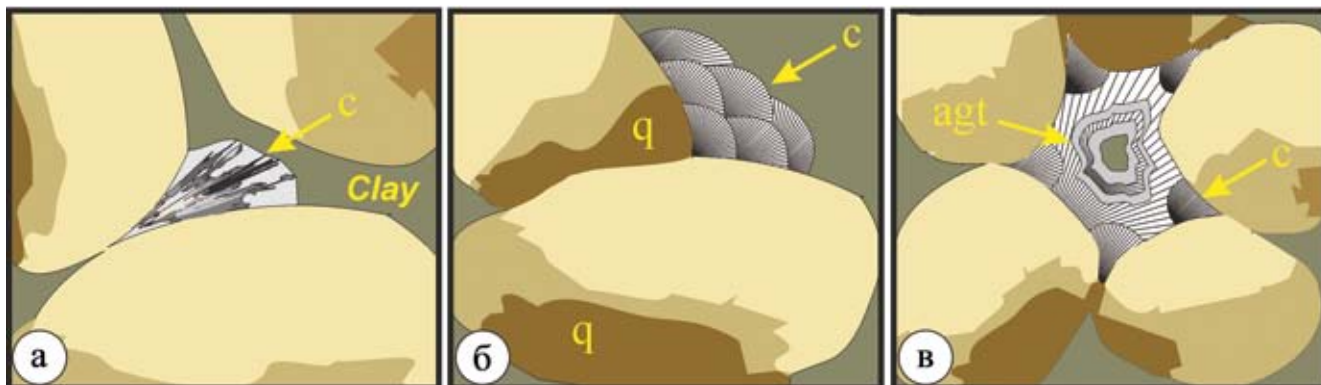


Рис. 4. Различные формы халцедоновых агрегатов (с) в поровом пространстве кварцевых песчаников Демкинского месторождения нефти.

а – узкий сферолитовый агрегат, б – широкие сферолитовые агрегаты, в – агатоподобные агрегаты (agt). Clay – глинистый материал.

Fig. 4. Different forms of chalcedony aggregates (c) in the pore space of quartz sandstones of the Demkinskoye deposit.

а – narrow spherulitic aggregates, б – wide spherulitic aggregates, в – agate-like aggregates (agt). Clay – clay material.

Термодинамические расчеты показали выгоду протекания подобной реакции с выигрышем свободной энергии Гиббса в $\Delta rG^0 = -174.75$ кДж/моль. Другие варианты разложения мусковита, согласно расчетам, оказались несостоятельными, поскольку их энергия Гиббса имела положительные значения.

С учетом ΔrG^0 предполагаемой реакции был проведен расчет рН среды, при котором возможен процесс замещения мусковита халцедоном:

$$\lg a_{(H^+)} \geq \frac{-174.75}{57.079} \geq 3.06.$$

Согласно полученным данным, приведенная реакция метасоматического преобразования может протекать только при рН около 3.0. Лишь при этой кислотности среды из кристаллической структуры мусковита возможен вынос ионов K^+ и Al^{3+} с последующим выпадением алюминия в виде гидроксидов. Диффузионное преобразование мусковита в халцедон шло фронтом, в виде “волны кислотности”. В результате этого в мусковитовых пластинках между первичным и вторичным минералами сформировалась резкая граница. Судя по замещению халцедоном мусковитовых чешуек, заключенных в кварцевых зернах, диффузия кремнезема шла не только на поверхности, но и внутри зерен песчаников. По-видимому, микротрещины, нарушающие целостность структуры минеральных зерен, служили путями миграции производимой кремниевой кислоты. Вблизи от микродефектов мусковитовые чешуйки полностью замещались халцедоном.

ВЫВОДЫ

Учитывая полученные результаты, можно сделать следующие выводы.

1. В песчаных коллекторах бобриковского горизонта формирование нефтяных залежей сопровождалось перераспределением кремнезема за счет растворения кварцевых зерен в подошве и средней части пласта и отложения халцедона в его кровле.

2. Растворению кварцевых зерен способствовали сконцентрированные по их периферии микродефекты, вызванные пластическими деформациями минералов на контактах, и повышение щелочности поровой среды до рН = 9–10.

3. Процессы образования халцедона, протекающие в кровле песчаного пласта, характеризуются пространственной неоднородностью, обусловленной неравномерным поступлением в поровое пространство породы минерального вещества. Неоднородность среды кристаллизации за счет градиентов концентраций способствовала образованию в одних порах единичных сферолитов, в других – агатоподобных агрегатов.

4. Аутигенные халцедоны в кровле песчаного пласта обладают повышенным содержанием парамагнитных E' -центров, вызванных дефицитом кислорода в минералообразующей среде, в процессе формирования.

5. Процесс образования халцедона сопровождался кислой средой реакции, при рН около 3.0, что обусловило протекание в кровле песчаного пласта кремнекислотного метасоматоза, выразившегося в замещении пластинок мусковита минералами кремнезема. Метасоматоз затронул как пластин-

ки обломочного мусковита, так и мусковит, находящийся в виде включений внутри кварцевых зерен. В данном случае проявлялась как поверхностная, так и объемная диффузия кремнезема, затрагивающая все аллотигенные компоненты породы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Астаркин С.В., Гончаренко О.П., Пименов М.В. (2013) Обстановки осадконакопления в бобриковское время в пределах юго-востока Русской плиты. *Изв. Саратов. ун-та. Новая серия. Науки о Земле*, **13**(1), 57-62.
- Баранов В.А. (2014) Микродеформации кварца карбоновых песчаников Донбаса. *Вестн. ПНИПУ. Геология. Нефтегазовое и горное дело*, **12**, 75-86.
- Кагарманова Е.В., Котенев Ю.А., Чибисов А.В. (2014) Особенности проектирования и разработки мелких нефтяных месторождений Татарстана. *Нефтегазовые технологии и новые материалы. Проблемы и решения: сб. науч. тр.*, **3**(8), 166-173.
- Копелиович А.В. (1965) Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. *Тр. ГИН АН СССР*, **121**. М.: Наука, 312 с.
- Королев Э.А. (2014) Этапность преобразования песчаных коллекторов тульско-бобриковского возраста в эрозионных врезках на территории Татарстана. *Уч. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки*, **156**(3), 87-97.
- Коралев Э.А., Нургалеева Н.Г., Смельков В.М., Ескин А.А., Кальчева А.В. (2016) Литолого-петрофизические характеристики нефтеносных отложений бобриковского горизонта южного склона Южно-Татарского свода. *Нефтяное хозяйство*, (10), 17-19.
- Ларочкина И.А., Ганиев Р.Р., Капкова Т.А. (2009) Типизация залежей нефти в продуктивных бобриковских отложениях и закономерности их развития – основа проектирования бурения скважин. *Георесурсы*, (4), 19-21.
- Сахибгареев Р.С. (1989) Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей. Л.: Недра, 260 с.
- Симанович И.М. (1978) Кварц песчаных пород. М.: Наука, 156 с.
- Симанович И.М. (2007) Постседиментационный литогенез терригенных комплексов в складчатых областях: структуры пород и кливаж. *Литология и полез. ископаемые*, (1), 84-92.
- Симанович И.М., Головин Д.И., Буякайте М.И., Виноградов В.И., Сахаров Б.А., Мацапулин В.У., Соколова А.Л., Покровская Е.В. (2004) О влиянии геодинамических факторов на постседиментационный литогенез юрских терригенных комплексов Кавказа (южный Дагестан). *Литология и полез. ископаемые*, **6**, 638-650.
- Чукин Г.Д. (2008) Химия поверхности и строения дисперсного кремнезема. М.: Тип. Паладин; Принта, 172 с.
- Юлбарисов Э.М., Юлбарисов И.М. (2012) Сколько месторождений, столько же должно быть и методов увеличения нефтеотдачи. *Георесурсы*, (6), 75-79.
- Япаскерт О.В., Парфенова О.В., Косоруков В.Л., Сухов А.В. (1999) Генезис и стадийные преобразования слюд и хлоритов в разных геодинамических условиях литогенеза. *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология*, (5), 3-12.
- Япаскерт О.В., Ростовцева Ю.В., Карпова Е.В. (2003) Постседиментационный литогенез терригенных комплексов и палеотектоника. *Литосфера*, (1), 39-53.

REFERENCES

- Astarkin S.V., Goncharenko O.P., Pimenov M.V. (2013) Sedimentation settings during the Bobrikov time within the southeast of the Russian plate. *Izv. Saratov Univ. Nov. Ser. Nauki o Zemle*, **13**(1), 57-62. (In Russian)
- Baranov V.A. (2014) Microdeformations of quartz in Carboniferous sandstones of Donbas. *Vestn. PNIPU. Geologiya. Neftegazovoe i Gornoe Delo*, **12**, 75-86. (In Russian)
- Kagarmanova E.V., Kotenov E.V., Chibisov A.V. (2014) Features of the design and development of small oil fields in Tatarstan. *Problemy i Resheniya: Sbornik Nauch. Tr.*, **3**(8), 166-173. (In Russian)
- Kopeliovich A.V. (1965) Epigenesis of ancient strata of the south-west of the Russian platform. *Tr. GIN AN SSSR*, **121**, 312 p. (In Russian)
- Korolev E.A. (2014). Stages of transformation of sandy reservoirs of the Tula-Bobrikov age in erosion cuts in the territory of Tatarstan. *Uch. Zap. Kazan. Univ. Ser. Estestv. Nauki*, **156**(3), 87-97. (In Russian)
- Korolev E.A., Nurgalieva N.G., Smelkov V.M., Eskin A.A., Kalcheva A.V. (2016) Lithological and petrophysical characteristics oil-saturated deposits of Bobrikovsky horizon on the southern slope of the South-Tatarian arc. *Neftyanoe Khozyaistvo*, **10**, 17-19. (In Russian)
- Larochkina I.A., Ganiev R.R., Kapkova T.A. (2009) Development of types of oil deposits in working out bobrikovsky adjournments and mechanism of its development – the base of designing of wells boring. *Georesursy*, **4**(32), 19-21. (In Russian)
- Sakhigbareev R.S. (1989) Secondary reservoir changes during the formation and destruction of oil deposits. Leningrad, Nedra Publ., 260 p. (In Russian)
- Simanovich I.M. (1978) Quartz of sandy rocks. Moscow, Nauka Publ., 156 p. (In Russian)
- Simanovich I.M. (2007) Postsedimentary lithogenesis of terrigenous complexes in folded areas: rock structures and cleavages. *Lithol. Polezn. Iskop.*, (1), 84-92. (In Russian)
- Simanovich I.M., Golovin D.I., Buyakaite M.I., Vinogradov V.I., Sakharov B.A., Matsapulin V.U., Sokolova A.L., Pokrovskaya E.V. (2004) On the influence of geodynamic factors on the postsedimentary lithogenesis of the Jurassic terrigenous complexes of the Caucasus (southern Dagestan). *Lithol. Polezn. Iskop.*, (6), 638-650. (In Russian)
- Chukin G.D. (2008) Surface chemistry and structure of dispersed silica. Moscow, Paladin Printing House, 172 p. (In Russian)
- Yapaskurt O.V., Parfenova O.V., Kosorukov V.L., Sukhov A.V. (1999) Genesis and staged transformations of micas and chlorites in different geodynamic conditions of lithogenesis. *Vestn. MGU. Ser. 4. Geologiya*, (5), 3-12. (In Russian)
- Yapaskurt O.V., Rostovtseva Yu.V., Karpova E.V. (2003) Postsedimentary lithogenesis of terrigenous complexes and paleotectonics. *Litosfera*, **1**, 39-53. (In Russian)
- Yulbarisov E.M., Yulbarisov I.M. (2012) Enhanced oil recovery methods should be equal to oil fields quantity. *Georesursy*, **6**(48), 75-79. (In Russian)

УДК 551.735.1(234.83)

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-207-221

Урочище Широкое – опорный разрез верхневизейского подъяруса в бассейне Верхней Печоры (р. Унья, Северный Урал)

А. Н. Шадрин¹, Р. М. Иванова²¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54,
e-mail: anshadrin@geo.komisc.ru²Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mail: ivanovarm@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 08.12.2020 г., принята к печати 12.01.2021 г.

Объект исследования. Карбонатные породы в разрезе “Урочище Широкое” (р. Унья, Северный Урал). **Материал и методы.** Работа основана на изучении состава, структурных особенностей пород, видового разнообразия фораминифер и известковых водорослей в изученном разрезе – наиболее полном коренном выходе отложений верхнего визе в нижнем течении р. Унья. **Результаты.** Породы в разрезе представлены биокластовыми известняками, доломитами и различными переходными разностями. В их составе установлено массовое присутствие зеленых водорослей *Koninckopora*, красных *Epistacheoides* и *Ungdarella*. Реже встречаются *Palaeoberesella*, *Anthraco-porella*, *Kamaena* и *Stacheoides*. Крайне редки *Fasciella* и фактически отсутствуют *Calcifolium*. Комплексы фораминифер представительны, но отмечается отсутствие зонального вида *Eostaffella tenebrosa* (венёвский горизонт), родов *Valvulinella* (тульский горизонт), *Bradyina* и *Howchinia* (михайловский и венёвский горизонты), а также редкость *Endothyranopsis*, *Janischewskina* и *Cribrospira*. **Выводы.** Изучение видового разнообразия фораминифер и известковых водорослей позволило выполнить детальное стратиграфическое расчленение верхневизейских отложений и достоверно выделить тульский, алексинский, михайловский и венёвский горизонты верхнего визе в разрезе “Урочище Широкое”. Изученный разрез может быть использован в качестве опорного при создании стратиграфических схем поздневизейских отложений для западной подзоны Верхнепечорского поперечного опускания Западной складчатой зоны Урала и сопредельных областей Предуральяского краевого прогиба.

Ключевые слова: Северный Урал, р. Унья, визейский ярус, стратиграфия, фораминиферы, водоросли

Источники финансирования

Работа выполнена в рамках тем № АААА-А17-117121270034-3 (государственного задания ИГ ФИЦ КНЦ УрО РАН) и № АААА-А18-118052590025-8 (государственного задания ИГТ УрО РАН), а также при частичной финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН, проекты № 18-5-5-31 и № АААА-А18-118052590031-9

The Shirokoe Place as a reference section of the upper Visean substage in the Upper Pechora basin (Unya river, Northern Urals)

Andrey N. Shadrin¹, Rimma M. Ivanova²¹N.P. Yushkin Institute of Geology Komi Science Center of RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167982, Russia,
e-mail: anshadrin@geo.komisc.ru²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia,
e-mail: ivanovarm@igg.uran.ru

Received 08.12.2020, accepted 12.01.2021

Research subject. Carbonate rocks in the “Shirokoe Place” section (Unya River, Northern Urals). **Material and methods.** The work was based on a study of the composition and structural peculiarities of rocks and species diversities of foraminifera and calcareous algae in the most important section of Upper Visean sediments in the lower reaches of the Unya river. **Results.** The rocks in the section are represented by bioclastic limestones, dolomites and various transition differences. The section features a wide presence of green *Koninckopora*, red *Epistacheoides* and *Ungdarella* algae. Less common are *Palaeoberesella*, *Anthraco-porella*, *Kamaena* and *Stacheoides*. *Fasciella* is extremely rare, and *Calcifolium* is virtually absent. Foraminifera complexes are representative, but there are no zonal species *Eostaffella tenebrosa* (Venevsky

Для цитирования: Шадрин А.Н., Иванова Р.М. (2021) Урочище Широкое – опорный разрез верхневизейского подъяруса в бассейне Верхней Печоры (р. Унья, Северный Урал). *Литосфера*, 21(2), 207–221. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-207-221

For citation: Shadrin A.N., Ivanova R.M. (2021) The Shirokoe Place as a reference section of the upper Visean substage in the Upper Pechora basin (Unya river, Northern Urals). *Litosfera*, 21(2), 207–221. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-207-221

© А.Н. Шадрин, Р.М. Иванова, 2021

horizon), genera *Valvulinella* (Tula horizon), *Bradyina* and *Howchinia* (Mikhailovsky and Venevsky horizons). *Endothyranopsis*, *Janischewskina* and *Cribrospira* are rare. **Conclusions.** The study of the species diversity of foraminifera and calcareous algae allowed us to clarify the stratigraphic division of the upper Visian sediments in the “Shirokoe Place” section. The Tula, Aleksinsky, Mikhailovsky and Venevsky horizons of the Upper Visian were reliably identified. The studied section can be used as a reference when creating stratigraphic schemes of Later Visian deposits for the Western subzone of the Upper Pechora transverse sinking of the Western folded zone of the Urals and adjacent areas of the Pre-Urals regional trough.

Keywords: Northern Urals, Unya river, Visian stage, stratigraphy, foraminifera, algae

Funding information

The work was carried out as part of the State program projects No. AAAA-A17-117121270034-3 (State assignment IG FITS KSC UD RAS) and No. AAAA-A18-118052590025-8 (State assignment IGG UB RAS), as well as partial financial support from the fundamental research Program UB RAS, project No. 18-5-5-31 and No. AAAA-A18-118052590031-9

Acknowledgements

The authors are sincerely grateful to Dr. G.-M. sci. A.I. Antoshkina, Dr. G.-M. sci. G.A. Misens for useful recommendations about this article. We express special thanks to Higher sci. empl. IGG UB RAS T.I. Stepanova for her tremendous work on the creation of photo tables and revision of the nomenclature of the Latin names.

ВВЕДЕНИЕ

Анализ изученности каменноугольных отложений верховьев р. Печоры ясно обозначил отсутствие обоснованных и низкую детальность имеющихся стратиграфических данных. Так, несмотря на проведенные в разные годы геологические исследования Е.С. Федорова, В.А. Варсановфевой, М.В. Соболевой, Н.Д. Соболева, Н.Г. Чочиа, В.В. Гуляева, З.П. Михайловой, Н.В. Калашникова и Г.Ф. Проскурина, современное состояние стратиграфии каменноугольных отложений в этом районе сохранилось на уровне опознания ярусов, а положение границ упоминаемых горизонтов разные исследователи трактуют по-разному.

В настоящее время в связи с появлением ряда публикаций по детализации стратиграфии отложений каменноугольного возраста (Сандула, Пономаренко, 2007; Пономаренко, Сандула, 2009; Пономаренко и др., 2015) ситуация несколько улучшилась, но эти работы связаны преимущественно с верхней частью карбона и почти не затрагивают нижнекаменноугольные отложения в целом и визейские в частности.

Стратиграфия визейского яруса бассейна р. Уньи была рассмотрена в работах Н.В. Калашникова (1970). На основании анализа комплекса фауны, включающего в себя фораминиферы, брахиоподы, кораллы и пелециподы, им было проведено выделение более дробных подразделений. Но изученные Н.В. Калашниковым разрезы включали в себя небольшие стратиграфические интервалы, состоящие из одного-двух горизонтов, а биостратиграфия наиболее полных, представительных разрезов визейских отложений в районе осталась неизученной. Между тем сопоставление этих разрезов по литологическим признакам невозможно ввиду значительного разнообразия литологии пород на

разных участках реки (Шадрин, 2012а, б, 2014а, б; Шадрин, Сандула, 2013).

В связи с этим были предприняты специальные стратиграфические исследования визейских отложений в опорных разрезах разных частей бассейна р. Уньи: на востоке – обн. 84¹ (Большой Пещерный остров), в центре – обн. 53 (Казанское плесо) и на западе – обн. 11 (урочище Широкое) (рис. 1). Данные разрезы являются наиболее полными и представлены породами, отличающимися друг от друга литологическим составом. Так, в обн. 84 вскрыт разрез, состоящий почти полностью из известняков, в обн. 53 наблюдаются доломиты, известняки и кварцевые песчаники, а в обн. 11 – известняки и доломиты.

Ранее авторами было проведено детальное стратиграфическое расчленение опорного разреза Большого Пещерного острова (обн. 84) на востоке района с использованием фораминифер и известковых водорослей (Шадрин, Иванова, 2019) с выделением косьвинского горизонта турнейского яруса и всех горизонтов визейского яруса (за исключением бобринковского): радаевского, тульского, алексинского, михайловского и венёвского.

Доломитово-известняковый разрез “Урочище Широкое” (обн. 11) в нижнем течении р. Уньи представляет собой уникальный объект, являясь единственным относительно полным естественным выходом верхневизейских отложений в западной части бассейна Верхней Печоры. На остальной территории района они вскрыты лишь фрагментарно, а в западных участках изучение отложений верхневизейского подъяруса возможно только в горных выработках. Присутствие отложе-

¹ Здесь и далее номера обнажений даны по (Варсановфев, 1933).

Numbers of outcrops by (Varsanofieva, 1933).

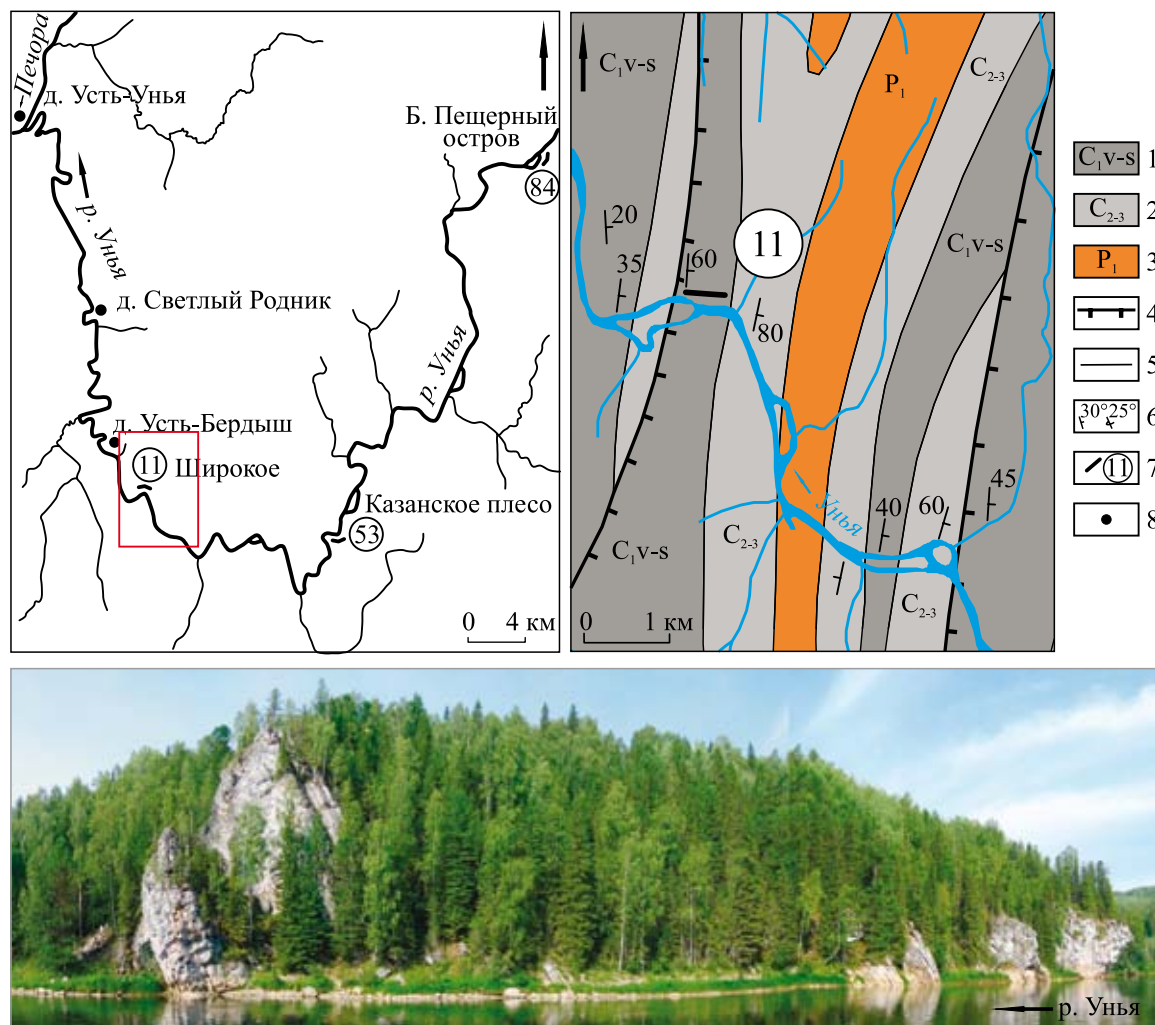


Рис. 1. Схема расположения разреза “Урочище Широкое” (обн. 11) в бассейне р. Уньи, геологическое строение района работ и общий вид обнажения (составлено авторами с привлечением материалов предшественников (Варсановьева, 1933; Калашников, 1970; Иванов, 2007)).

1 – визейский и серпуховский ярусы нижнего карбона, 2 – средний-верхний карбон, 3 – нижняя пермь, 4 – шарьяж, 5 – геологические границы, 6 – элементы залегания, 7 – обнажения и их номера по (Варсановьева, 1933), 8 – населенные пункты.

Fig. 1. Arrangement of the “Shirokoe Place” section (outcrop 11) in the basin of the Un'ya river, the geological structure of the area and the general appearance of outcrops (drawn up by the authors of the article involving predecessors (Varsanof'eva, 1933; Kalashnikov, 1970; Ivanov, 2007)).

1 – Visean and Serpukhovian of Lower Carboniferous, 2 – Middle-Upper Carboniferous, 3 – Lower Permian, 4 – thrust, 5 – geological boundaries, 6 – elements of the occurrence, 7 – outcrops and their numbers after (Varsanof'eva, 1933), 8 – settlements.

ний визейского возраста здесь впервые отмечено В.А. Варсановьева (1933). Позднее Н.В. Калашниковым (1970) было установлено наличие михайловского горизонта², но без точного указания положения его границ в разрезе. На основании литологического сходства пород в обн. 11 на р. Унье с визейскими породами в расположенном несколько севернее разрезе бассейна р. Утлан (Варсановьева, 1970) допускалось присутствие здесь туль-

ского и венёвского горизонтов (Шадрин, 2012а, б; 2014а, б).

В настоящей статье представлены результаты выполненного нами изучения детальной биостратиграфии верхневизейских отложений в опорном разрезе “Урочище Широкое” (обн. 11) на р. Унье. Дана оценка корреляционного потенциала установленных здесь комплексов фораминифер и известковых водорослей.

² В работе разрез ошибочно назван обн. 12. Kalashnikov mistakenly calls it exposure 12.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Урочище Широкое расположено на правом берегу р. Уньи в 4.5 км выше д. Усть-Бердыш, в 400 м выше о-ва Степанов, на широтном участке реки (см. рис. 1). Разрез располагается в пределах западной подзоны Верхнепечорского поперечного опускания Западной структурной зоны Урала, в непосредственной близости от Предуральского краевого прогиба. Обнажение длиной более 200 м представляет собой ряд скальных выходов высотой до 30 м. Залегание пород моноклинальное. Элементы залегания: азимут падения (магнитный) – 85°, угол падения – 60°. Разрез стратиграфически наращивается снизу вверх по реке. Выше и ниже по разрезу наблюдаются большие (более 100 м по мощности) закрытые интервалы. Видимая мощность пород составляет порядка 192 м. Отобрано около 100 образцов, просмотрено 93 шлифа (в 51-м определены водоросли и фораминиферы). Для четверти образцов сделан 4-компонентный карбонатный анализ, позволивший уточнить состав пород.

По полученным данным в обн. 11 на р. Унье можно выделить верхневизейский подъярус в составе тульского, алексинского, михайловского и венёвского горизонтов (рис. 2).

Тульский горизонт (C_{1tl} , видимая мощность 3 м) (см. рис. 2, фототабл. I, блок А) представлен пачкой темно-серых биокластовых доломитизированных известняков часто с тонкой горизонтальной слоистостью. Часть пород (до 10%) окремнена: кремни в виде желваков темно-серого цвета (от 2×2 до 12×25 см). Палеонтологический материал представлен многочисленными члениками криноидей, обломками створок брахиопод, раковинами фораминифер *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), *E. elegans* (Raus. et Reitl.), *Pseudoammodiscus priscus* (Raus.), *Brunsia pulchra* Mikh., *Brunsia irregularis* (Moell.), *Archaediscus krestovnikovi*³ Raus., *A. ex gr. krestovnikovi* Raus., *A. convexus* Grozd. et Leb., *A. itinerarius* Schlyk., *A. grandiculus* Schlyk., *A. karreri* Brady, *A. cf. gracilis* Conil et Lys, *Paraarchaediscus koktjubensis* (Raus.), *P. pusillus* (Raus.), *Endothyra similis* Raus. et Reitl., *Mediendothyra expressa* (Gan.), *Omphalotis ex gr. frequentata* (Gan.), *Omphalotis minima* (Raus. et Reitl.), *Endothyranopsis compressa* (Raus. et Reitl.), *Mediocris breviscula* (Gan.), *M. minima* (Durk.), *M. mediocris* (Viss.), *Endostaffella* sp., *Pseudotaxis eominima* (Viss.), редкими мелкими

колониями *Syringopora*, единичными гастроподами и водорослями *Koninckopora* sp.

Верхняя граница тульского горизонта приходится на закрытый участок, соответствующий 9 м мощности пород.

Алексинский горизонт (C_{1al} , видимая мощность 43.35 м) (см. рис. 2, фототабл. I, блок Б) представлен двумя мощными пачками.

Пачка 1 (C_{1al1} , видимая мощность 14.35 м) характеризуется чередованием плитчатых (0.15–0.4 м) серых и темно-серых доломитизированных биокластовых известняков (0.5–2.5 м) и присутствием вторичных мелкозернистых доломитов (0.25–1.3 м). Для нижней половины пачки характерно наличие желваков темно-серых кремней (от 1.5×1.5 до $(2-15) \times (4-50)$ см).

Органические остатки включают в себя обломки члеников криноидей, створки мелких брахиопод, одиночные ругозы, колонии сирингопорид и раковины фораминифер: *Archaeosphaera*, *Tuberitina maljavkini* Mikh., *Earlandia minor* (Raus.), *E. vulgaris* (Raus. et Reitl.), *E. elegans* (Raus. et Reitl.), *Pseudoammodiscus priscus* (Raus.), *Paraarchaediscus pusillus* (Raus.), *Archaediscus krestovnikovi* Raus., *A. convexus* Grozd. et Leb., *A. moelleri* Raus., *A. karreri* Brady, *A. ex gr. karreri* Brady, *A. itinerarius* Schlyk., *Litotubella glomospiroides* Raus., *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *E. obsoleta* Raus., *E. similis* Raus. et Reitl., *E. similis magna* Raus., *E. angusta* Durk., *E. alviterna* Durk., *Omphalotis minima* (Raus. et Reitl.), *O. involuta* (Brazhn.), *Globoendothyra numerabilis* (Viss.), *Gl. sp.*, *Endothyranopsis compressa* (Raus. et Reitl.), *Mediocris breviscula* (Gan.), *M. evolutis* Rosov., *M. mediocris* (Viss.), *Consobrinella gibbosa minima* (Lip.), *Eostaffella mosquensis* Viss., *E. proikensis* Raus., *E. prisca* Raus., *Betpakodiscus compressa* (Vdov.), *Pseudoendothyra schlykovae* (Durk.), *Parastaffella nudus* (Durk.), *P. struvei* (Moell.), талломов водорослей *Palaeoberesella lahuseni* (Moell.), *Koninckopora inflata* (Koninck), *Fasciella kizilia* R. Ivan., *Epistacheoides cf. connorensis* Mamet et Rudl., *Ungdarella uralica* Masl. В верхней части пачки количество крупных органических остатков возрастает, а биокластовый материал представлен частично окатанными обломками.

Пачка 2 (C_{1al2} , видимая мощность 29 м) представлена массивными биокластовыми серыми и темно-серыми известняками. Встречаются криноидеи, редкие сирингопориды, брахиоподы и фораминиферы: *Earlandia minor* (Raus.), *E. vulgaris* (Raus. et Reitl.), *Magnitella porosa* Malakh., *Paraarchaediscus pusillus* (Raus.), *Archaediscus krestovnikovi* Raus., *A. moelleri* Raus., *A. convexus* Grozd. et Leb., *A. grandiculus* Schlyk., *Forschia parvula* Raus., *Litotubella glomospiroides* Raus., *Endothyra obsoleta* Raus., *E. similis magna* Raus., *E. similis* (Raus. et Reitl.), *E. prisca* Raus. et Reitl., *Omphalotis omphalota* (Raus. et Reitl.), *O. minima* (Raus. et Reitl.), *Globoendothyra*

³ Изображения наиболее характерных и зональных видов фораминифер и водорослей приведены в фототабл. I–III. В тексте их названия выделены полужирным шрифтом.

Images of the most characteristic and zonal species of foraminifera and algae are shown in Photo-tables I–III. In the text, their names are highlighted in bold.

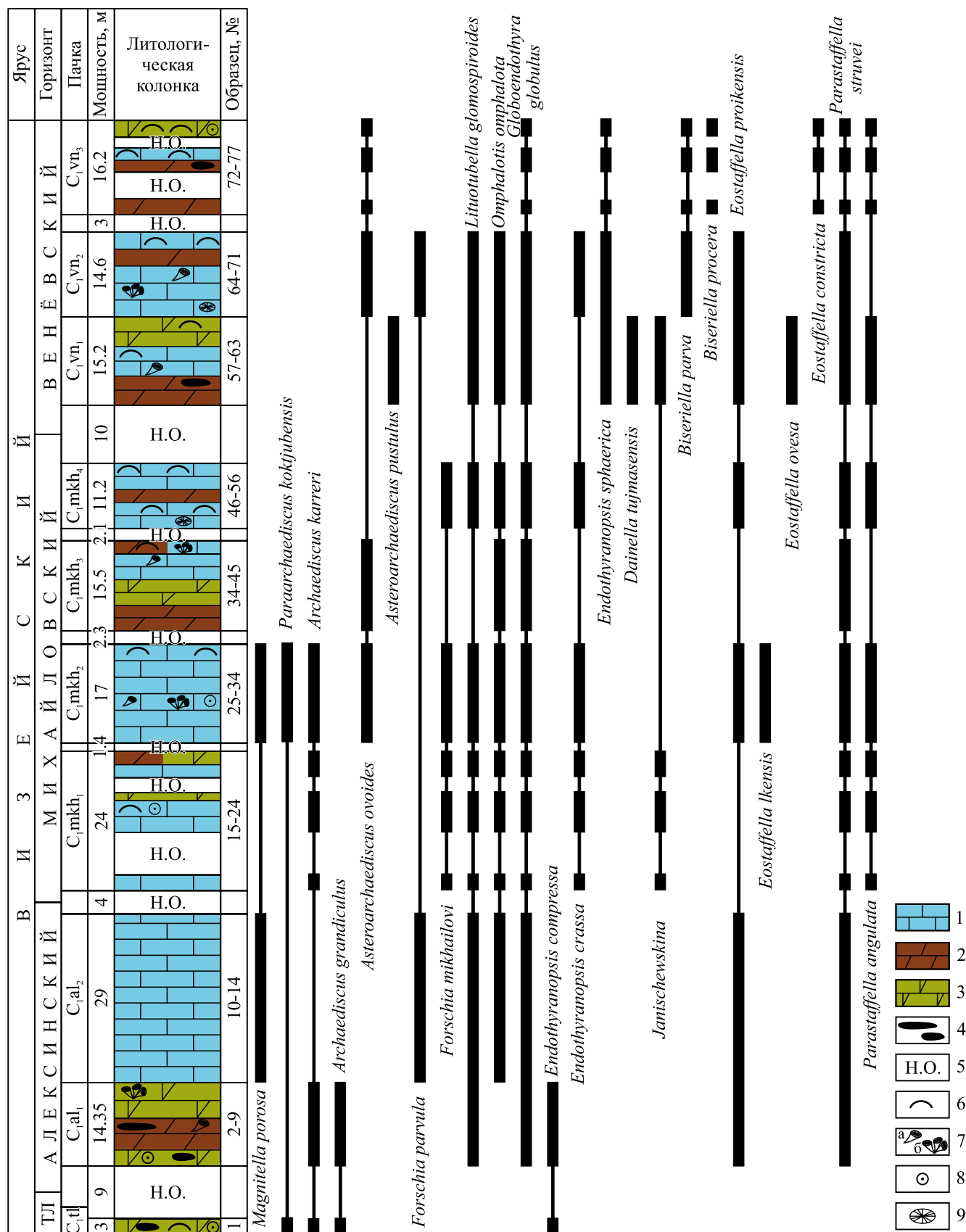


Рис. 2. Распространение характерных фораминифер в верхневизейских отложениях разреза “Урочище Широкое” (обн. 11, р. Унья, Северный Урал).

1 – известняки, 2 – доломиты, 3 – известняки доломитизированные, 4 – кремневые образования, 5 – не обнажено, 6 – брахиоподы, 7 – кораллы (а – одиночные, б – колониальные), 8 – криноидеи, 9 – губки.

Fig. 2. Distribution of characteristic foraminifera in the Upper Visean sediments of the “Shirokoe Place” section (outcrop 11, Unya river, Northern Urals).

1 – limestone, 2 – dolomite, 3 – dolomitized limestone, 4 – flints, 5 – not exposed, 6 – brachiopods, 7 – corals (a – solitary, б – colonial), 8 – crinoids, 9 – sponges.

numerabilis (Viss.), *G. globulus* (Moell.), *Eostaffella prisca* Raus., *E. mosquensis* Viss., *E. adducta* Durk., *E. proikensis* Raus., *E. lancetiformis* Durk., *Mediocris breviscula* (Gan.), *M. mediocris* (Viss.), *Pseudotaxis eominima* (Viss.), *Palaeotextularia longiseptata* Lip., *Consobrinella consobrina* (Lip.), *C. intermedia* (Lip.), *Cribrostomum ex gr. eximium* (Moell.), *Parastaffella struvei* (Moell.), талломы водорослей: *Palaeoberesella lahusei* (Moell.), *Koninckopora tenuiramosa* Wood *K. inflata* (Koninck), *Coelosporrella cf. jonesii* Wood., *Ungdarella uralica* Masl., *Epistacheoides connoensis* Mamet et Rudl., *Stacheoides* sp.

Верхняя граница алексинского горизонта приходится на закрытый участок разреза мощностью 4 м.

Михайловский горизонт (видимая мощность 73.5 м) (см. рис. 2, фототабл. II) подразделяется на четыре пачки.

Пачка 1 (C₁mkh₁, видимая мощность 24 м) представлена чередованием плитчатых (0.1–0.35 м) темно-серых биокластовых (иногда доломитизированных) известняков и вторичных мелкозернистых доломитов. Мощность слоев 0.1–1.1 м. В нижней части пачки местами наблюдается неявная тонкая горизонтальная и косая слоистость, обусловленная взаиморасположением различного биокластового материала.

Среди ископаемых остатков найдены криноидеи, брахиоподы, фрагменты одиночных и колониальных кораллов, фораминиферы и водоросли, из которых определены: *Archaeosphaera*, *Earlandia minor* (Raus.), *E. elegans* (Raus. et Reitl.), *E. minima* (Bir.), *E. vulgaris* (Raus. et Reitl.), *Magnitella porosa* Malakh., *Pseudoammodiscus volgensis* (Raus.), *Ps. priscus* (Raus.), *Pseudoglomospira gordialis* (Jon. et Park.), *Brunsia pulchra* Mikh., *Br. spirillinoides* Grozd. et Leb., *Paraarchaediscus koktjubensis* (Raus.), *P. pusillus* (Raus.), *Archaediscus convexus* Grozd. et Leb., *A. moelleri* Raus., *A. dubitabilis* Orl., *Archaediscus moelleri* Raus., *A. convexus* Grozd. et Leb., *A. karreri* Brady, *A. karreri nanus* Raus., *A. krestovnikovi* Raus., *Forschia mikhailovi* Dain, *Lituotubella ex gr. glomospiroides* Raus., *Endothyra similis* Raus. et Reitl., *E. similis magna* Raus., *E. fominiae* Rosov., *E. angusta* Durk., *E. obsoleta* Raus., *E. ex gr. parapriscia* Schlyk., *E. prisca* Raus. et Reitl., *E. fominiae* Rosov., *Mediendothyra exilis* (Raus.), *Omphalotis minima* (Raus. et Reitl.), *Omph. omphalota* (Raus. et Reitl.), *Globoendothyra numerabilis* (Viss.), *Gl. cf. globulus* (Eichw.), *Gl. inconstans* (Grozd. et Leb.), *Endothyranopsis crassa* (Brady), *Plectogyranopsis cf. convexa* (Raus.), *Endostaffella parva* (Moell.), *Mediocris breviscula* (Gan.), *M. evolutis* Rosov., *M. minima* (Durk.), *Janischewskina cf. operculata* (Raus. et Re-

itl.), *Janischewskina* sp., *Palaeotextularia longiseptata* Lip., *Consobrinella gibbosa minima* (Lip.), *Cribrostomum ex gr. eximium* (Moell.), *Cribrostomum* sp., *Eostaffella mosquensis* Viss., *E. oldae* Durk., *E. prisca* Raus., *Parastaffella struvei* (Moell.), *P. struvei suppressa* Schlyk., *P. angulata* (Raus.) и талломами водорослей: *Kamaena minuta* R. Ivan., *Palaeoberesella lahusei* (Moell.), *Koninckopora minuta* Weyer, *K. inflata* (Koninck), *Anthracoporella insolita* R. Ivan., *Anthroporella* sp., *Coelosporrella ex gr. jonesii* Wood, *Stacheoides meandriiformis* Mamet et Rudl., *Stacheoides* sp. (*polytrematoides*?), *Epistacheoides connoensis* Mamet et Rudl., *E. ex gr. connoensis* Mamet et Rudl., *Epistacheoides* sp., *Ungdarella uralica* Masl. Местами наблюдается массовое присутствие криноидей, фораминифер.

Закрытый интервал – 1.4 м.

Пачка 2 (C₁mkh₂, видимая мощность 17 м) состоит из серых и темно-серых плитчатых (0.1–0.6 м) горизонтально- и косослоистых биокластовых известняков.

Органические остатки (иногда частично окремененные) представлены фрагментами одиночных и колониальных кораллов, створками брахиопод, члениками криноидей, раковинами фораминифер: *Archaeosphaera*, *Earlandia minor* (Raus.), *E. elegans* (Raus. et Reitl.), *E. minima* (Bir.), *E. vulgaris* (Raus. et Reitl.), *Magnitella porosa* Malakh., *Pseudoammodiscus volgensis* (Raus.), *Ps. priscus* (Raus.), *Pseudoglomospira gordialis* (Jon. et Park.), *Brunsia pulchra* Mikh., *Br. spirillinoides* Grozd. et Leb., *Paraarchaediscus koktjubensis* (Raus.), *P. pusillus* (Raus.), *Archaediscus convexus* Grozd. et Leb., *A. moelleri* Raus., *A. karreri* Raus., *A. karreri nanus* Raus., *Asterioarchaediscus ovoideus* (Raus.), *Forschia mikhailovi* Dain, *Lituotubella glomospiroides* Raus., *L. magna* Raus., *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *End. bradyi* Mikh., *End. similis magna* (Raus.), *End. ex gr. omraensis* Durk., *Mediendothyra exilis* Raus., *Mikhailovella* sp., *Planoendothyra* sp., *Omphalotis cf. omphalota* (Raus. et Reitl.), *Omph. involuta* (Brazhn.), *Globoendothyra globulus* (Eichw.), *Gl. numerabilis* (Viss.), *Endothyranopsis cf. crassa* (Brady), *Endostaffella parva* (Moell.), *Mediocris breviscula* (Gan.), *M. evolutis* Rosov., *M. breviscula celsa* Pojark., *Cribrospira aff. mikhailovi* Raus., *Consobrinella gibbosa minima* (Lip.), *C. consobrina intermedia* (Lip.), *Cribrostomum bradyi* (Moell.), *Eostaffella ikensis* Viss., *E. proikensis* Raus., *E. mosquensis* Viss., *E. irenae* Gan., *E. ovoidea* Raus., *E. rotunda* Durk., *Parastaffella crassa* (Rosov.), *P. angula-*

ta (Raus.), *P. cf. angulata* (Raus.), *P. struvei* (Moell.) и талломами водорослей: *Girvanella* sp., *Kamaena minuta* R. Ivan., *K. delicata* Antrop., *Koninckopora cf. inflata* (Koninck), *Ungdarella uralica* Masl., *Stacheoides tenuis* Petryk et Mamet, *St. cf. tenuis* Petryk et Mamet, *Cuneiphycus texana* Johnson.

Закрытый интервал – 2.3 м.

Пачка 3 (C₁mkh₃, видимая мощность 15.5 м) состоит из плитчатых (0.1–0.4 м) темно-серых, иногда серых известняков, их доломитизированных разностей, тонко- и мелкозернистых доломитов. Мощность слоев пород составляет 0.2–2.0 м.

Фоссилии найдены преимущественно в самых верхних слоях пачки и представлены фрагментами одиночных и колониальных ругоз, разобщенных створок продуктид, члениками криноидей, редкими остатками гастропод, раковинами фораминифер, из которых определены: *Archaeosphaera*, *Earladia minor* (Raus.), *E. vulgaris* (Raus. et Reitl.), *E. elegans* (Raus. et Reitl.), *Pseudoammodiscus priscus* (Raus.), *Betpakodiscus compressus* (Vdov.), *Paraarchaediscus cf. pusillus* (Raus.), *Archaediscus convexus* Grozd. et Leb., *Asteroarchaediscus ovooides* (Raus.), *Forschia? sp.*, *Endothyra bradyi* Mikh., *E. similis magna* Raus., *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *Omphalotis involuta* (Brazhn.), *Omph. cf. omphalota* (Raus. et Reitl.), *Globoendothyra globulus* (Moell.), *Endostaffella parva* (Moell.), *Mediocris breviscula* (Gan.), *M. breviscula celsa* Pojark., *M. ovalis* Viss., *M. ovalis cupellaeformis* (Gan.), *M. mediocris* (Viss.), *Consobrinella consobrina intermedia* (Lip.), *Climacammina* sp., *Eostaffella mosquensis* Viss., ***E. ovoidea*** Raus., ***Eostaffellina actiosa*** Reitl., *Parastaffella struvei* (Moell.) и талломами водорослей: *Koninckopora inflata* (Koninck), *Anthracoporella insolita* R. Ivan., *Epistacheoides* sp. В верхней части пачки встречен единственный прослой (0.2 м) с тонкой горизонтальной (внизу) и косой (вверху) слоистостью, выраженной взаиморасположением поверхностей наложения мелкого биокластового материала.

Далее закрыто 2.1 м.

Пачка 4 (C₁mkh₄, видимая мощность 11.2 м) состоит из плитчатых (0.1–1.3 м), иногда доломитизированных светло-серых и темно-серых биокластовых известняков в нижней части разреза с тонкой волнистой слоистостью.

Ископаемые остатки представлены многочисленными створками брахиопод, чуть более редкими фрагментами колониальных и одиночных кораллов, губок, члениками криноидей, раковинами фораминифер: *Archaeosphaera*, *Pachysphaerina*, *Earlandia minor* (Raus.), *Pseudoammodiscus volgensis* (Raus.), *P. priscus* (Raus.), *Pseudoglomospira gordialis* (Jon. et Park.), *Brunsia pulchra* Mikh., *Archaediscus moelleri* Raus., *Forschia mikhailovi* Dain., ***Forschella prisca*** Mikh., *Lituotubella glomospiroides* Raus., *Omphalotis cf. involuta* (Brazhn.), *O. cf. omphalota* (Raus. et Reitl.), *Globoendothyra globulus* (Moell.),

Gl. numerabilis (Viss.), *Globoendothyra* sp., ***Endothyranopsis crassa*** (Brady), *Pojarkovella* sp., *Endostaffella parva* (Moell.), *E. schamordini* Raus., *Mediocris breviscula* (Gan.), *M. mediocris* (Viss.), *Cribrostomum eximium* (Moell.), *Cr. cf. eximium* (Moell.), ***Eostaffella irenae*** Gan., *E. rotunda* Durk., *E. proikensis* Raus., ***E. ovoidea*** Raus., *Eostaffellina actiosa* Reitl., *E. ex gr. schwetzwowi* (Gan.), ***Millerella ex gr. rossica*** Rosov., *Parastaffella struvei* (Moell.), *P. struvei supressa* (Schlyk.), *P. angulata* (Raus.), талломами водорослей: *Girvanella ducii* Weth., *Kamaena delicata* Antrop., *K. cf. inflata* (Koninck), *Koninckopora* sp., *Epistacheoides* sp., *Eflügelia johnsoni* (Flügel), *Cuneiphycus* sp. В нижней части пачки иногда встречаются раковины гастропод.

Верхняя граница михайловского горизонта приходится на закрытый участок, соответствующий мощности 10 м.

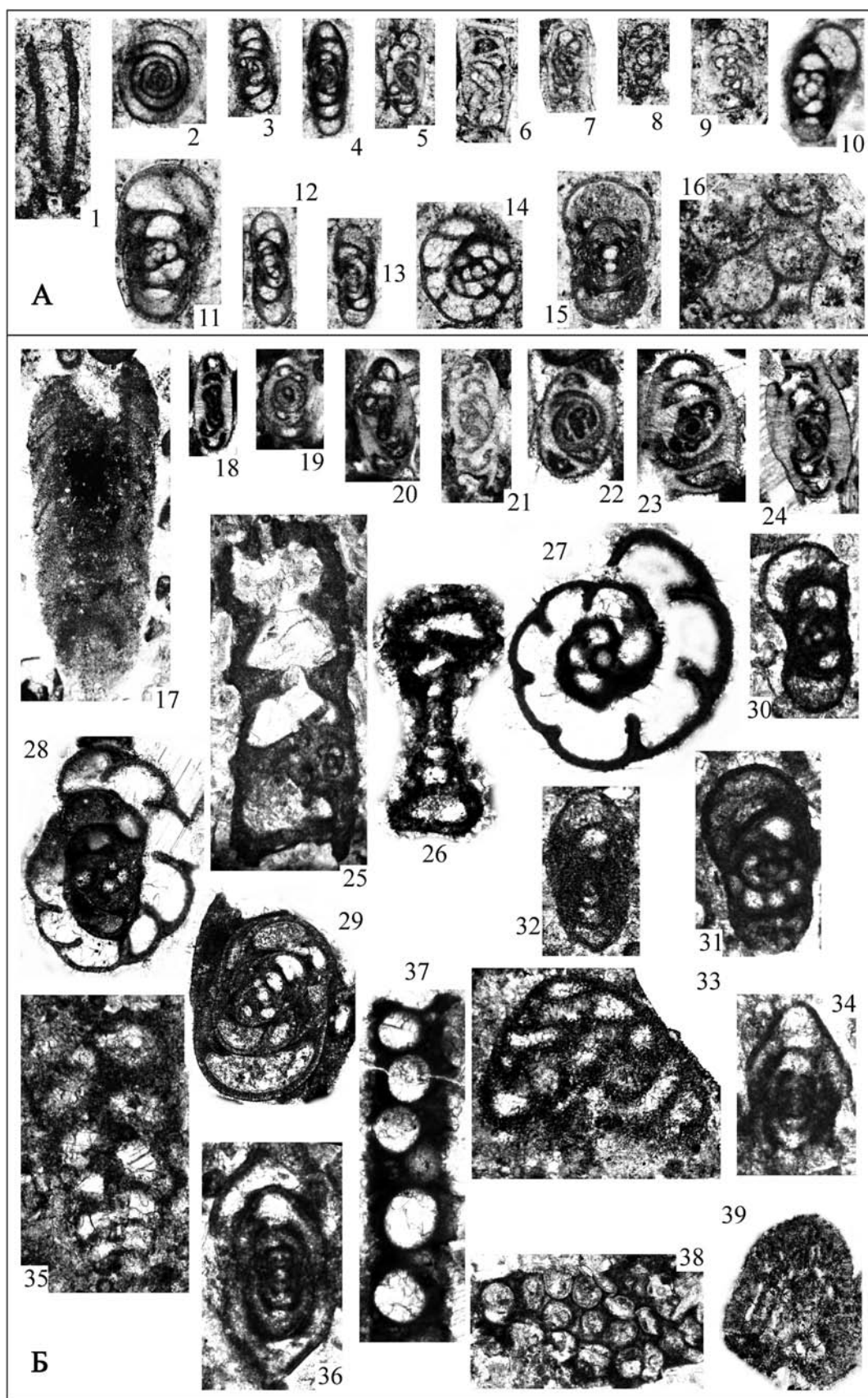
Венёвский горизонт (видимая мощность 54 м) подразделяется на три пачки (см. рис. 2, фото-табл. III).

Пачка 1 (C₁vp₁, видимая мощность 15.2 м) состоит из переслаивающихся серых, иногда темно-серых плитчатых (0.6–1.5 м) мелкозернистых доломитов, биокластовых известняков и доломитизированных биокластовых известняков. Мощность пластов 1.5–4.3 м.

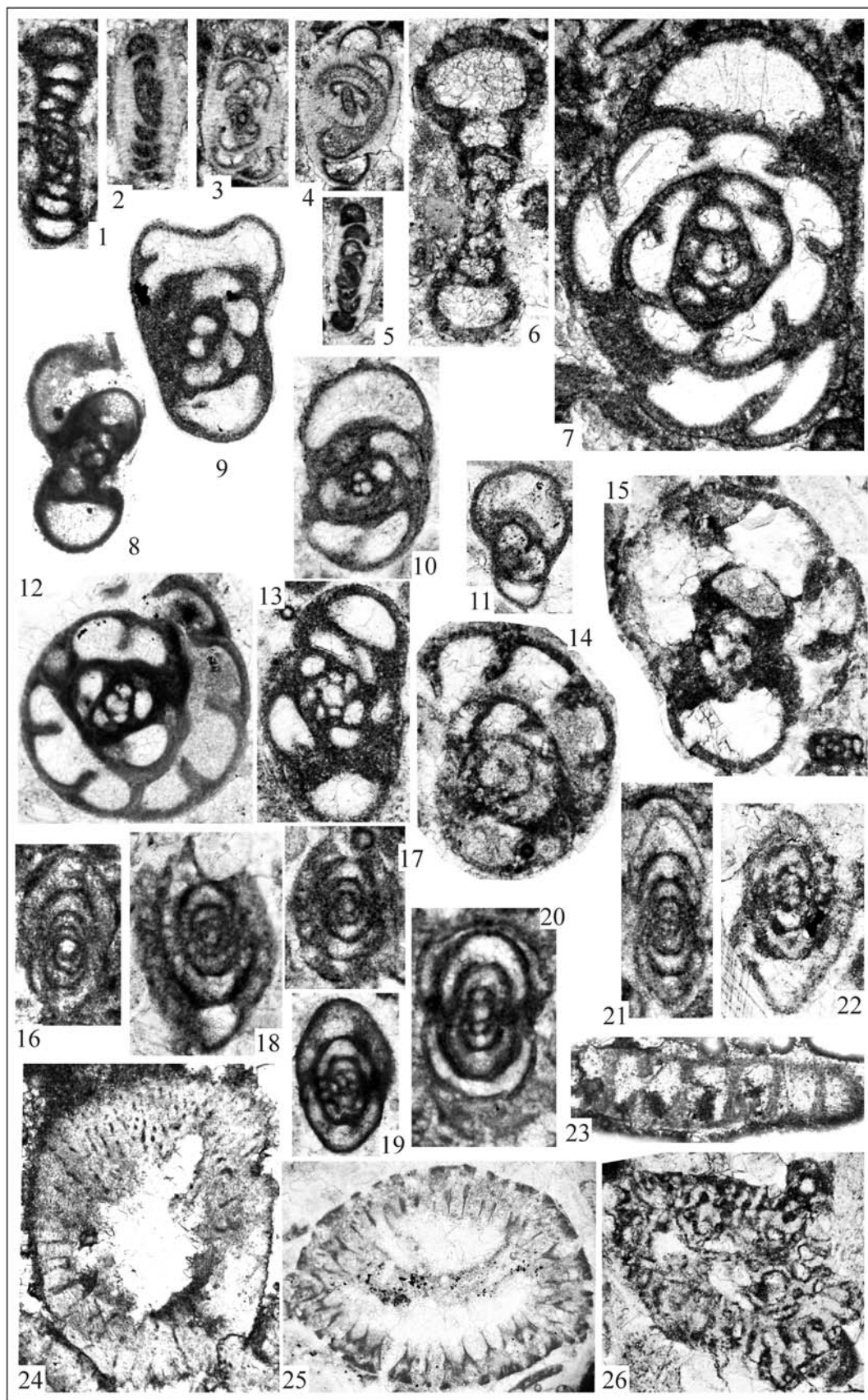
Ископаемые остатки представлены брахиоподами, одиночными и колониальными ругозами, табулятами, раковинами фораминифер: *Archaeosphaera*, *Pachysphaerina*, *Radiosphaera* sp., *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), *Pseudoglomospira gordialis irregularis* (Raus.), ***Asteroarchaediscus baschkiricus*** (Krest. et Theod.), ***Ast. pustulus*** (Grozd. et Leb.), ***Neoarchaediscus parvus*** (Raus.), *Lituotubella cf. glomospiroides* Raus., *Omphalotis omphalota* (Raus. et Reitl.), *Omph. omphalota minima* (Raus. et Reitl.), *O. minima* (Raus. et Reitl.), *Globoendothyra globulus* (Eichw.), *Gl. cf. globulus* (Eichw.), ***Endothyranopsis cf. sphaerica*** (Raus. et Reitl.), *Dainella tujmasensis* (Viss.), *Mediocris breviscula* (Gan.), *M. mediocris* (Viss.), *M. minima* (Durk.), *Endostaffella parva* (Moell.), *Janischewskina operculata* (Raus. et Reitl.), *Consobrinella consobrina intermedia* (Lip.), ***Eostaffella parastruvei*** (Raus.), *E. ex gr. parastruvei* Raus., *E. ovesa* Gan., *E. proikensis* Raus., ***E. pseudoovoidea*** Reitl., *E. irenae* Gan., *E. prisca* Raus., ***Eostaffellina sp. (ovesa?)***, *Parastaffella angulata* (Raus.), *P. struvei* (Moell.) и талломами водорослей: *Palaeoberesella lahuseni* (Moell.), *P. burlensis* R. Ivan., *Exvotarissella index* (Ehr.), *Anthracoporella cf. insolita* R. Ivan., *Koninckopora inflata* (Koninck), *Stacheoides* sp.

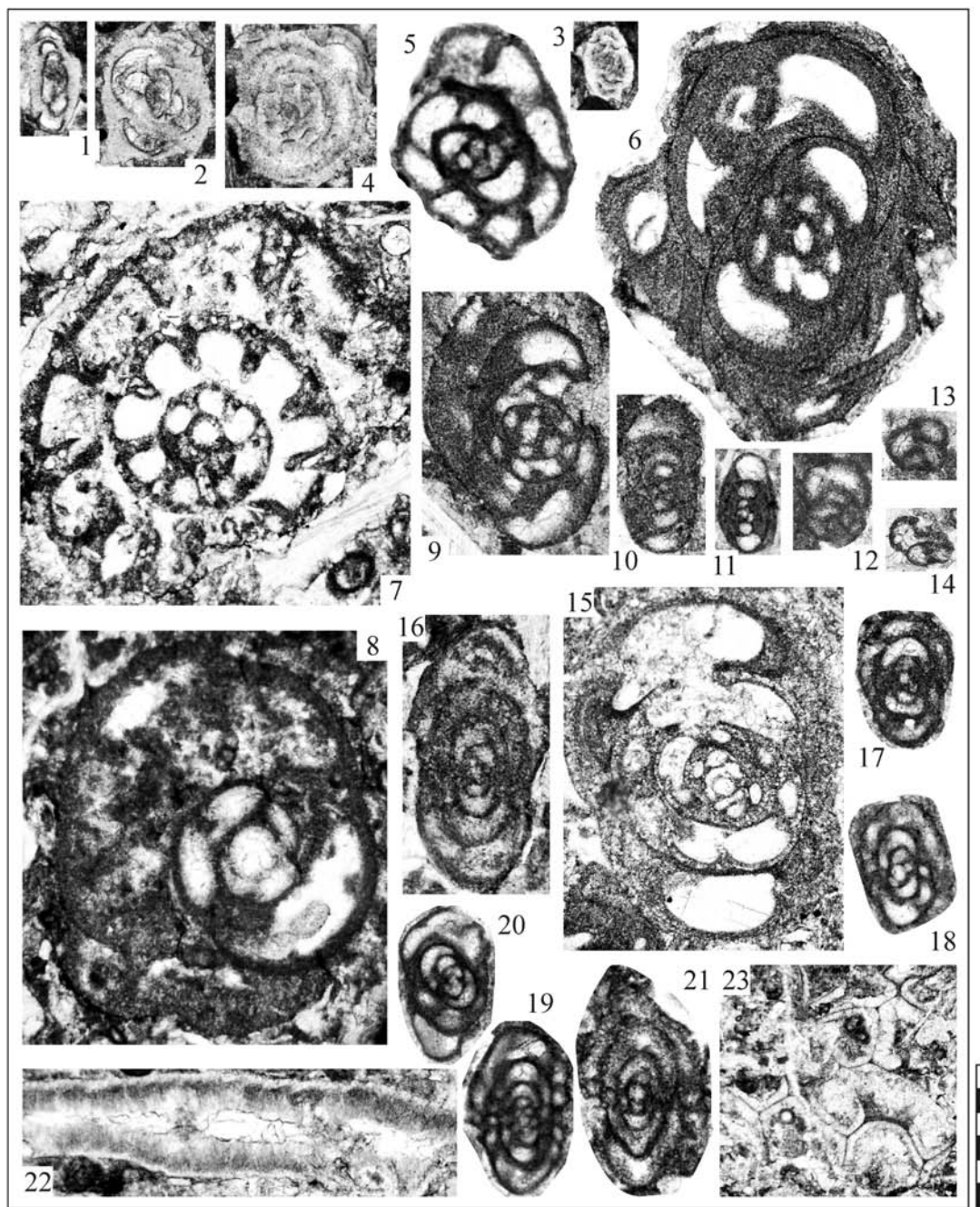
Пачка 2 (C₁vp₂, видимая мощность 14.6 м) состоит из плитчатых (0.3–1.2 м) светло- и темно-серых биокластовых известняков, иногда доломитизированных.

Комплекс ископаемых представлен одиночными и колониальными кораллами, створками

Фототаблица I
Photo-Table I

Фототаблица II
 Photo-Table II



Фототаблица III
Photo-Table III

Фототаблица I. Фораминиферы и водоросли тульского (блок А) и алексинского (блок Б) горизонтов визейского яруса. Масштабный отрезок – 0.3 мм (0.6 мм – для фиг. 16, 17, 25, 28, 29, 38, 39).

Photo-Table I. Foraminifera and algae of the Tula (block A) and Aleksinsky (block B) horizons of the Visean stage. Scale segment – 0.3 mm (0.6 mm – for Figs. 16, 17, 25, 28, 29, 38, 39).

Блок А. Тульский горизонт. 1 – *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.). Обр. 1-1. 2 – *Pseudoammodiscus priscus* (Raus.). Обр. 1-1. 3 – *Brunsia pulchra* Mikh. Обр. 1-1. 4 – *Brunsia irregularis* (Moell.). Обр. 1-1. 5 – *Paraarchaediscus koktjubensis* (Raus.). Обр. 1-1. 6 – *Archaediscus* cf. *gracilis* Conil et Lys. Обр. 1-1. 7 – *Paraarchaediscus* cf. *koktjubensis* (Raus.). Обр. 1-1. 8 – *Archaediscus karreri* Brady. Обр. 1-1. 9 – *Archaediscus grandiculus* Schlyk. Обр. 1-1. 10 – *Mediendothyra expressa* (Gan.). Обр. 1-1. 11 – *Omphalotis minima* (Raus. et Reitl.). Обр. 1-1. 12 – *Endostaffella* sp. Обр. 1-1. 13 – *Mediocris minima* (Durk.). Обр. 1-1. 14 – *Endothyranopsis compressa* (Raus. et Reitl.). Обр. 1-1. 15 – *Endothyra similis* Raus. et Reitl. Обр. 1-1. 16 – *Koninckopora* sp. Обр. 1-1.

Блок Б. Алексинский горизонт. 17 – *Magnitella porosa* Malakh. Обр. 14. 18 – *Paraarchaediscus pusillus* (Raus.). Обр. 14. 19 – *Archaediscus itinerarius* Schlyk. Обр. 2. 20 – *Archaediscus* ex gr. *karreri* Brady. Обр. 9. 21 – *Betpakodiscus compressa* (Vdov.). Обр. 2. 22 – *Archaediscus grandiculus* Schlyk. Обр. 14. 23 – *Archaediscus moelleri* Raus. Обр. 14. 24 – *Archaediscus krestovnikovi* Raus. Обр. 12. 25 – *Lituotubella glomospiroides* Raus. Обр. 12. 26 – *Forschia parvula* Raus. Обр. 11. 27 – *Spinothyra pauciseptata* (Raus.). Обр. 14. 28 – *Omphalotis omphalota* (Raus. et Reitl.). Обр. 14. 29 – *Globoendothyra globulus* (Eichw.). Обр. 14. 30 – *Endothyra prisca* Raus. et Reitl. Обр. 9. 31 – *Endothyra similis* Raus. et Reitl. Обр. 9. 32 – *Mediocris medicris* (Viss.). Обр. 10. 33 – *Pseudotaxis eominima* (Raus.). Обр. 10. 34 – *Eostaffella proikensis* Raus. Обр. 9. 35 – *Consobrinella intermedia* (Lip.). Обр. 10. 36 – *Parastaffella struvei* (Moell.). Обр. 12. 37 – *Coelosporella* cf. *jonesii* Wood. Обр. 14. 38 – *Koninckopora tenuiramosa* Wood. Обр. 12. 39 – *Epistacheoides connorensis* Mamet et Rudl. Обр. 9.

Фототаблица II. Фораминиферы и водоросли михайловского горизонта визейского яруса. Масштабный отрезок 0.3 мм (0.6 мм – для фиг. 25).

Photo-table II. Foraminifera and algae of the Mikhailovsky horizon of the visean stage. The scale segment is 0.3 mm (0.6 mm – for Fig. 25).

1 – *Brunsia spirillinoides* (Groz. et Gleb.). Обр. 26-2. 2 – *Paraarchaediscus dubitabilis* (Orl.). Обр. 21. 3 – *Archaediscus karreri* Brady. Обр. 30-2. 4 – *Archaediscus convexus* Grozd. et Leb. Обр. 18. 5 – *Paraarchaediscus pusillus* (Raus.). Обр. 17. 6 – *Forschia mikhailovi* Dain. Обр. 22. 7 – *Globoendothyra globulus* (Eichw.). Обр. 26-2. 8 – *Endothyra* ex gr. *paraprisca* Schlyk. Обр. 17. 9 – *Endothyra fominiae* Ros. Обр. 18. 10 – *Omphalotis minina* (Raus. et Reitl.). Обр. 18. 11 – *Endothyra* cf. *exilis* Raus. Обр. 29-2. 12 – *Omphalotis omphalota* (Raus. et Reitl.). Обр. 17. 13 – *Globoendothyra numerabilis* (Viss.). Обр. 30-2. 14 – *Endothyranopsis crassa* (Brady). Обр. 17. 15 – *Janischewskina* (?) sp. Обр. 20. 16, 17 – *Eostaffella proikensis* Raus. Обр. 30-2. 18 – *Eostaffella* cf. *ikensis* Viss. Обр. 30-1. 19 – *Eostaffella pseudoovoidea* Reitl. Обр. 30-1. 20 – *Eostaffella actiosa* Reitl. Обр. 49. 21 – *Parastaffella struvei* *suppressa* Schlyk. Обр. 18. 22 – *Parastaffella angulata* Raus. Обр. 22. 23 – *Palaeoberesella lahuseni* (Moell.). Обр. 18. 24 – *Anthracooporella* sp. Обр. 21. 25 – *Koninckopora inflata* Kon. Обр. 20. 26 – *Epistacheoides connorensis* Mamet et Rudl. Обр. 20.

Фототаблица III. Фораминиферы и водоросли венёвского горизонта визейского яруса. Масштабный отрезок 0.3 мм (0.45 мм – для фиг. 12, 23).

Photo-table III. Foraminifera and algae of the Venev horizon of the Visean stage. The scale segment is 0.3 mm (0.45 mm – for Figs. 12, 23).

1 – *Archaediscus* ex gr. *krestovnikovi* Raus. Обр. 64. 2 – *Archaediscus moelleri* Raus. Обр. 70. 3 – *Asteroarchaediscus pustulus* (Groz. et Leb). Обр. 62. 4 – *Asteroarchaediscus* (?) ex gr. *ovoides* (Raus.). Обр. 77. 5 – *Endothyra granularis* Ros. Обр. 71. 6 – *Omphalotis omphalota* (Raus. et Reitl.). Обр. 59. 7 – *Endothyranopsis crassa* (Brady). Обр. 70. 8 – *Endothyranopsis sphaerica* (Raus. et Reitl.). Обр. 65. 9 – *Dainella tujmasensis* (Viss.). Обр. 60. 10 – *Mediocris medicris* (Viss.). Обр. 62. 11 – *Mediocris cupellaeformis* (Gan.). Обр. 64. 12 – *Biseriella procera* (Post.). Обр. 77. 13, 14 – *Biseriella parva* (N. Tchern.). Обр. 77. 15 – *Globoendothyra globulus* (Eichw.). Обр. 70. 16 – *Eostaffella constricta* Gan. Обр. 77. 17 – *Eostaffella pseudoovoidea* Reitl. Обр. 60. 18 – *Eostaffella ovesa* Gan. Обр. 62. 19 – *Eostaffella* ex gr. *parastruvei* Raus. Обр. 62. 20 – *Eostaffella* (?) sp. Обр. 64. 21 – *Parastaffella angulata* Raus. Обр. 62. 22 – *Zidella minor* r. Ivan. Обр. 71. 23 – *Koninckopora inflata* Kon. Обр. 71.

брахиопод, шарообразными губками, фораминиферами: *Archaeosphaera*, *Pachysphaerina*, *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), *E. elegans* (Raus. et Reitl.), *E. minor* (Raus.), *Pseudoammodiscus priscus* (Raus.), *Paraarchaediscus pusillus* (Raus.), *Archaediscus krestovnikovi* Raus., *A. ex gr. krestovnikovi* Raus., *A. convexus* Grozd. et Leb., *A. moelleri* Raus., *Asteroarchaediscus ovoides* (Raus.), *Neoarchaediscus parvus* (Raus.), *N. ex gr. parvus* (Raus.), *Forschia parvula* Raus., *Lituotubella* cf. *glomospiroides* Raus., *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *Endothyra similis* Raus. et Reitl., *E. fominiae* Rosov., *End. granularis* Rosov., *Omphalotis omphalota* (Raus. et Reitl.), *Globoendothyra globulus* (Moell.), *Endothyranopsis sphaerica* (Raus. et Reitl.), *End. cf. sphaerica* (Raus. et Reitl.), *E. crassa* (Brady), *Endothyranopsis* sp., *Pojarkovella nibelis* (Durk.), *Endostaffella parva* (Moell.), *Mediocris breviscula* (Gan.), *M. breviscula celsa* Pojark., *M. cupellaeformis* (Gan.), *M. ovalis cupellaeformis* (Gan.), *M. medicris* (Viss.), *M. minima* (Durk.), *Palaeotextularia longiseptata* Lip., *Consobrinella consobrina intermedia* (Lip.), *Biseriella* cf. *parva* (N. Tchern.), *B. proc-*

era (Post.), *Eostaffella rotunda* Durk., *E. irenae* Gan., *E. pseudoovoidea* Reitl., *E. proikensis* Raus., *Parastaffella struvei* (Moell.) и талломами водорослей: *Kamaena itkillikensis* Mamet et Rudl., *Proninella enigmatica* Mamet et Roux, *Zidella minor* R. Ivan., *Anthracooporella* ex gr. *insolita* R. Ivan., *Koninckopora inflata* (Koninck), *Calcifolium okense* Schwetz. et Bir., *Fasciella kizilia* R. Ivan., *Ungdarella uralica* Masl., *Aoujgalia elliotti* Mamet et Roux, *Stacheoides tenuis* Petryk et Mamet, *Epistacheoides connorensis* Mamet et Rudl.

Далее закрыто 3 м.

Пачка 3 (C₁V_{п3}, видимая мощность 16.2 м) состоит из плитчатых (0.1–1.0 м) серых и темно-серых переслаивающихся биокластовых известняков, доломитизированных биокластовых известняков и тонко-мелкозернистых доломитов. Мощность пластов различных пород составляет 1.2–3.2 м. Органические остатки представлены створками брахиопод, члениками криноидей, фрагментами кораллов, раковинами фораминифер: *Archaeosphaera*, *Pachysphaerina*, *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), *E. minor*

(Raus.), *E. elegans* (Raus. et Reitl.), *Archaeodiscus convexus* Grozd. et Leb., *A. moelleri* Raus., *Asteroarchaeodiscus ovoides* (Raus.), *Ast. ex gr. ovoides* (Raus.), *Endothyra prisca* (Raus. et Reitl.), *Globoendothyra globulus* (Moell.), *Endothyranopsis cf. sphaerica* (Raus. et Reitl.), *Endothyranopsis sp. (crassa?)*, *Plectogyranopsis sp.*, *Pojarkovella nibelis* (Durk.), *Endostaffella parva* (Moell.), *Mediocris mediocris* (Viss.), *Conso-brinella consobrina intermedia* (Lip.), *Climacammina sp.*, *Eostaffella ex gr. rossica* Rosov., *E. ex gr. pseudostruvei* (Raus. et Bel.), *E. constricta* Gan., *Conso-brinella consobrina intermedia* (Lip.), *Biseriella parva* (N. Tchern.), *B. procera* (Post.), *Parastaffella struvei* (Moell.), *P. angulata* (Raus.) и талломами водорослей: *Kamaena delicata* Antrop., *Exvotarissella sp.*, *Koninckopora inflata* (Koninck).

Далее значительный закрытый интервал – более 100 м. Общая мощность пород в разрезе составляет 191.85 м.

АНАЛИЗ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ ФОРАМИНИФЕР И ВОДОРΟΣЛЕЙ

Анализ таксономического состава сообществ фораминифер и водорослей в разрезе урочища Широкое (обн. 11) позволил установить наличие предполагаемых здесь ранее (Калашников, 1970; Шадрин, 2012а, б; 2014а, б) тульского, алексинского, михайловского, венёвского горизонтов верхней части визейского яруса нижнего карбона и существенно уточнить стратиграфию района (табл. 1).

Также были выявлены некоторые важные особенности распространения изученной флоры и фауны. Так, в разрезе было установлено массовое развитие зеленых водорослей, что связано с максимумом поздневизейской трансгрессии на Урале. В ко-

личественном отношении преобладают представители зеленых водорослей рода *Koninckopora* (*K. inflata*, *K. tenuiramosa*, реже – *K. minuta*) и красных, относящихся к родам *Epistacheoides* (особенно вид *E. connorensis*) и *Ungdarella*. За ними следуют зеленые *Palaeoberesella lahuseni*, *Anthraco-porella insolita*, *Kamaena* и более редкие красные водоросли *Stacheoides polytrematoides*.

В отличие от восточно-уральских разрезов здесь крайне редки *Fasciella*, фактически отсутствуют сифоновые *Calcifolium* (единственный экземпляр был встречен в обр. 71 венёвского горизонта). В то же время для верхневизейских отложений бассейна р. Мал. Печоры (Варсановьева, 1965, 1970), расположенных севернее, характерно присутствие массовых *Calcifolium okense*, хотя и там встречаются слои без этих водорослей с преобладанием красных. Редкость сифоновых водорослей, скорее всего, связана с неблагоприятными для них условиями осадконакопления.

Несмотря на то что нижняя часть верхневизейского подъяруса обнажена не полностью, обнаруженных фораминифер достаточно для опознания здесь тульского горизонта. Об этом свидетельствуют найденные зональные формы, характерные для этого стратиграфического подразделения: *Endothyranopsis compressa* и *Paraarchaeodiscus koktjubensis* вместе с *Archaeodiscus krestovnikovi*, *Paraarchaeodiscus pusillus*, другими архедискусами, эндотирами, медиокрисами и водорослями *Koninckopora*, хорошо известными в тульское время на территории и Московской синеклизы, и восточного склона Урала, отвечающие фораминиферной зоне ОСШ *Endothyranopsis compressa*–*Paraarchaeodiscus koktjubensis*.

В карбонатных отложениях алексинского горизонта установлен полный комплекс характерных для него фораминифер и водорослей, в соста-

Таблица 1. Эволюция взглядов на стратиграфию верхневизейских отложений р. Уньи и их корреляция с региональной стратиграфической схемой

Table 1. Evolution of views on the stratigraphy of the Upper Visean deposits of the Un'ya River and their correlation with the regional stratigraphic scheme

Региональная стратиграфическая схема Западного склона Урала (Северный Урал) (Гогин, 2015)		Стратиграфическое расчленение нижнекаменноугольных отложений				
		Обн. 11 (р. Унья), по (Варсановьева, 1933)	Обн. 2441 (р. Унья), по (Проскурин и др., 1969)	Обн. 11 (р. Унья), по (Калашников, 1970)	Р. Унья, по (Иванов, 2007)	Обн. 11 (р. Унья) (в данной работе)
Ярус	Горизонт	Ярус	Подъярус	Горизонт	Толща	Горизонт
Визейский	Венёвский	Визейский	Окский	Не выделялся	Мойкемьельская	Венёвский
	Михайловский			Михайловский		Михайловский
	Алексинский			Не выделялся		Алексинский
	Тульский		Не выделялся	–?–		Тульский

Примечание. Мойкемьельская толща объединяет отложения дружининского горизонта нижнего визе и весь верхний визе (Иванов, 2007).

Note. The Moikemiel strata combines deposits of the Druzhininsky horizon of the Lower Vise and the entire Upper Vise (Ivanov, 2007).

ве которого определены *Magnitella porosa*, разнообразные архедискусы, в том числе *Archaediscus moelleri*, форшии, крупные *Lituotubella*, эндотиры, *Omphalotis*, несколько видов *Globoendothyra*, *Eostaffella*, среди которых обычна и зональная форма *Eostaffella proikensis*. Вторая зональная форма *Endothyranopsis crassa* найдена не была, но близкая ей *Endothyranopsis compressa* присутствует в комплексе. Среди водорослей преобладают палеоберезеллы, конинкопоры и *Epistacheoides connoensis*.

Подтверждается наличие в разрезе и михайловского горизонта, ранее выделенного Н.В. Калашниковым (1970). Здесь был установлен комплекс фораминифер и водорослей, почти аналогичный таковому из разрезов верхнего визе на востоке Урала и в Подмоскowie и включающий зональные виды *Endothyranopsis crassa* и *Eostaffella ikensis* вместе с многочисленными архедискусами, форшиями, *Lituotubella*, разнообразными *Endothyra*, *Omphalotis*, *Globoendothyra*, единичными *Endothyranopsis*, несколькими видами *Eostaffella* и *Parastaffella*. К концу михайловского времени характерно появление “звездчатых” *Asteroarchaediscus ovoides*, *Ast. pustulus*, первых *Neoarchaediscus parvus*, *Eostaffellina actiosa*, *Millerella ex gr. rossica*. Примечательны редкие находки представителей родов *Janischewskina* и *Cribrospira*, характерных для сравниваемых регионов. Заслуживает быть отмеченным присутствие трех видов водорослей рода *Koninckopora*, что является особенностью данного разреза.

Наличие в разрезе отложений венёвского горизонта также не вызывает сомнений не только из-за сходства таксономического состава фораминифер с одновозрастными фораминиферами восточного склона Урала и Восточно-Европейской платформы, но и по присутствию общей зональной формы *Endothyranopsis sphaerica*, многочисленных *Eostaffella* (*E. ovoidea*, *E. irenae*, *E. parastruvei*, *E. ovoidea*, *E. proikensis* и др.), “звездчатых” *Asteroarchaediscus ovoides*, *Neoarchaediscus parvus*, первому появлению *Biseriella* (*B. parva* и *B. procera*). Вместе с тем вторая зональная форма венёвского горизонта *Eostaffella tenebrosa* пока не найдена.

Самые верхи разреза (обр. 76, 77) могут принадлежать и серпуховскому ярусу, если учитывать изменение литологии известняков и появление на этом стратиграфическом уровне более молодых форм фораминифер (*E. ex gr. pseudostruvei*, *Millerella ex gr. rossica*, *Biseriella procera*), что, впрочем, не противоречит и венёвскому возрасту вмещающих отложений.

Оценивая общие особенности систематического состава фораминифер и водорослей верхнего визе в обн. 11 на р. Унье, следует отметить отсутствие среди них представителей родов *Valvulinella*, характерных для тульского горизонта, родов *Bradyina* и *Howchinia*, обычных в михайловском и венёв-

ском горизонтах, зонального вида *Eostaffella tenebrosa* (венёвский горизонт), сифоновой водоросли *Calcifolium okense*. Представители родов *Endothyranopsis*, *Janischewskina* и особенно *Cribrospira* здесь также редки, но в целом комплексы фораминифер и водорослей из верхневизейских отложений, развитых на территории западного и восточного склонов Урала, очень близки по составу (Иванова, 1973, 2013).

Несмотря на отсутствие отложений нижнего визе, некоторую неопределенность положения биостратиграфических границ установленных горизонтов из-за доломитизации части известняков, перерывов в обнаженности и отсутствие части зональных форм, изученный разрез является наиболее полным для указанного стратиграфического интервала на западе бассейна р. Унья.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Изучение сообществ водорослей и фораминифер позволило существенно детализировать и обосновать стратиграфическое расчленение нижнекаменноугольных отложений в западных разрезах бассейна р. Унья (Северный Урал).

“Урочище Широкое” (обн. 11) является наиболее полным разрезом отложений верхневизейского подъяруса в западной части бассейна р. Унья и может быть использовано в качестве опорного для расчленения верхневизейских отложений западной подзоны Верхнепечорского поперечного опускания Западной складчатой зоны Урала и сопредельных областей Предуральяского краевого прогиба.

2. Комплексы фораминифер достаточно представительны и позволяют достоверно установить тульский, алексинский, михайловский и венёвский горизонты верхнего визе. Положение границ стратиграфических подразделений из-за значительных перерывов в обнаженности, вторичных изменений известняков и отсутствия некоторых зональных форм несколько условны. Самые верхи разреза могут быть и серпуховскими, хотя комплексы микрофлоры и микрофауны не противоречат и венёвскому возрасту включающих их отложений.

3. В разрезе “Урочище Широкое” наиболее часто встречаются зеленые водоросли, но редки *Fasciella* и почти полностью отсутствуют представители рода *Calcifolium*, весьма характерные для более северных районов.

4. Установлено сходство комплексов фораминифер из одноименных горизонтов верхневизейского подъяруса Восточного и Западного склонов Урала; отмечено отсутствие в разрезе “Урочище Широкое” представителей родов *Valvulinella*, характерных для тульского горизонта, отсутствие *Bradyina* и *Howchinia*, обычных в отложениях михайловского и венёвского горизонтов, зонального вида

Eostaffella tenebrosa (венёвский горизонт) и крайне редкая встречаемость представителей родов *Endothyranopsis*, *Janischewskina*, *Cribrospira*.

Благодарности

Авторы искренне признательны д. г.-м. н. А.И. Антошкиной, д. г.-м. н. Г.А. Мизенсу за консультации и рекомендации при написании этой статьи. Особую благодарность мы выражаем ст. науч. сотр. ИГГ УрО РАН Т.И. Степановой за огромную работу по созданию фототаблиц и ревизию номенклатуры латинских названий фауны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Варсанофьева В.А. (1933) Предварительный отчет о работах 1927 г. в западной части юго-восточной четверти 124-го листа (бассейн р. Уньи). М.–Л.: Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин. НКТП СССР, **289**, 47 с.
- Варсанофьева В.А. (1965) К характеристике визейских отложений бассейна Малой Печоры. *Геология северо-востока Русской платформы и Приполярного Урала*. Сыктывкар: Тр. Ин-та геол. Коми филиала АН СССР, **5**, 3-20.
- Варсанофьева В.А. (1970) К характеристике визейских отложений бассейна Малой Печоры. *Стратиграфия каменноугольных отложений Западного склона Северного и Приполярного Урала*. Сыктывкар: Тр. Ин-та геол. Коми филиала АН СССР, **11**, 3-24.
- Гогин И.Я. (2015) Отчет НИР по базовому проекту № 7.4-0713: Разработка Общей стратиграфической основы Гостеолкарты-1000/3 и -200/2 и актуализация региональных корреляционных схем фанерозоя для основных регионов России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. Росгеолфонд. Инв. № 520037.
- Иванов В.Н. (2007) Отчет: Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 листа Р-40-XXIII (Уньинская площадь). Сыктывкар: МИРЕКО, Т. 1, 265 с. Коми-геолфонд. Инв. № 15652.
- Иванова Р.М. (1973) К стратиграфии средне- и верхневизейских отложений восточного склона Южного Урала. *Каменноугольные отложения восточного склона Южного Урала (Магнитогорский синклинирий)*. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 18-86.
- Иванова Р.М. (2013) Известковые водоросли карбона Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 244 с.
- Калашников Н.В. (1970) Нижнекаменноугольные отложения бассейна реки Уньи. *Стратиграфия каменноугольных отложений западного склона Северного и Приполярного Урала*. Сыктывкар: Тр. Ин-та геол. Коми филиала АН СССР, **11**, 25-40.
- Пономаренко Е.С., Иванова Р.М., Сандула А.Н. (2015) Первые находки Камаена (Chlorophyta) в серпучовских отложениях (разрез “Уньинская Пещера”, Северный Урал). *Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (7), 3-8.
- Пономаренко Е.С., Сандула А.Н. (2009) Верхнекаменноугольно-нижнепермские карбонатные отложения в разрезе “Бузгальский Камень” (река Унья, Северный Урал). *Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Материалы XV Геол. съезда Респ. Коми*. Сыктывкар: Геопринт, 202-205.
- Проскурин Г.Ф., Давыдов К.В., Луппов Ю.И., Исаков В.Л. (1969) Отчет Уньинской ГПСР по работам 1965–1968 гг.: “Геологическое строение территории листа Р-40-XXIII”. Воркута, 419 с. Фонды Полярно-Уральского геологоразведочного объединения. Инв. № 4102.
- Сандула А.Н., Пономаренко Е.С. (2007) Новые данные по стратиграфии геологического памятника природы “Чамейное Плёсо”. *Изучение, сохранение и использование объектов геологического наследия северных регионов (Респ. Коми). Материалы науч.-практ. конф.* Сыктывкар: Геопринт, 71-73.
- Шадрин А.Н. (2012а) Литология и условия осадконакопления отложений тульского горизонта бассейна реки Уньи (Северный Урал). *Ленинградская школа литологии. Материалы Всерос. литолог. совещ., посвящ. 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина*. СПб.: Т. 1, 264-265.
- Шадрин А.Н. (2012б) Литология и условия осадконакопления отложений алексинского горизонта бассейна реки Уньи (Северный Урал). *Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Материалы 21-й науч. конф. Института геологии Коми НЦ УрО РАН*. Сыктывкар: Геопринт, 270-273.
- Шадрин А.Н. (2014а) Состав и строение отложений венёвского горизонта р. Уньи (визе, нижний карбон, Северный Урал). *Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Материалы 16-го Геолог. съезда Республики Коми*. Сыктывкар: Геопринт, Т. 2, 268-269.
- Шадрин А.Н. (2014б) Состав и строение отложений михайловского горизонта визейского яруса р. Уньи (Северный Урал). *Виртуальные и реальные литологические модели. Материалы Всерос. школы студентов, аспирантов и молодых ученых по литологии*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 128-129.
- Шадрин А.Н., Иванова Р.М. (2019) Новые данные по стратиграфии нижнекаменноугольных отложений в разрезе Большого Пещерного острова (р. Унья, Северный Урал). *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, **14**(1), 1-22. http://www.ngtp.rurub20191_2019.html
- Шадрин А.Н., Сандула А.Н. (2013) Строение тульских отложений в разрезе среднего течения р. Уньи (визейский ярус, нижний карбон, Северный Урал). *Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Материалы 22-й науч. конф. Института геологии Коми НЦ УрО РАН*. Сыктывкар: Геопринт, 201-205.

REFERENCES

- Gogin I.Ya. (2015) Report of NIR of base project No. 7.4-0713: Develop a Common stratigraphic basis for the State geol map – 1000/3 and -200/2 and update regional correlation schemes of the Phanerozoic for the main regions of Russia. St.Petersburg, VSEGEI, 2013. Rosgeol-fond. Inv. No. 520037 (In Russian, unpublished)
- Ivanov V.N. (2007) Additional site exploration at a scale of 1 : 200 000 sheet P-40 XXIII (territory of the Un'ya river). Syktyvkar, MIREKO, 1, 265 p. Komigeolfond. Inv. No. 15652. (In Russian, unpublished)
- Ivanova R.M. (1973) Stratigraphy of the Middle and Upper Visean deposits of the Eastern slope of the Southern Urals. *Carboniferous deposits of the eastern slope of the*

- Southern Urals (Magnitogorsk synclinorium)*. Sverdlovsk, IGG UNTs AN SSSR, 18-86. (In Russian)
- Ivanova R.M. (2013) The calcareous algae of the Carboniferous of the Urals. Ekaterinburg, RIO UrO RAN Publ., 244 p. (In Russian)
- Kalashnikov N.V. (1970) Lower Carboniferous deposits of the basin of Un'ya river. *Stratigraphy of Carboniferous deposits on the Western slope of the Northern and Subpolar Urals*. Syktyvkar, Trudy IG Komi filiala AN SSSR, **11**, 25-40. (In Russian)
- Ponomarenko E.S., Ivanova R.M., Sandula A.N. (2015) The first finds Kamaena (Chlorophyta) in Serpukhov sediments (section "Un'ya Cave", Northern Urals). *Vestnik IG Komi NTs UrO RAN*, **7**, 3-8. (In Russian)
- Ponomarenko E.S., Sandula A.N. (2009) Upper Carboniferous-Lower Permian carbonate deposits in the section "Buzgalski Stone" (Un'ya river, Northern Urals). *Geology and mineral resources of the European North-East of Russia. Proc. of XV Geol. Congress of Komi Rep.* Syktyvkar, Geoprint publ., V. 2, 202-205. (In Russian)
- Proskurin G.F., Davydov K.V., Luppov Yu.I., Isakov V.L. (1969) Geological structure of the territory of sheet P-40-XXIII. Vorkuta, 419 p. Fondy Polyarno-Ural'skogo geologorazvedochnogo ob'edineniya. Inv. No. 4102. (In Russian, unpublished)
- Sandula A.N., Ponomarenko E.S. (2007) New data on stratigraphy of the geological natural monument "Chameynoe Pleso". *Study, save and use of geological heritage sites in the northern regions (Rep. Komi). Proc. of sci.-prakt. konf.* Syktyvkar, Geoprint Publ., 71-73. (In Russian)
- Shadrin A.N. (2012a) Lithology and conditions of sedimentation of the Tula horizon of the basin of Un'ya river (Northern Urals). *The Leningrad school of Lithology. Materials of the all-Russian lithological meeting dedicated to the 100th anniversary of the birth of L.B. Rukhin*. St.Petersburg, V. 1, 264-265. (In Russian)
- Shadrin A.N. (2012b) Lithology and conditions of sedimentation in the Aleksinsky horizon of the basin of Un'ya river (Northern Urals). *Structure, substance, history of the lithosphere of the Timan-North Ural segment. Proc. of the 21-st sci. conf. of Institute of Geology of Komi SC UrD RAS*. Syktyvkar, Geoprint, 270-273. (In Russian)
- Shadrin A.N. (2014a) Composition and structure of deposits of the venevsky horizon of Un'ya river (Vize, lower Carboniferous, Northern Urals). *Geology and mineral resources of the European North-East of Russia. Materials of the 16-th Geological Congress of the Komi Republic*. Syktyvkar, Geoprint, V. 2, 268-269. (In Russian)
- Shadrin A.N. (2014b) Composition and structure of deposits of the Mikhailovsky horizon of the visean stage of the Un'ya river (Northern Urals). *Virtual and real lithological models. Materials of the all-Russian school of students, postgraduates and young scientists on Lithology*. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 128-129. (In Russian)
- Shadrin A.N., Ivanova R.M. (2019) New data on stratigraphy of lower Carboniferous deposits in the section of the Big Cave island (Un'ya river, Northern Urals). *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, **14**(1), 1-22. (In Russian) http://www.ngtp.rurub20191_2019.html
- Shadrin A.N., Sandula A.N. (2013) Structure of the Tula deposits in the section of the middle course of the Un'ya river (visean stage, lower carboniferous, Northern Urals). *Structure, substance, history of the lithosphere of the Timan-North Ural segment. Proc. of the 22-d sci. conf. of Institute of Geology of Komi SC UrD RAS*. Syktyvkar, Geoprint Publ., 201-205. (In Russian)
- Varsanof'eva V.A. (1933) Preliminary report on the 1927 work in the western part of the southeastern quarter of the 124th sheet (the Un'ya river basin). Moscow, Leningrad, Trudy Vsesoyuzn. Geol.-Razv. Ob'ed. NKTP SSSR, **289**, 47 p. (In Russian)
- Varsanof'eva V.A. (1965) On the characteristics of Visean deposits of the basin of Malaya Pechora River. *Geology of the northeastern part of the Russian platform and the Subpolar Urals*. Syktyvkar, Trudy IG Komi filiala AN SSSR, **5**, 3-20. (In Russian)
- Varsanof'eva V.A. (1970) On the characteristics of the Visean deposits of the basin of Malaya Pechora. *Stratigraphy of Carboniferous deposits on the Western slope of the Northern and Subpolar Urals*. Syktyvkar, Trudy IG Komi filiala AN SSSR, **11**, 3-24. (In Russian)

УДК 553.411(571.61)

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-222-238

Геологическая позиция и особенности строения золото-сульфидно-кварцевых месторождений Чилийской активной окраины

Ю. С. Савчук, А. В. Волков, А. Л. Галямов, В. В. Аристов, И. А. Чиждова, К. Ю. Мурашов

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН,
119017, Москва, Старомонетный пер., 35, e-mail: yurasavchuk@yandex.ru*

Поступила в редакцию 19.06.2020 г., принята к печати 07.08.2020 г.

Объект исследования. Золото-сульфидно-кварцевые месторождения Центрального Чили – типичные объекты для старательской добычи с небольшими мощностями рудных интервалов (от первых десятков см до 1 м), прерывистым и гнездовым распределением руды и крайне неравномерными содержаниями золота. **Материалы и методы.** Рассмотрены закономерности размещения рудной минерализации на фоне результатов современных геофизических исследований литосферы: поверхности Мохо, плотности и термального режима верхней мантии. Детальные исследования золото-сульфидно-кварцевого оруденения проведены на рудном поле Япин. **Результаты.** Анализ металлогенической зональности территории позволил выделить центральную полосу развития золото-сульфидно-кварцевой минерализации, – производные сдвиговой тектоники в условиях транспрессионного режима вдоль Чилийской активной окраины. На раннем этапе они развивались в праводвиговой обстановке, что сопровождалось внедрением даек диабазов в северо-восточные разломы, а в леводвиговой этап отлагалась золото-сульфидно-кварцевая минерализация, наложенная на дайки. Приведена характеристика геологического строения месторождений рудного поля Япин. Показано, что на рудном поле развита разнообразная минерализация: медно-порфировая, IOCG (Iron oxide copper gold)-типа и золото-сульфидно-кварцевая. По геохимическим данным, последняя характеризуется явным обогащением халькофильными элементами (Au, As, Ag, Cd, Cu, Bi, Pb, Zn, Te, Co). Заметная обогащенность руд Bi, Te и Co указывает на участие в рудообразовании магматического флюида и на сходство минерализации месторождения Эскондиды с типом месторождений золота, связанных с интрузивами гранитоидов. По геохимическим особенностям золото-сульфидно-кварцевая минерализация в общей схеме зональности занимает пограничное положение между объектами IOCG-типа и медно-порфировыми месторождениями. **Выводы.** Сделан вывод о самостоятельности золото-сульфидно-кварцевой минерализации и ее отличии от эпitherмальных золотых месторождений. Отмечено, что в вулканических поясах Северо-Востока России весьма реальны перспективы открытия золото-сульфидно-кварцевых месторождений нетрадиционного типа, аналогичных центрально-чилийским.

Ключевые слова: Центральное Чили, рудное поле Япин, магматическая дуга, медно-порфировый, эпitherмальный, золото-сульфидно-кварцевый, железо-оксидный, типы минерализации, геохимические особенности, зональность

Источник финансирования

Работы выполнены при финансовой поддержке темы госзадания ИГЕМ РАН

Geological position of the gold-sulfide-quartz deposits of the Chilean active margin

Yurii S. Savchuk, Aleksandr V. Volkov, Andrei L. Galyamov, Vasilii V. Aristov,
Irina A. Chizhova, Konstantin Yu. Murashov

*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM) RAS,
35 Staromonetnyi lane, Moscow 119017, Russia, e-mail: yurasavchuk@yandex.ru*

Received 19.06.2020, accepted 07.08.2020

Research subject. The gold-sulphide-quartz deposits of Central Chile are typical prospecting objects, having small ore intervals (from the first tens of centimetres to 1 m), intermittent and nested ore distribution and extremely uneven gold con-

Для цитирования: Савчук Ю.С., Волков А.В., Галямов А.Л., Аристов В.В., Чиждова И.А., Мурашов К.Ю. (2021) Геологическая позиция и особенности строения золото-сульфидно-кварцевых месторождений Чилийской активной окраины. *Литосфера*, 21(2), 222–238. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-222-238

For citation: Savchuk Yu.S., Volkov A.V., Galyamov A.L., Aristov V.V., Chizhova I.A., Murashov K.Yu. (2021) Geological position of the gold-sulfide-quartz deposits of the Chilean active margin. *Litosfera*, 21(2), 222–238. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-222-238

© Ю.С. Савчук, А.В. Волков, А.Л. Галямов, В.В. Аристов, И.А. Чиждова, К.Ю. Мурашов, 2021

tents. *Materials and methods.* The patterns of ore mineralization distribution are considered against the background of the results of modern geophysical studies of the lithosphere: the Moho surface, density and thermal regime of the upper mantle. Detailed studies were conducted on the Yapiñ ore field. *Results.* It was shown that the faults controlling gold-sulphide-quartz mineralization are derivatives of shear tectonics under the conditions of a transpression regime along the Chilean active margin. At an early stage, these faults developed in a right-shift environment, which was accompanied by the introduction of diabase dikes into the northeastern faults, and gold-sulfide-quartz mineralization superimposed on the dikes was deposited during the left-shift stage. The geological structure of the deposits in the ore field Yapiñ was characterized. It was shown that a diverse mineralization is developed in the ore field - copper-porphyry, IOCG-type and gold-sulphide-quartz. According to geochemical data, the latter is characterized by a clear enrichment of chalcophilic elements (Au, As, Ag, Cd, Cu, Bi, Pb, Zn, Te, Co). The marked enrichment of Bi, Te and Co ores indicates the participation of magmatic fluid in ore formation and the similarity of the mineralization of the Escondida deposit with the type of gold deposits associated with granitoid intrusions. According to geochemical features, gold-sulphide-quartz mineralization in the general zoning pattern occupies a boundary position between IOCG-type objects and copper-porphyry deposits. *Conclusions.* The conclusion is drawn about the independence of gold-sulphide-quartz mineralization and its difference from epithermal gold deposits. It is noted that, in the volcanic belts of the North-East of Russia, the prospects for discovering unconventional gold-sulphide-quartz deposits similar to those of Central Chile are rather real.

Keywords: Central Chile, Yapiñ ore field, magmatic arc, porphyry copper, epithermal, gold-sulfide-quartz mineralization, IOCG-type, deposit, geochemical features, zonation

Funding information

The work was financially supported by the State Project of IGEM RAS

ВВЕДЕНИЕ

Порфировые месторождения (Cu, Mo, Sn) активных континентальных окраин, как правило, сопровождаются непорфировыми рудными образованиями (Сидоров и др., 2006). Последние нередко подобны для всей порфировой минералообразующей системы и представлены эпitherмальными высоко- и низкосульфидизированными, сульфидно-кварцевыми (полиметаллическими), золото-сульфидно-кварцевыми, и другими жильными и прожилково-вкрапленными рудами. Несомненно, все эти типы месторождений – продукты происходивших здесь тектоно-магматических процессов – связаны между собой и их пространственные взаимоотношения представляют значительный научный интерес.

Магматическая дуга на Тихоокеанском побережье Чили – классический пример региона распространения медно-порфировых, эпitherмальных Au-Ag, IOCG (Iron oxide copper gold)-типа и железорудных месторождений (Митчелл, Гарсон, 1984, Волков и др., 2014). Хорошая доступность и обнаженность делают ее идеальным полигоном для исследования минералообразующих систем порфирово-эпitherмальной и IOCG-типа. Однако в этих системах не определена позиция золото-сульфидно-кварцевой минерализации, которая образует небольшие месторождения – объекты старательской добычи (Савчук и др., 2016).

Металлогения этой территории рассматривалась во многих работах (Кривцов и др., 1986; Sillitoe, 2003; 2010; Волков и др., 2014, 2018; и др.), которые посвящены главным образом закономерностям размещения и особенностям формирования крупных и гигантских медно-порфировых, Au-Ag эпи-

термальных и IOCG-типа месторождений, а сравнительно небольшие золото-сульфидно-кварцевые объекты, также широко распространенные в этом регионе, остались без внимания исследователей.

В 2011–2013 гг. один из авторов данной статьи принимал участие в полевых экспедиционных работах на нескольких золото-сульфидно-кварцевых месторождениях рудного района Япин (Центральное Чили). Минералого-геохимические исследования руды месторождения Эскондиды были выполнены (2012 г.) в ФГУП ВИМС. В 2016–2019 гг. в ИГЕМ РАН изучено положение тренда золото-сульфидно-кварцевых месторождений, в современных геофизических моделях литосферы, а также обобщены и проанализированы полученные ранее геолого-структурные и минералого-геохимические данные. Настоящая статья является результатом проведенных работ.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО И СЕВЕРНОГО ЧИЛИ

В Чилийских Андах золото как извлекается попутно из медно-порфировых и железорудных объектов, так и образует самостоятельные месторождения и проявления. Крупными запасами золота отличаются ряд медно-порфировых (Чукикамата, Эль-Сальвадор и др.) и IOCG гигантов (Канделария). Для обоих типов месторождений характерны большие скопления прожилково-вкрапленных руд, в которых наиболее широко распространен халькопирит.

Основная часть запасов меди в Андийском поясе (99%) связана с медно-порфировыми месторождениями (Sillitoe, 2003, 2010), группирующимися в меридиональные полосы (рис. 1а). В Береговой

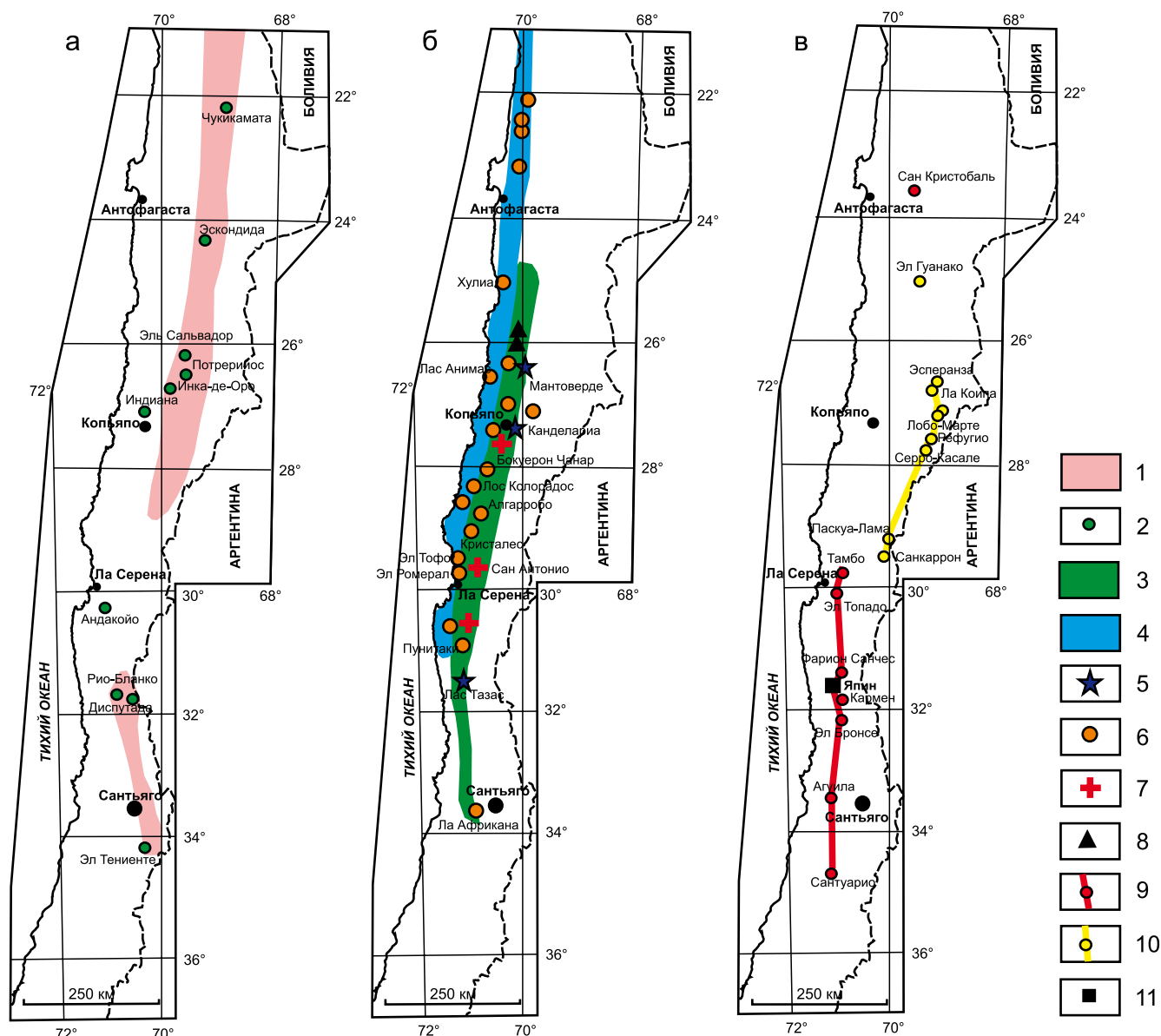


Рис. 1. Схемы размещения медно-порфирового (а), IOCG-типа (б) и золотого оруденения (в) в центральной и северной частях Чили, по данным (Muntean, Einaudi, 2001; Sillitoe, 2003; Williams et al., 2005) с изменениями и дополнениями.

1 – Третичный медно-порфировый пояс; 2 – медно-порфировые месторождения; 3 – Раннемеловой IOCG пояс; 4 – Позднеюрский IOCG пояс; 5–8 – объекты IOCG-типа: 5 – комплексные, 6 – жильные, 7 – скарновые, 8 – брекчии; 9 – золото-сульфидно-кварцевые жильные месторождения и проявления Центральной полосы; 10 – вкрапленные эпитермальные золотые месторождения пояса Марикунга; 11 – детально изученное рудное поле Япин.

Fig. 1. Schemes of copper-porphyry (a), IOCG-type (b) and gold mineralization (v) in Central and Northern Chile, according to data (Muntean, Einaudi, 2001; Sillitoe, 2003; Williams et al., 2005) with changes and additions.

1 – Tertiary copper-porphyry belt; 2 – copper-porphyry deposits; 3 – early Cretaceous IOCG belt; 4 – late Jurassic IOCG belt; 5–8 – IOCG-type objects: 5 – complex, 6 – vein, 7 – scarn, 8 – breccias; 9 – gold-sulfide-quartz vein deposits and manifestations of the Central band; 10 – interspersed epithermal gold deposits of the Marikunga belt; 11 – Yapin ore field studied in detail.

Кордильере расположены сравнительно небольшие медно-порфировые месторождения верхнемелового возраста (Андакойо и др.). В Главной Кордильере размещаются олигоценовые и миоцено-

вые месторождения, среди которых уникальные по своим запасам Чукикамата (900 млн т со средним содержанием меди 1.75%) и Эль-Теньенте, весьма крупные Рио-Бланко (6.7 млн т), Эль-Сальвадор

(3.8 млн т) и др. Известный пример – месторождение Чукикамата, приуроченное к крупному, простирающемуся в меридиональном направлении интрузиву монцонитовых порфиров (длина 20 км, ширина 3–4 км). Промышленные руды формируют крутопадающий штокверк шириной 0.8 км и длиной около 3 км. Кроме меди, в рудах содержится Mo, Re, Au, Ag.

Железорудные месторождения, с общими запасами более 1 млрд т, связаны с мел-палеогеновыми гранитоидами и относятся к ЮСГ-типу. Выделяются раннемеловой и позднеюрский пояса этих месторождений (Sillitoe, 2003). На территории Чили наиболее известны скарновые, брекчиевые залежи и жильные проявления в экзо- или эндоконтактах гранитоидных массивов в Береговых Кордильерах провинций Атакама и Кокимбо (рис. 1б). К крупным месторождениям относятся Эль-Тофо, Ромераль, Альгарробо и Кристалес. Запасы Эль-Тофо – около 65 млн т гематитовой руды, содержащей в среднем 60% железа и 0.2% марганца. Наиболее значительный объект этого типа – Канделария, с запасами 470 млн т гематит- и/или магнетит-содержащих руд (в среднем 20%, максимально – 42% FeO), со средним содержанием 0.95% Cu, 0.22 г/т Au, 3.1 г/т Ag (Marschik et al., 2000, 2001).

В центральной части Чили широко распространены жильно-жильные золото-сульфидно-кварцевые месторождения, группирующиеся в меридиональную полосу (рис. 1в). Эти золото-сульфидно-кварцевые месторождения имеют ярко выраженный линейный характер, четкие границы рудной минерализации при крайне неравномерном характере распределения золота. Средние содержания золота в обогащенных блоках 3–6 г/т, запасы в этих блоках оцениваются до нескольких тонн металла (Савчук и др., 2016).

В северной части Чили, к востоку от города Ла Серена, развиты “High-Sulfidation” (высокосернистые) эпитермальные Au-Ag месторождения (см. рис. 1в) пояса Марикунга (Muntean, Einaudi, 2001). Они размещаются в олигоцен-миоценовых вулканах кислого состава, образующих систему вулканоструктур, прорванных интрузивами дацитового и микродиоритового состава. По периферии кальдерного комплекса, кроме Cu-Au сульфидно-вкрапленных руд месторождения Волькан, локализовались Hg-Ag-Au руды и скопления самородной S месторождения Ла-Койпа, Au руды месторождений Ла-Пепа и Лобо-Марте. Рудовмещающие нарушения сопровождаются зонами интенсивного тонкопротекторного окварцевания и аргиллизации. Месторождения от мелких до крупных с невысокими средними содержаниями металла: так, запасы Ла-Койпа около 20 т Au при среднем содержании в руде 1.07 г/т Au и 33.9 г/т Ag. В других месторождениях средние содержания еще меньше.

В отличие от эпитермальных месторождений пояса Марикунга, достаточно детально охарактеризованных в публикациях (Vila, Sillitoe, 1991; Davidson, Mpodozis, 1991; Muntean, Einaudi, 2000, 2001; и др.), золото-сульфидно-кварцевые месторождения центральной полосы практически не изучены. По-видимому, это связано с тем, что первые были выявлены и изучены недавно, а вторые большей частью отработаны ранее, в прошлые века, и ныне здесь развита лишь спорадическая старательская добыча Au (рис. 2).

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА РУДООБРАЗОВАНИЯ

Геологическое строение и металлогения рассматриваемой территории определяются ее положением на активной окраине Южно-Американского континента, где долгоживущая зона субдукции падает с запада на восток (под континент). По этой зоне происходит пододвигание и поглощение океанической плиты Наска и, как следствие, интенсивная магматическая и гидротермальная деятельность.

Геодинамическую обстановку формирования крупных минеральных месторождений в Центрально-Андском районе (22–34° ю.ш.) рассмотрели С.М. Кей и К. Мподоцис (2001). По их данным, основные рудные районы имеют миоценовый возраст и общие тектонические и магматические особенности, которые соответствуют модели их формирования в неглубокой и пологой зоне субдукции.

Главным для магматизма и рудообразования является флюидогенерация из постепенно выполаживающейся и холодной субдуцирующей океанической плиты. С этим процессом связана гидратация мантии и нижней коры над субдуцирующей плитой (рис. 3). Стресс от столкновения плит Южной Америки и Наска приводит к образованию утолщенной коры и ее укорачиванию, а также накоплению магмы в коре. Минералообразующие флюиды высвобождаются по мере утолщения коры и ее дегидратации: нижнекоровые, амфиболсодержащие минеральные комплексы, стабильные на ранних стадиях утолщения коры, преобразуются до обезвоженных, гранатсодержащих.

Рудообразование происходит между стадиями 2 и 3 (см. рис. 3). Критическими событиями при этом являются гидратация мантии над неглубокой зоной субдукции, высвобождение флюида происходит в процессе разрушения амфиболсодержащих комплексов в коровых зонах плавления, во время ее субгоризонтального укорочения и утолщения, а внедрение магмы обеспечивает достаточную пластичность коры. Минерализация над выполаживающейся зоной субдукции в центральной части Чили (28–33° ю.ш.) сопровождается прекращением дугового вулканизма или миграцией его фронта от глубоководного желоба.



Рис. 2. Золото-сульфидно-кварцевые проявления Центрального Чили. Горные выработки Фариян Санчес; вдоль жильной системы, вытянутой на несколько километров, десятки мелких рудников по добыче золота (а); рудная жила в штольне Кармен (б, в); рудная зона Калифорния на площади Агуила (г). Здесь и далее фото авторов.

Fig. 2. Gold-sulfide-quartz manifestations of Central Chile. Farion Sanchez mine workings; along the vein system stretched for several kilometers, there are dozens of small gold mines (a); the ore vein in the Carmen tunnel (б, в); the California ore zone on Aguila square (г). Here and further photos of the authors.

Таким образом, гидратация и утолщение земной коры связаны с переходами к пологой субдукции – основному фактору при формировании крупных рудных месторождений.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Фактически все рассмотренные типы месторождений – медно-порфировый, IOCG, золото-суль-

фидно-кварцевый и эпитеpмальный Au-Ag – образуют линейно-вытянутые пояса (см. рис. 1), а наиболее рудоносные кластеры в них иногда связывают с поперечными северо-западными линеаментами (Sillitoe, 2010).

Ближе всего к побережью протягиваются позднеюрский и раннемеловой IOCG пояса. Далее к востоку развиты золото-сульфидно-кварцевые жильно-прожилковые месторождения и проявления Центрального Чили. Здесь же выделяется Третич-

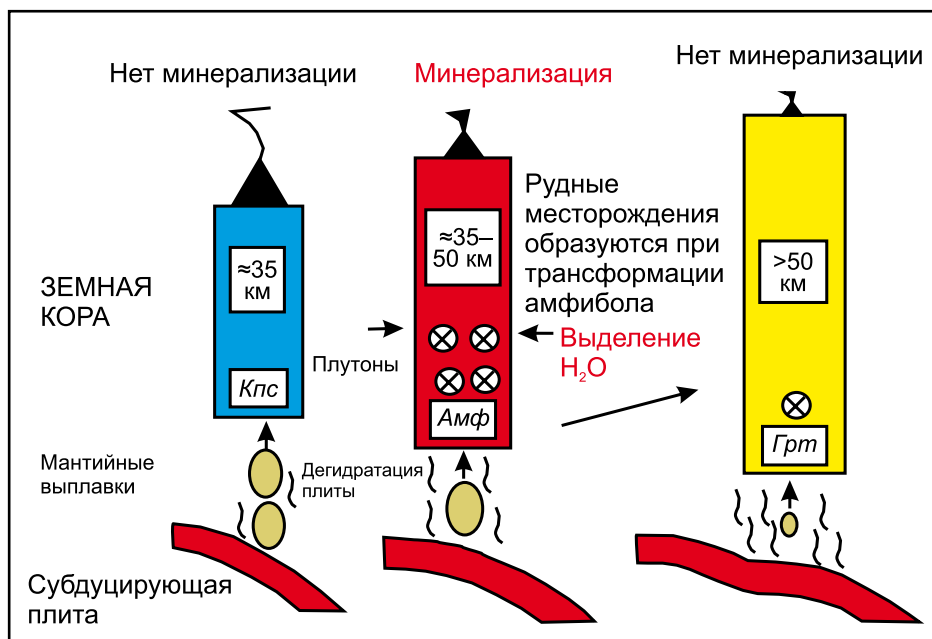


Рис. 3. Генетическая модель образования основных рудных районов Центральных Анд в миоцене, по (Кай, Mpodozis, 2001), модифицированная.

Кпс – пироксен, *Амф* – амфибол, *Грт* – гранат.

Fig. 3. The genetic model of the formation of the main ore regions of the Central Andes in the Miocene, according to (Kay, Mpodozis, 2001), modified.

Knc – pyroxene, *Amf* – amphibole, *Grt* – garnet.

ный медно-порфировый пояс, а на северо-востоке известны эпитермальные высокосульфидизированные золотые месторождения пояса Марикунга (см. рис. 1).

В распространении золото-сульфидно-кварцевых месторождений и проявлений Центральной полосы отчетливо проявлены две ориентировки жил и прожилковых зон (табл. 1): северо-восточная и северо-западная. Если отбросить единичные крайние значения, то это 20–45° и 320–340° при резком преобладании первых ориентировок.

Несомненно, эти рудоконтролирующие нарушения – производные сдвиговой тектоники в условиях транспрессионного режима вдоль Чилийской активной окраины. Об этом свидетельствуют большая протяженность разломов (до нескольких км), иногда группирующихся в мощные (от нескольких сотен м и до более 1 км) системы. Если первые нарушения северо-восточной ориентировки характерны для правосдвиговой тектоники, то вторые – отвечают левым сдвигам. Повидимому, на раннем этапе они развивались в правосдвиговой обстановке, что сопровождалось внедрением даек диабазов в северо-восточные разломы, а уже в левосдвиговый этап отлагалась золото-сульфидно-кварцевая минерализация, наложенная на дайки.

Для объяснения закономерностей размещения месторождений нами проанализированы результаты современных геофизических исследований литосферы: поверхности Мохо, плотности и термального режима верхней мантии (<https://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust1.html>). Новая модель CRUST 1.0 определена сетью 1 × 1° и основана на базе данных о толщине земной коры по результатам сейсмических исследований. Модель земной коры унаследована из модели CRUST 2.0 (Bassin et al., 2000; <http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust2.html>). Типы коры определялись в зависимости от возраста фундамента или тектонических условий (Bouman et al., 2015), и для каждой ячейки сети даны глубина границы Мохо, скорость сжатия и скорость сдвига, а также плотность для 8 слоев: воды, льда, трехслойного осадочного чехла и верхней, средней и нижней кристаллической коры. Данные осадочных слоев в основном соответствует модели (Laske, Masters, 1997).

Рудные месторождения явно тяготеют к области с более плотной и холодной мантией на глубине 60 км (рис. 4а, б). Объяснение этому факту находится в модели (Kay, Mpodozis, 2001). Согласно модели, эта область как раз соответствует полному участку зоны субдукции на время рудообразования (миоцен), в пределах которого прошли процес-

Таблица 1. Характеристика жильных систем золото-сульфидно-кварцевых месторождений**Table 1.** Characteristics of vein systems of gold-sulfide-quartz deposits

№ п.п.	Название	Ориентировка жил	Протяженность жил, м	Ширина жильной системы, м	Мощность жил, м
1	Сантуарио	330°, 340°, 330°	1300, 650, 940	700	2–4
2	Агуила – всей зоны	45°	1400	650	0.2–1.0
	Отдельных жил:				
	Калифорния	45°	340		
	Канче Райада	15°	300		
	Кардинуда	40°	100		
	Виолета	60°	100		
	Чулека	30°	150		
	Халконес	35°	150		
3	Эль Бронсе	10°	4500	–	1–3
4	Кармен	40°	600	–	0.5–1.0
5	Эскондида, Сан Альберто	15°, 20°–340°	2800, 1000	400	0.2–2.0
6	Фарион Санчес	10° и 340°	4400	1300	До 5
7	Рио-Бланко	40–45°	350	–	2–3
8	Эль Топода (жилы: Ла Диабла, Эль Колорадо, Ла Гран Фортуна)	15°, 20°	800, 450	220	0.4–0.5
9	Тамбо	320–330°	150	300	

сы дегидратации погружающейся плиты, гидратация мантии и переход амфиболсодержащих минеральных комплексов к гранатсодержащим высокобарическим в нижней коре, где образовались очаги плавления.

Железорудные месторождения локализованы в поле глубины залегания Мохо от 10 до 25 км, а медные – в поле глубин 25–50 км (рис. 4в). Золото-сульфидно-кварцевые месторождения занимают позицию на границе этих поясов. Эпитермальные золотые объекты располагаются в поле глубин Мохо 60–75 км.

Таким образом, размещение золото-сульфидно-кварцевых и эпитермальных золотых объектов (пояс Марикунга) с двух сторон от пояса медно-порфирового оруденения может быть объяснено разным уровнем эрозионного среза: в первом случае это уровень собственно порфировых объектов, а во втором – это уровень более удаленной зоны.

Как видно из схем размещения месторождений разных типов (см. рис. 1), местами наблюдается близкое расположение и взаимоналегание площадей развития медно-порфировой и ИОСГ минералообразующих систем. Это затрудняет выявление металлогенической зональности, поэтому особое значение приобретают наблюдения в таких областях, где отчетливо проявлены различные типы минерализации, например на рудном поле Япин.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНО-КВАРЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУДНОГО ПОЛЯ ЯПИН

Нами детально изучены разнотипные проявления и месторождения рудного поля Япин (см. рис. 1), расположенного в округе Ильяпель и вмещающего в себя области распространения медно-порфировой и ИОСГ минералообразующих систем.

Западную и юго-восточную части рудного поля слагают граниты и гранодиориты (рис. 5) мелового возраста. Среди них закартированы два крупных (1.5×0.5 и 2.25×0.75 км) предположительно пологих интрузивных тела плагиогранитов. Северо-восточную и центральную части рудного поля занимает изометричный, вытянутый в северо-восточном направлении массив полнокристаллических, среднезернистых диоритов, габбро-диоритов, размером до 2 км в широкой части и длиной более 3.5 км (см. рис. 5). В приконтактных частях, на юге этого массива, в габбро-диоритах часто встречаются мало-мощные апофизы и дайки гранитоидов. В центральной части массива известна дайка гранитов, вытянутая в меридиональном направлении, с ответвлениями на южном и северном концах в северо-восточных румбах. Мощность этой протяженной (до 2.5 км) дайки в узкой, центральной части – первые метры, в широких “лопастевидных” ответвлениях – до 0.1–0.2 км. Западнее массива диоритов в север-северо-восточном направлении среди гранитоидов установлена серия даек, представленных диоритами и диабазами. На юго-востоке площади картируется еще

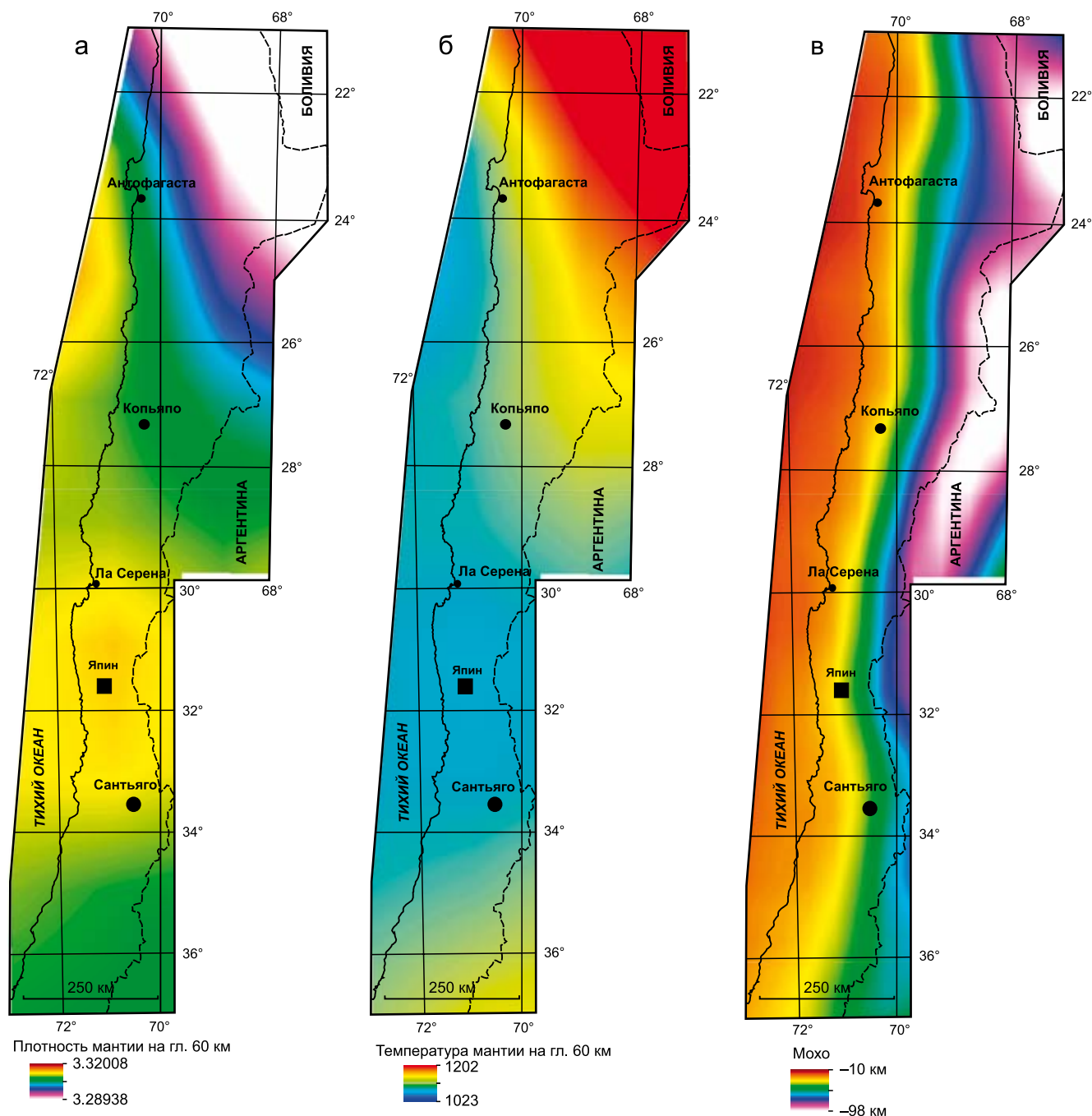


Рис. 4. Плотность (а) и температура (б) мантии, глубина Мохо (в) в Центральном Чили на основе материалов и базы данных проекта (<https://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust1.html>).

Fig. 4. Mantle Density (a) and temperature (б); depth of Moho (в) in Central Chile based on project materials and database of project (<https://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust1.html>).

одно вытянутое в северо-восточном направлении тело диоритов и габбро-диоритов шириной 200–500 м. Последовательность внедрения интрузивных пород, развитых в пределах рудного поля, следующая (от ранних к поздним): 1) диориты, габбро-диориты → 2) граниты, гранодиориты → 3) лейкограниты → 4) дайки диабазов.

Мелкие месторождения и проявления *медной минерализации* локализуются в широкой приконтактовой зоне вдоль западной, северо-западной границы и в центральной части массива габбро-диоритов с вмещающими гранитоидами (см. рис. 5). Наиболее значительная по размерам медная минерализация развита на трех спорадически

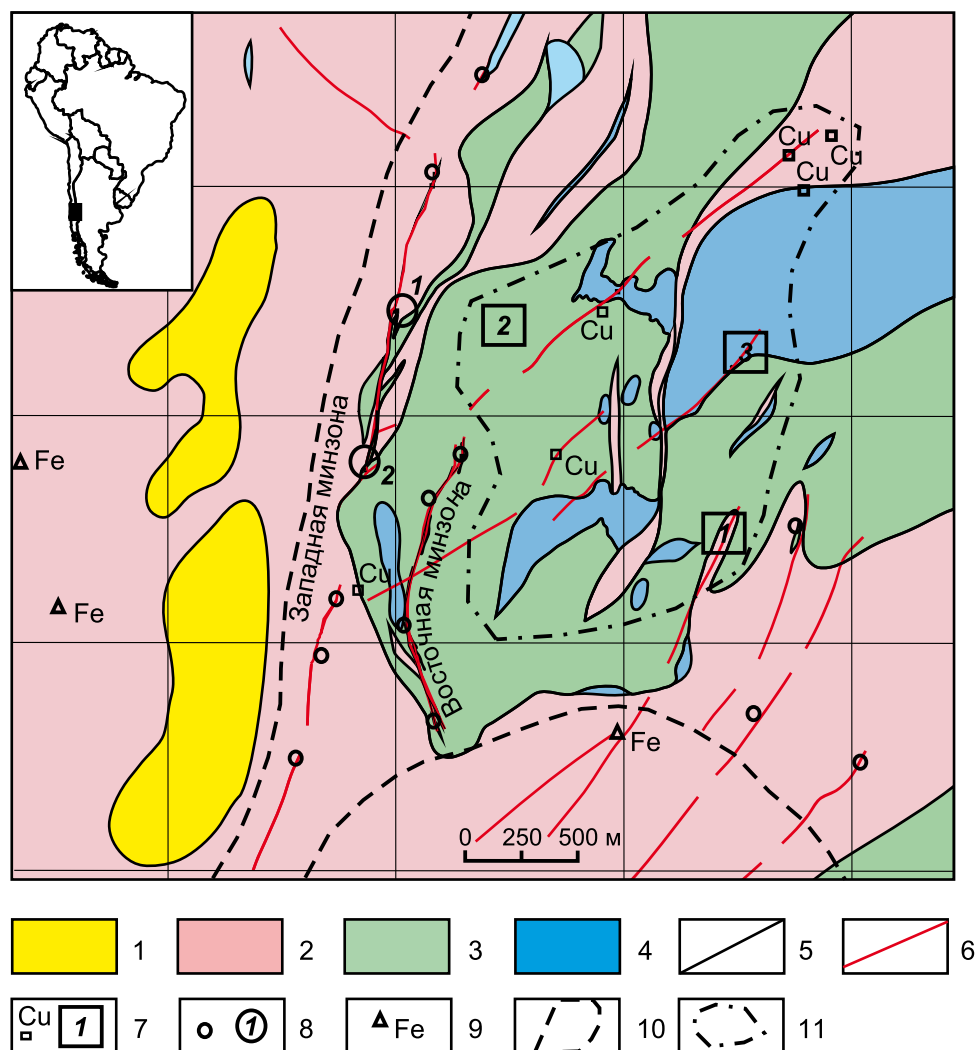


Рис. 5. Схема геологического строения рудного поля Япин.

1 – лейкократовые плагиограниты; 2 – плагиограниты, гранодиориты; 3 – диориты, габбро-диориты; 4 – габбро и диабазы; 5 – границы породных разностей; 6 – дробление, милонитизация в зонах тектонических нарушений; 7 – проявления меди и рудники (цифры в квадратах): 1 – Алфаро, 2 – Трес Эрманос, 3 – Ремихо; 8 – проявления золота и рудники (цифры рядом с кружками): 1 – Эскондидо, 2 – Сан Альберто; 9 – проявления гематита; 10 – внешняя граница проявлений золота; 11 – внешняя граница проявлений меди. На врезке – положение района.

Fig. 5. Diagram of the geological structure of the Yapin ore field.

1 – leucocratic plagiogranites; 2 – plagiogranites, granodiorites; 3 – diorites, gabbro-diorites; 4 – gabbro and diabases; 5 – boundaries of rock differences; 6 – crushing, mylonitization in zones of tectonic disturbances; 7 – copper manifestations and mines (figures in squares): 1 – Alfaro, 2 – Tres Hermanos, 3 – Remiho; 8 – occurrences of gold and mines (figures near circles): 1 – Escondida, 2 – San Alberto; 9 – hematite manifestations; 10 – external border of gold manifestations; 11 – external border of copper manifestations. The inset shows the location of the district.

отрабатываемых рудниках: Ремихо, Трес Эрманос и Алфаро (рис. 6а, б).

Масштабы минерализованных тел небольшие, несколько метров по простиранию и падению, при мощности до первых метров. Содержания меди – доли процента, но для обогащения используется ручная рудоразборка, что позволяет повысить концентрацию меди до первых процентов. Содержания меди в концентрате колеблются от 0.18

до 5%, совместно с медью извлекается золото до 1–2 г/т.

Медные руды представлены в основном вторичными (малахит, хризокolla, азурит) и, реже, первичными минералами (халькопирит, борнит и др.), иногда в них также развит пирит. Халькопирита обычно 4–5% (оценка проведена по псевдоморфозам и продуктами его замещения), а суммарно с пиритом содержания сульфидов доходят до 7–8%.

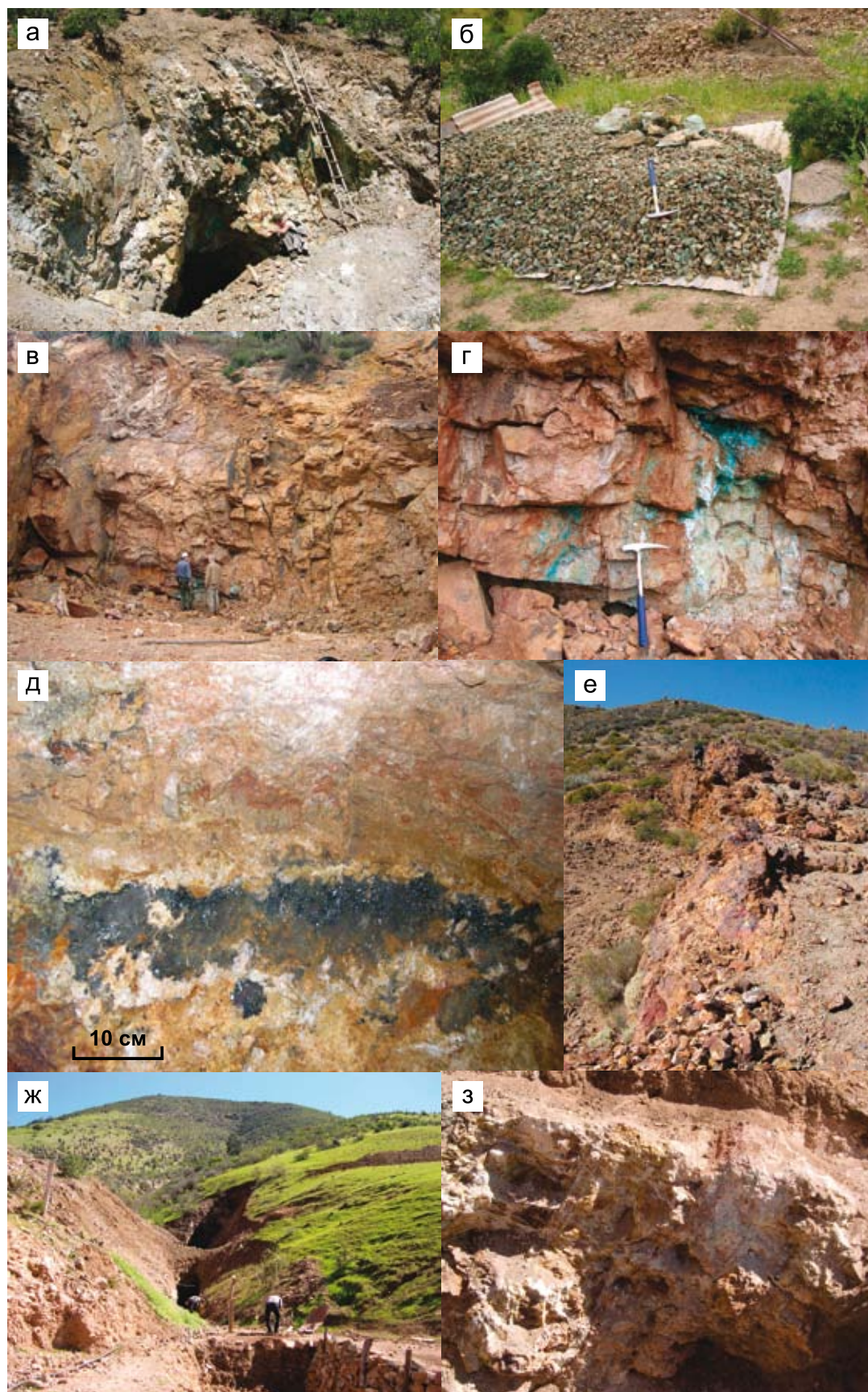


Рис. 6. Рудные (Cu, Fe, Au) проявления Центрального Чили.

а – Рудник Ремихо; б – медная руда, подготовленная к вывозу после ручной рудоразборки; в – мощная зона гематитизации на участке Абогадо; г – гнезда вторичных медных минералов в мощной зоне гематитизации (деталь рис. 6в); д – спекулярит в зоне дробления (2.0–2.5 м) и гематитизации на участке Бриллиант (к западу от г. Ильяпель); е – проявление Кармен (вблизи пос. Комбарбала), мощная гематитовая жила; ж – рудник Эскондида; з – рудная зона в канаве К-5А к северу от Эскондида.

Fig. 6. Ore (Cu, Fe, Au) manifestations of Central Chile.

а – Remijo Mine; б – copper ore after manual ore picking, prepared for export; в – a powerful zone of hematization at the Abogado site; г – nests of secondary copper minerals in a powerful zone of hematization (detail Fig. 6в); д – specularite in the zone (2.0–2.5 m) of crushing and hematization at the Diamond site (west of the Ilyapel city); е – manifestation of Carmen (near of the Kombarbala village), a powerful hematite vein; ж – Escondida mine; з – ore zone in the K-5A trench north of Escondida.

Обычно процесс изменения халькопирита не доходил до полных псевдоморфоз, и остаются его реликты в массе вторичных минералов. Характерно образование исключительно широкого спектра Cu-содержащих вторичных минералов, представленных сульфидами (халькозин, кубанит, дигенит, борнит, ковеллин), более редкими оксидами (тенорит, куприт) и, помимо того, малахитом, азуритом, халькокианитом, диоптазом, псевдомалахитом и халькосидеритом – наиболее железистой разновидностью бирюзы.

На юго-западе и за пределами изученной площади широко развиты жилы и гнезда *гематита с вкрапленностью халькопирита* (рис. 6в, г), группирующиеся в субмеридиональную полосу. Мощность жил и зон прожилков в ней, колеблется от 0.2 до 2.5 м, в среднем составляя от 0.6 до 1 м. Среди них преобладают существенно гематитовые жилы, содержание железа в которых достигает 40% (см. рис. 6е).

Эта серия гематитовых жил входит в региональный раннемеловой ЮСГ пояс, протягивающийся в меридиональном направлении от Сантьяго (см. рис. 1). Отметим, что, кроме разномасштабных жил и прожилков гематита, вблизи пос. Пупио, к югу от г. Ильяпель, в неглубокой шахте с рассечками, встречен спекулярит (см. рис. 6д).

На рудном поле Япин широко распространены шурфообразные и карьеровидные выработки на **золото**, пройденные в разные годы и находящиеся в разной степени сохранности и доступности. Большинство из этих выработок располагаются в пределах двух минерализованных зон (см. рис. 5).

Минерализованная зона Западная залегает параллельно западному контакту диоритового массива в центральной части рудного поля – это протяженная полоса, включающая в себя серию субпараллельных, кулисообразно расположенных разломов общей длиной до 5 км, вытянутая в субмеридиональном направлении (аз. 10–15°) на 1800 м и падающая на запад (<50–85°). В пределах зоны известны два мелких месторождения золота.

Первое месторождение разрабатывает рудник *Эскондида* (La Escondida), представляющий собой штольню протяженностью около 40 м и слепой шурф из нее глубиной более 20 м (см. рис. 6ж, з).

На втором месторождении в 80-е гг. прошлого века действовал рудник *Сан-Альберто* (San Alberto), состоящий из сложной системы неглубоких шахт, связанных между собой квершлагами и штреками. Оба этих мелких месторождения, судя по геологическим данным, контролируются единой сложно построенной тектонической зоной (см. рис. 5).

На месторождении Эскондида рудное тело представлено наклоненной под углом 60° к западу зоной дробления, осветления, ожелезнения и окварцевания гранитоидов и диабазов с вкрапленностью пирита (до 5–10%). Прожилково-вкрапленные (пирит) руды приурочены к интенсивно рассланцованной дайке диабазов (2–3 м мощностью), фактически превращенной в меланократовые милониты, с мелкими прожилками кварца. В поверхностных горных выработках установлены разрозненные интервалы мощностью 0.35–1.1 м и содержаниями золота 1.04–8.1 г/т (лаборатория фирмы SGS, г. Сантьяго, Чили). По данным старателей, в штольне и шурфе добывалась руда со средним содержанием золота 4.26 г/т и серебра – 6.75 г/т (Савчук и др., 2016).

Южнее, на месторождении Сан-Альберто, прожилково-вкрапленная золоторудная минерализация развивается в крутопадающей на запад, под углом 85°, зоне милонитизации, дробления, осветления, ожелезнения и окварцевания диоритов мощностью до 1.0–1.5 м. Прожилки кварца содержат богатую (до 40%) пиритовую минерализацию. На поверхности выявлены интервалы мощностью 0.4–1.0 м с содержаниями золота 1.5–2.18 г/т. Бурением установлено расщепление тектонической зоны, контролирующей рудную минерализацию, с резким увеличением содержания золота до 8.1–38.5 г/т при мощностях 0.3–0.4 м (Савчук и др., 2016).

Минерализованная зона Восточная расположена непосредственно в массиве диоритов (см. рис. 5) и представлена дроблеными, перетертыми, метасоматически измененными породами (мощностью до 1 м), содержащими многочисленные кварцевые прожилки с сульфидной минерализацией (пирит, халькопирит). Зона прослежена на расстояние до 1000 м, имеет выдержанное западное падение под углом 40–45° и местами сопровождается небольшими дайками диабазов (до 1 м). В различных ча-

стях зоны установлены разрозненные интервалы протяженностью 0.5–1.0 м с содержаниями золота до 5.4 г/т.

В Западной зоне большее развитие получили слабо окварцованные породы с сульфидной минерализацией, а в Восточной – чаще наблюдаются собственно кварцевые и кварц-карбонатные прожилки. Кроме того, в Восточной зоне в керне скважин установлены массивные скопления магнетита. Крайняя невыдержанность кварц-сульфидных образований – основных концентраторов золота – обусловила неравномерную золотоносность минерализованных зон. Собственно оруденение представлено мелкими разобщенными линзовидными телами размером до нескольких метров. Первичные сульфиды в рудах представлены в основном пиритом (до 0.8–3.0 мм) и более редким халькопиритом, которые часто замещаются гидроокислами железа, вторичными сульфидами и оксидами меди. Кроме мелких кристаллов пирита, на некоторых золотых объектах в рудах встречаются и более крупные индивиды. Так, рядом с медным месторождением Рио-Бланко, к северу от г. Ильяпель, развита протяженная (не менее 350 м) кварцево-жильная система в зоне разлома, ориентированная по азимуту 40–45°, мощностью 2–3 м. Здесь в лимонитовой сыпучке распространены октаэдрические пириты размером до 1–2 см.

Таким образом, на рудном поле Япин развита разнообразная минерализация – медная (по-видимому, входящая в медно-порфировый пояс), гематитовая (входит в региональный раннемеловой IOCG пояса) и золото-сульфидно-кварцевая. На схеме геологического строения рудного поля Япин отмечены ареалы развития всех этих типов (см. рис. 5), закономерно размещенные относительно габбро-диоритового массива. Центральную часть в виде изометричного овала размером 1.5 × 1.5 км занимает медная минерализация, приуроченная к зонам северо-восточных разломов в габбро-диоритах. Далее за ней располагаются золото-сульфидно-кварцевые проявления, концентрирующиеся в север-северо-восточных нарушениях на расстоянии 0.5–2.0 км от границы медной минерализации, вдоль западного контакта массива габбро-диоритов. Показательно, что проявления, размещающиеся в габбро-диоритах, содержат заметные количества халькопирита. Периферическую позицию занимает гематитовая минерализация в гранодиоритах. В целом на площади мы имеем зональность, определяемую размещением различных рудных объектов относительно интрузии габбро-диоритов.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНО-КВАРЦЕВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ РУДНОГО ПОЛЯ ЯПИН

В последние годы было показано, что изучение распределения микроэлементов и РЗЭ в рудах ме-

сторождений золота различных типов позволяет получить дополнительную информацию об условиях рудообразования и принадлежности к определенной минералообразующей системе (Волков и др., 2017; и др.).

Геохимические особенности вмещающих пород, околорудных метасоматитов и золото-сульфидно-кварцевой минерализации были установлены в результате анализа данных ICP-AES (фирма SGS в г. Сантьяго, Чили) 219 бороздовых проб (сечение 10 × 5 см, длина 0.3–1.0 м), отобранных в 16 канавах, пройденных вкрест простирания Западной минерализованной зоны от рудника Эскондида до рудника Сан-Альберто. Кроме того, в сравнительном плане использовались данные анализа методом ICP-MS (лаборатория ФГУП ВИМС) обогащенной пробы руды из штольного месторождения Эскондида (табл. 2) (Савчук и др., 2016).

Распределение основных микроэлементов в рудах и вмещающих породах показаны на совмещенных диаграммах (рис. 7), где они нормированы по отношению к средним значениям для верхней коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Как видно на рис. 7, золото-сульфидно-кварцевая минерализация ($Au > 0.1$ г/т) характеризуется явным обогащением халькофильными элементами (Au, As, Ag, Cd, Cu, Bi, Pb, Zn, Te).

Коэффициенты обогащения этих элементов варьируют (см. рис. 7) от нескольких раз (Pb, Zn, Mo, Te, V, Mn, Co) до десятков (As, Ag, Cd, Cu, Bi) и сотен (Au) раз, что свидетельствует о геохимическом родстве микроэлементов, их синхронном привносе и участии в рудообразовании. Кроме того, руды незначительно обогащены Cr, Li, Sc (см. рис. 7). Если сопоставить полученные результаты с данными по рудной пробе (Савчук и др., 2016), то можно добавить в список рудообразующих еще Sb. Вмещающие породы незначительно обогащены сходным с рудами спектром элементов (см. рис. 7), что свидетельствует о слабо проявленных околорудных метасоматических изменениях. Обогащенность руд “халькофильными” элементами указывает на участие в рудообразовании гидротермального флюида корового происхождения. А обогащенность руд Bi, Te и Co, по сравнению со средними значениями верхней коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988), указывает на участие в рудообразовании магматического флюида (Волков и др., 2017) и на сходство минерализации месторождения Эскондида с типом месторождений золота, связанных с интрузивами гранитоидов (Волков, Сидоров, 2018).

Для попытки определения процессов, которыми обеспечивается дисперсия содержаний различных элементов в рудах и вмещающих породах, проведен факторный анализ методом главных компонентов в R-модификации по всей выборке и по отдельным группам анализов. Аналитические результа-

Таблица 2. Элементный состав изученных образцов руд, околорудных метасоматитов и вмещающих пород золото-сульфидно-кварцевого месторождения Эскондида, г/т**Table 2.** Elemental composition of the studied samples of ores, near-ore metasomatites and host rocks of the Escondida gold-sulfide-quartz deposit, ppm

Элементы, отношения	Au				Вмещающие породы		
	<0.03	<0.03–0.1	>0.1	21.8*	Гранодиориты	Диабазы	Диориты
n	175	24	20	1	66	46	50
Ag	0.30	0.36	1.03	38.3	0.55	0.41	0.49
Au	0.00	0.05	0.33	21.8	0.02	0.02	0.02
As	2.93	3.46	30.65	280.0	3.12	3.87	1.62
Ba	252.42	169.71	115.40	Н.о.	226.47	385.14	161.43
Be	0.02	0.04	0.25	0.18	0.25	0.25	0.27
Bi	0.03	0.17	2.03	63.0	0.50	0.55	0.58
Cd	0.43	1.96	1.98	8.8	0.65	1.68	0.84
Co	18.38	19.04	19.10	25.0	16.50	24.12	18.50
Cr	50.17	67.88	60.15	5.3	49.62	44.66	61.54
Ga	19.16	16.42	13.48	1.6	19.48	17.74	19.14
Hg	1.18	0.54	1.13	<0.5	3.96	2.01	1.99
La	15.37	13.67	13.55	0.68	16.08	12.38	15.37
Li	15.79	16.50	32.10	14.0	12.32	18.20	15.37
Mn	1896.45	2112.88	2110.70	Н.о.	1553.68	2374.48	1918.78
Mo	3.21	2.21	4.60	1.7	4.21	2.16	3.63
Nb	17.10	17.75	21.95	1.2	15.61	21.74	15.80
Ni	12.10	15.75	18.20	28.0	10.71	16.42	13.15
Pb	19.74	22.67	134.70	Н.о.	19.30	25.52	13.63
Sb	0.05	0.38	1.00	9.4	1.12	1.00	1.00
Sc	18.28	18.13	13.95	<0.9	16.97	20.68	18.67
Sr	287.11	195.17	91.15	33.0	289.71	340.06	248.00
Te	3.47	5.75	7.95	1.1	2.39	6.25	4.72
V	215.62	212.46	247.00	34.0	187.47	266.08	210.22
Zn	163.67	397.92	367.05	570.0	109.85	393.96	141.17
Zr	73.72	65.25	65.80	6.2	67.01	82.96	70.52
Ti	3678.29	3620.83	2805.00	Н.о.	3483.33	4122.00	3828.26
Cu	93.14	270.83	365.00	Н.о.	131.06	231.00	111.96
Nb/La	1.11	1.30	1.62	1.76	0.97	1.76	1.03
Sr/Ba	1.14	1.15	0.79	Н.о.	1.28	0.88	1.54
Co/Ni	1.52	1.21	1.05	0.89	1.54	1.47	1.41
Au/Ag	0.00	0.13	0.33	0.57	0.03	0.05	0.04
Cu/Mo	29.00	122.64	79.35	Н.о.	31.12	106.94	30.84
As/(Sb+Te)	0.83	0.56	3.42	26.7	0.89	0.53	0.28

*Обогащенная проба руды, метод ICP-MS, аналитическая лаборатория ВИМС.

Примечание. Н.о. – не определялся, n – количество проб. Микроэлементы определены методом ICP-AES, Au и Ag – методом атомной абсорбции (лаборатория SGS в г. Сантьяго, Чили).

*Enriched ore sample, ICP-MS method, analytical laboratory of VIMS.

Note. Н.о. – not determined, n – number of samples. Trace elements were determined by ICP-AES, Au and Ag – by atomic absorption method, (SGS laboratory in Santiago, Chile).

ты объединялись в группы на основании петрографического состава вмещающих пород, а также по признаку руда–не руда. Для разделения по последнему признаку использовалось бортовое содержание золота 0.1 г/т. При интерпретации результатов факторного анализа обычно принимается, что один фактор соответствует одному геологическому процессу.

1. По всему массиву проб (182 пробы, 39 элементов) 95% дисперсий содержаний обеспечивается 25 факторами, начиная с 5-го фактора влияние

каждого последующего менее 5%. 33.5% изменчивости содержаний обеспечивается двумя первыми факторами.

В факторе 1 (18.3%) основные положительные факторные нагрузки приходятся на V–Fe–Nb–Co–Mg–Sc–Te–Ti–Al–Mg–Zr–Ni–Zn (в порядке убывания от 0.88 до 0.5).

В факторе 2 (15.2%) положительные факторные нагрузки (от 0.64 до 0.55) связаны с Li–As–Au–Ag. Положительный вклад во 2-й фактор (менее 0.5, но более 0.44) дают S–Bi–K. Значимый отрицатель-

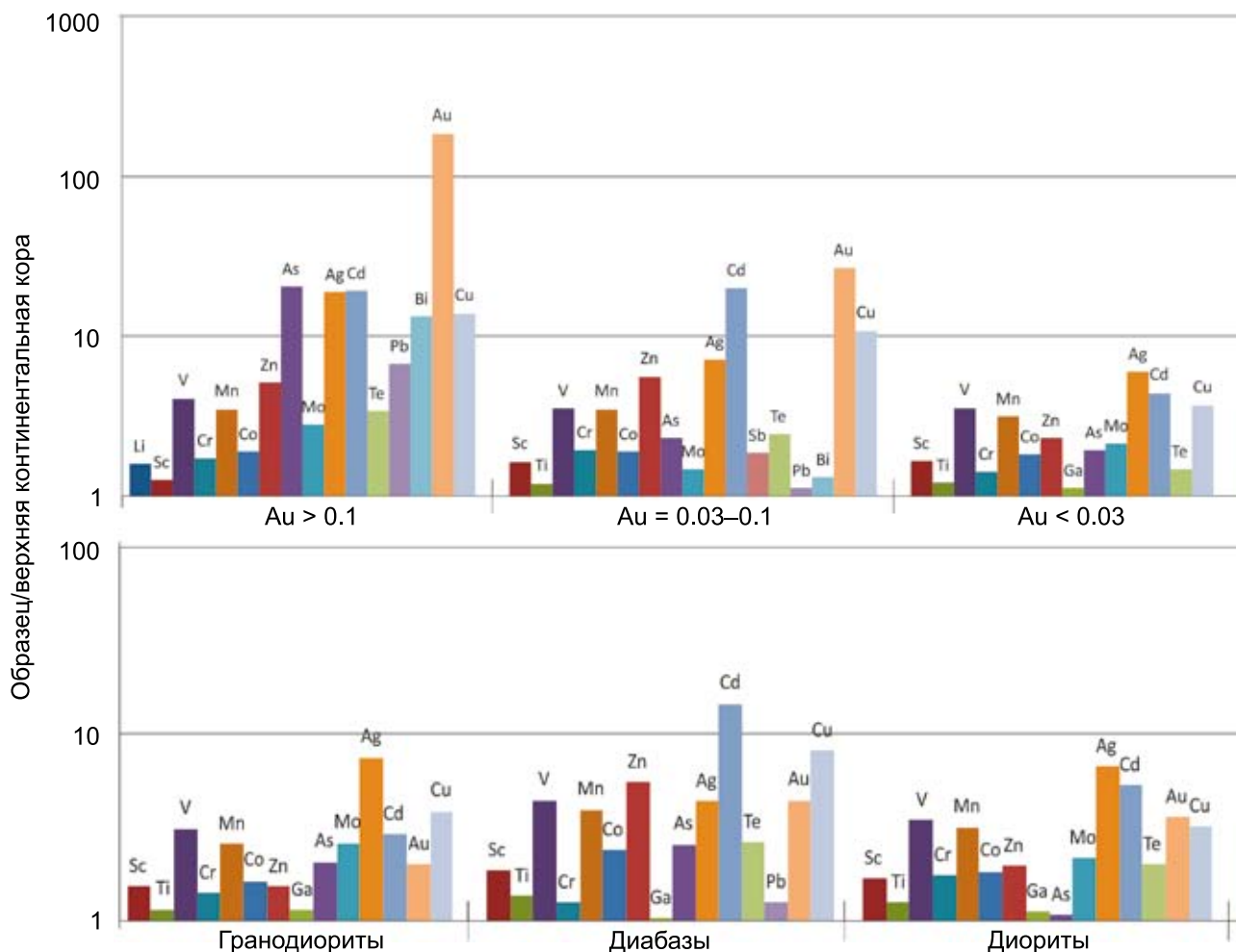


Рис. 7. Микроэлементы в руде ($Au > 0.1$ г/т), околорудных метасоматитах ($Au = 0.03–0.1$ г/т) и вмещающих породах ($Au < 0.03$ г/т) золото-сульфидно-кварцевого месторождения Эскондиды нормированные по отношению к средним значениям для верхней коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

Fig. 7. Trace elements in ore ($Au > 0.1$ ppm), near-ore metasomatic rocks ($Au = 0.03–0.1$ ppm) and the host rocks ($Au < 0.03$ g/t) of the Escondida gold-sulfide-quartz Deposit are normalized relative to the average values for the upper crust (Taylor, McLennan, 1988).

ный вклад в этот фактор (от -0.81 до -0.58) дают Al–Sr–Ti–Na.

Полученные результаты могут быть интерпретированы следующим образом. Фактор 1 связан с образованием фоновых железо-магний-алюминиевых метасоматитов – скарнов, что подтверждается высокой значимостью этих элементов и обычно сопутствующих скарнам V, Co, Ni, Sc. На возможное избирательное развитие скарнов по определенным породам указывает высокий вклад в этот фактор низкоподвижных элементов: Ti, Nb, Zr. Поскольку вклад этих элементов положительный, можно думать, что он обеспечивается при развитии эндоскарнов (т. е. скарнов по магматическим породам).

Фактор 2 может быть объяснен тем, что процесс, при котором происходит увеличение содер-

жаний золота, одновременно приводит к уменьшению подвижности соединений лития и мышьяка и к разрушению альбита, карбонатов и минералов титана. Нельзя исключать, что таким процессом является образование серицитовых метасоматитов (филлизитов) под действием флюидов с достаточно высокой кислотностью. В целом пробы отобраны по эндоскарнам в гранитоидных массивах. В пределах эндоскарнов развиты зоны филлизитовых (серицит-кварцевых) метасоматитов с Au–Ag–As минерализацией.

2. Массив проб “рудная зона” (136 проб, 39 элементов). 95% изменчивости содержаний объясняется с помощью 11 факторов. Начиная с 7-го фактора влияние каждого последующего менее 5%. 46.4% изменчивости содержаний обеспечивается двумя первыми факторами.

В факторе 1 (28.3%) основные положительные факторные нагрузки приходятся на Ti–Sc–Nb–V–Co–Cd–Al–Fe–Zr–Zn–Ga–Mg–Sr–Mg–Cu–Te (в порядке убывания от 0.87 до 0.5). Значимый отрицательный вклад в фактор 1 дают Ca и Li (факторные нагрузки: –0.69 и –0.74).

В факторе 2 (18.3%) основные положительные факторные нагрузки приходятся на S–Mo–Fe–Te–As (в порядке убывания от 0.87 до 0.62). Значимый отрицательный вклад дают Mg–La–Al (факторные нагрузки: от –0.53 до –0.57).

Учитывая особенности формирования выборки (пробы с повышенным содержанием золота, т. е., вероятно, наиболее проработанные) и то, что железо дает существенный вклад в оба фактора, полученные результаты могут быть интерпретированы следующим образом. Факторы 1 и 2 детализируют особенности предрудных процессов. Факторные нагрузки, входящие в фактор 1, мало отличаются от установленных по всей выборке (указывают на существенный вклад в дисперсию содержаний скарновых процессов и определенного предпочтительного породного субстрата). Появление отрицательных связей с Ca может свидетельствовать

о том, что руды предпочтительно развиваются в зоне выноса карбонатного вещества или альбитизации плагиоклазов.

Фактор 2 существенно отличается тем, что благородные металлы в него не входят, но отчетливо проявляется связь Mo, As и S. Связь этих элементов с Fe указывает на то, что привнос или перераспределение Fe продолжалось при увеличении активности серы, а отрицательный вклад амфотерных металлов может быть обусловлен повышением их подвижности при уменьшении pH (повышении кислотности). По-видимому, данный фактор (по этой выборке) отражает вклад процесса предрудной сульфидизации в изменчивость содержаний.

В целом при локализации выборки по содержанию золота снижается количество факторов, повышается вклад первых (“предрудных”) факторов в объяснение дисперсий.

Проведенные исследования позволили установить основные характеристики золото-сульфидно-кварцевых месторождений Центрального Чили и сформулировать их отличия от расположенных северо-восточнее эпитермальных золотых месторождений (табл. 3).

Таблица 3. Основные характеристики золото-сульфидно-кварцевых и эпитермальных золотых месторождений Чилийской активной окраины

Table 3. Main characteristics of gold-sulfide-quartz and epithermal gold deposits of The Chilean active margin

№ п.п.	Характеристики	Тип месторождения	
		Золото-сульфидно-кварцевые	Эпитермальные золотые HS типа
1	Геодинамическая позиция	Надсубдукционная область активной континентальной окраины с более плотной и холодной мантией на глубинах 60 км	Поле глубин Мохо 60–75 км
2	Геофизические параметры литосферы	Поле глубин Мохо около 25 км	Поле глубин Мохо 60–75 км
3	Место в схеме зональности	Между IOCG и медно-порфировым поясами	Восточнее медно-порфирового пояса
4	Морфология пояса	Сравнительно узкая, линейно-вытянутая полоса среди интрузивных пород разного состава	Пояс Марикунга олигоцен-миоценовых вулканитов кислого состава
5	Региональная позиция	Зона сдвиговых деформаций	Система вулканоструктур
6	Морфология проявлений	Четкие жильно-прожилковые системы протяженностью 150–4400 м и шириной 200–1300 м	Залежи типа “манто” – порфировые вкрапленные и штокерковые прожилковые размером до 1.6 × 1.2 км
7	Приуроченность к системам трещин	Ориентировка крутопадающих жил 20–45° и реже 320–340° при мощности 0.2–5.0 м	Трещиноватость ССВ и ССЗ вокруг штоков кварцевых диоритов и микродиоритов
8	Состав рудной минерализации	“LS”-тип, кварц, ПШ, пирит, халькопирит, гематит, золото	“HS”-тип, полосчатые, “пористые” кварцевые прожилки – до 20% пирита и магнетита
9	Геохимические особенности руд	Исключительно Au и Ag	Hg-Ag-Au руды и скопления самородной S
10	Содержания золота	Сравнительно высокие содержания в рудных телах: 2–40 г/т	Характерны невысокие средние содержания Au: 0.48–0.85 г/т
11	Форма рудных тел	Изометричные плоские тела размером первые десятки метров	Минерализованные зоны площадью до 1400 × 700 м и до глубины >600 м
12	Масштабы месторождений	Мелкие и средние	От мелких до крупных

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные в статье золото-сульфидно-кварцевые месторождения Центрального Чили, ранее не выделявшиеся в самостоятельный тип, – слабо изученные объекты, в значительной степени отработанные ранее. В настоящее время на них происходит старательская добыча. Месторождения характеризуются небольшими мощностями рудных интервалов (от первых десятков см до 1 м), прерывистым и гнездовым распределением руды и крайне неравномерными содержаниями золота.

Выполненные исследования показали, что контролирующие минерализацию разрывные нарушения – производные сдвиговой тектоники в условиях транспрессионного режима вдоль Чилийской активной окраины. По-видимому, на раннем этапе они развивались в правосдвиговой обстановке, что сопровождалось внедрением даек диабазов в северо-восточные разломы, а уже в левосдвиговый этап отлагалась золото-сульфидно-кварцевая минерализация, наложенная на дайки.

Показано, что на рудном поле Япин развита разнобразная минерализация – медная, гематитовая и золото-сульфидно-кварцевая. По данным геохимических исследований, последняя характеризуется обогащением халькофильными элементами (Au, As, Ag, Cd, Cu, Bi, Pb, Zn, Te). Повышенные содержания в рудах Bi, Te и Co указывает на участие в рудообразовании магматического флюида и на сходство минерализации месторождения Эскондида с типом месторождений золота, связанных с интрузивами гранитоидов.

Подводя итоги, отметим, что золото-сульфидно-кварцевые месторождения занимают пограничное положение между объектами IOCG-типа и медно-порфировыми объектами и по своим характеристикам отличаются от эпitherмальных месторождений (см. табл. 3).

Глобальная металлогеническая однородность Тихоокеанского рудного пояса (Смирнов, 1946; Сидоров и др., 2018; Волков, Сидоров, 2019) позволяет предполагать широкое развитие аналогов американских месторождений в его азиатской половине, в том числе и в северо-западном его отрезке – на Северо-Востоке России. Здесь весьма реальны перспективы открытия золото-сульфидно-кварцевых месторождений нового, нетрадиционного типа, аналогичных центрально-чилийским.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Волков А.В., Сидоров А.А. (2018) Прогнозно-поисковая модель месторождений золота, связанных с интрузивами гранитоидов, в Арктической зоне России. *Арктика: экономика и экология*, **31**(3), 84-99.
- Волков А.В., Сидоров А.А. (2019) Минеральное богатство Тихоокеанского рудного пояса. *Вестн. РАН*, **89**(2), 157-165.
- Волков А.В., Сидоров А.А., Савва Н.Е., Колова Е.Е., Чиждова И.А., Мурашов К.Ю. (2017) Геохимические особенности вулканогенного рудообразования в Северо-западном сегменте Тихоокеанского рудного пояса (Северо-Восток России). *Вулканология и сейсмология*, (6), 3-20.
- Волков А.В., Сидоров А.А., Старостин В.И. (2014) Металлогения вулканогенных поясов и зон активизации. М.: МАКС Прес, 355 с.
- Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. (1986) Медно-порфировые месторождения мира. М.: Недра, 236 с.
- Митчелл А., Гарсон М. (1984) Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 496 с.
- Савчук Ю.С., Волков А.В., Мурашов К.Ю., Аристов В.В. (2016) Малообъемные месторождения золота района Кокимбо (Республика Чили). *Разведка и охрана недр*, (7), 19-24.
- Сидоров А.А., Волков А.В., Галямов А.Л., Чиждова И.А. (2018) Вопросы глобальной металлогенической зональности Тихоокеанского рудного пояса. *Вестн. СВНЦ ДВО РАН*, (2), 3-17.
- Сидоров А.А., Томсон И.Н., Савва Н.Е., Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Колова Е.Е. (2006) О соотношении порфировых месторождений с их жильными сателлитами. *Докл. АН*, **409**(4), 504-509.
- Смирнов С.С. (1946) О Тихоокеанском рудном поясе. *Изв. АН СССР. Сер. Геол.*, (2), 13-28.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. (1988) Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 384 с.
- Bassin C., Laske G., Masters G. (2000) The Current Limits of Resolution for Surface Wave Tomography in North America. *EOS Trans AGU*, **81**, F897. <http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust2.html>
- Bouman J., Ebbin J., Meekes S., Abdul Fattah R., Fuchs M., Grdmann S., Haagmans R., Lieb V., Schmidt M., Dettmering D., Bosch W., Bouman J., Ebbin J., Meekes S. (2015) GOCE gravity gradient data for lithospheric modeling. *Intern. J. Appl. Earth Observ. Geoinf.*, **35**, 16-30.
- Davidson J., Mpodozis C. (1991) Regional geological setting of epithermal gold deposits, Chile. *Econ. Geol.*, **86**, 1174-1186.
- Electronic Internet Source: <https://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust1.html>
- Electronic Internet Source: <http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust2.html>
- Kay S.M., Mpodozis C. (2001) Central Andean Ore Deposits Linked to Evolving Shallow Subduction Systems and Thickening Crust. *March 2001. GSA Today*, 4-9.
- Laske G., Masters G. (1997) A Global Digital Map of Sediment Thickness. *EOS Trans. AGU*, **78**, F483.
- Marschik R., Fontbote L. (2001) The Candelaria-Punta del Cobre Iron Oxide Cu-Au (Zn-Ag) Deposits, Chile. *Econ. Geol.*, **96**, 1799-1826.
- Marschik R., Leveille R.A., Martin W. (2000) La Candelaria and the Punta del Cobre district, Chile: Early Cretaceous iron-oxide Cu-Au(-Zn-Ag) mineralization, in Porter, T.M., ed. Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective. *PGC Publishing, Adelaide*, **1**, 163-175.
- Muntean J.L., Einaudi M.T. (2000) Porphyry gold deposits of the Refugio District, Maricunga Belt, Northern, Chile.

- Econ. Geol.*, **95**, 1445-1472.
- Muntean J.L., Einaudi M.T. (2001) Porphyry-epithermal transition: Maricunga Belt, Chile. *Econ. Geol.*, **96**(4), 743-772.
- Sillitoe R.H. (2003) Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. *Mineral. Depos.*, **38**, 787-812.
- Sillitoe R.H. (2010) Porphyry Copper Systems. *Econ. Geol.*, **105**, 3-41.
- Vila T., Sillitoe R.H. (1991) Gold-rich porphyry systems in the Maricunga belt, northern Chile. *Econ. Geol.*, **86**, 1238-1260.
- Williams P.J., Barton M.D., Johnson D.A., Fontbote L., De Haller A., Marc G., Oliver N.H.S., Marschik R. (2005) Iron Oxide Copper-Gold Deposits: Geology, Space-Time Distribution, and Possible Modes of Origin. *Econ. Geol. 100th Anniversary Volume*, 371-405.
- Mitchell A., Garson M. (1984) Global tectonic position of mineral deposits. Moscow, Mir Publ., 496 p. (In Russian)
- Muntean J.L., Einaudi M.T. (2000) Porphyry gold deposits of the Refugio District, Maricunga Belt, Northern, Chile. *Econ. Geol.*, **95**, 1445-1472.
- Muntean J.L., Einaudi M.T. (2001) Porphyry-epithermal transition: Maricunga Belt, Chile. *Econ. Geol.*, **96**(4), 743-772.
- Savchuk Yu.S., Volkov A.V., Murashov K.Yu., Aristov V.V. (2016) Small-volume gold deposits of the Coquimbo region (Republic of Chile). *Razvedka i Okhrana Nedr*, (7), 19-24. (In Russian)
- Sidorov A.A., Tomson I.N., Savva N.E., Volkov A.V., Prokof'yev V.Yu., Kolova E.E. (2006) On the ratio of porphyry deposits with their vein satellites. *Dokl. Akad. Nauk*, **409**(4), 504-509. (In Russian)
- Sidorov A.A., Volkov A.V., Galyamov A.L., Chizhova I.A. (2018) Questions of the global metallogenic zoning of the Pacific ore belt. *Vestn. SVNTs DVO RAN*, (2), 3-17. (In Russian)
- Sillitoe R.H. (2003) Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. *Mineral. Depos.*, **38**, 787-812.
- Sillitoe R.H. (2010) Porphyry Copper Systems. *Econ. Geol.*, **105**, 3-41.
- Smirnov S.S. (1946) On the Pacific ore belt. *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, (2), 13-28. (In Russian)
- Teilor S.R., Mak-Lennan S.M. (1988) Continental crust: its composition and evolution. Moscow, Mir Publ., 384 p. (In Russian)
- Vila T., Sillitoe R.H. (1991) Gold-rich porphyry systems in the Maricunga belt, northern Chile. *Econ. Geol.*, **86**, 1238-1260.
- Volkov A.V., Sidorov A.A., Savva N.Ye., Kolova E.E., Chizhova I.A., Murashov K.Yu. (2017) Geochemical peculiarity of volcanogenic ore generation in North-Western segment of Pacific ore belt (North-East of Russia). *Vulkanol. i Seismol.*, (6), 3-20. (In Russian)
- Volkov A.V., Sidorov A.A., Starostin V.I. (2014) Metallogeny of volcanogenic belts and activation zones. Moscow, MAKSPres Publ., 355 p. (In Russian)
- Volkov A.V., Sidorov A.A. (2018) Predictive prospecting model of gold deposits associated with intrusions of granitoids in the Arctic zone of Russia. *Arktika: Ekonomika i Ekologiya*, **31**(3), 84-99. (In Russian)
- Volkov A.V., Sidorov A.A. (2019) Mineral riches of Pacific ore belt. *Vestn. Ross. Akad. Nauk*, **89**(2), 157-165. (In Russian)
- Williams P.J., Barton M.D., Johnson D.A., Fontbote L., De Haller A., Marc G., Oliver N.H.S., Marschik R. (2005) Iron Oxide Copper-Gold Deposits: Geology, Space-Time Distribution, and Possible Modes of Origin. *Econ. Geol. 100th Anniversary Volume*, 371-405.

REFERENCES

УДК 553.2

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-239-255

Самородное золото кор выветривания Нижнеселемджинского золотоносного узла (Приамурье)

И. В. Кузнецова¹, П. П. Сафронов²

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН (ИГиП ДВО РАН), 675000, г. Благовещенск, пер. Речной, 1, e-mail: kuzia67@mail.ru

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН (ДВГИ ДВО РАН), 690022, г. Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159, e-mail: psafonov@mail.ru

Поступила в редакцию 14.09.2020 г., принята к печати 08.11.2020 г.

Объект исследований. Коры выветривания протерозойских сланцев в бассейне р. Некля и палеозойских гранитов Нижнеселемджинского золотоносного узла (НЗУ) в бассейне р. Татарка. **Методы.** Атомно-абсорбционный (ААА), рентгенофлуоресцентный (РФА) и минералогический анализ пород и минералов. Изучение элементного состава, морфологических и микроструктурных особенностей минералов методом аналитической растровой электронной микроскопии. **Результаты.** Определены особенности самородного золота из коры выветривания НЗУ. Установлено, что в корях выветривания одновременно присутствует гипогенное, частично измененное в процессе гипергенеза, и новообразованное золото. Значительная часть благородного металла имеет высокую пробу (1000‰). Нередко встречается золото в виде сложных сростаний из зерен разной морфологии и состава. Специфической особенностью золота коры выветривания является то, что оно представляет собой тесные взаимопро-растания благородного металла и породной матрицы варьирующего минерального состава. Выявлены золотоносные углеродистые образования в виде пленок и наростов на золотилах, определено присутствие углерода в породных составляющих, ассоциирующих с благородным металлом. В корях установлено участие углерода в физико-химических процессах, в результате которых происходят высвобождение Au, закапсулированного в минералах-концентраторах, и его переотложение на геохимических барьерах. Наночастицы золота на протяжении продолжительного времени могут являться активными центрами роста во вмещающих породах. Они сростаются друг с другом сначала в виде нанообразований, затем микроформ и т. д. В коре выветривания месторождений золота происходят как преобразование гипогенного благородного металла, так и образование его новых форм. **Заключение.** Работы способствуют наращиванию минерально-сырьевой базы золота в Амурской области, в том числе за счет нетрадиционных источников, к которым относятся коры выветривания НЗУ Приамурья.

Ключевые слова: самородное золото, зона гипергенеза, кора выветривания, наноминералы

Native gold in the weathering crust of the Nizhneselemdzhinsky gold-bearing node (Amur region)

Inna V. Kuznetsova¹, Petr P. Safronov²

¹Institute of Geology and Nature Management (IGNM FEB RAS), 1 Relochny Lane, Blagoveshchensk 675000, Russia, e-mail: kuzia67@mail.ru

²Far East Geological Institute (FEGI FEB RAS), 159 100-letiya Vladivostoka av., Vladivostok 690022, Russia, e-mail: psafonov@mail.ru

Received 14.09.2020, accepted 08.11.2020

Research subject. The weathering crust of Proterozoic slates in the Neklya River basin and Paleozoic granites in the Nizhneselemdzhinsky gold-bearing node (NGBN) in the Tatarka River basin. **Methods.** The research was carried out using the methods of atomic absorption, X-ray fluorescent and mineralogical analysis of rocks and minerals. The method of raster electron microscopy was used to study the element structure, morphological and microstructural features of minerals. **Results.** Specific features of native gold from the weathering crust of NGBK were defined. It was established that the NGBN weathering crust contains both hypogene gold, partially changed in the course of hypergenesis, and neogenic gold. A considerable share of gold is of high purity (1000‰). Occasionally, gold in the form of complex accretions from grains of different morphology and structure is present. A specific feature of weathering crust gold is its interpenetrations within the rock matrix of a varying mineral structure. Gold-bearing carbonaceous structures in the form of films and outgrowths on

Для цитирования: Кузнецова И.В., Сафронов П.П. (2021) Самородное золото кор выветривания Нижнеселемджинского золотоносного узла (Приамурье). *Литосфера*, 21(2), 239–255. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-239-255

For citation: Kuznetsova I.V., Safronov P.P. (2021) Native gold in the weathering crust of the Nizhneselemdzhinsky gold-bearing node (Amur region). *Litosfera*, 21(2), 239–255. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-239-255

© И.В. Кузнецова, П.П. Сафронов, 2021

gold grains were revealed; the presence of carbon in rock components associating with the noble metal was defined. In the crust, the participation of carbon in physicochemical processes was established, as a result of which the release of Au, encapsulated in minerals-concentrators, and its redeposition on geochemical barriers occur. Gold nanoparticles can be long-acting growth centres in the host rocks, first coalescing with each other to yield nanoformations, then microforms, etc. In the weathering crust of gold deposits, both the transformation of the hypogenic noble metal and the formation of its new forms occur. *Conclusion.* This work contributes to the expansion of the mineral resource base of gold in the Amur Region, including through such unconventional sources as the NGBN weathering crust.

Keywords: *native gold, hypergenesis zone, weathering crust, nanominerals*

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время приоритет по золотодобыче, безусловно, принадлежит рудным месторождениям. Однако в Амурской области активно продолжается отработка россыпей, из которых добывают золото более 50 предприятий (недропользователей). В свете этого все актуальнее стоит вопрос о расширении золотороссышной минерально-сырьевой базы Приамурья, в том числе за счет нетрадиционных источников, к которым относятся коры выветривания (КВ).

В Приамурье КВ распространены широко, есть успешный опыт разработки подобных месторождений – коры выветривания Петровской, Нагиминской, Джалиндинской россыпей (Орлова, Воропаева, 1998).

Для отработки рациональных технологий необходимо иметь достоверные сведения о составе руд и особенностях благородного металла, содержащегося на этих объектах. Кроме того, изучение поведения золота в экзогенных условиях является одним из актуальных вопросов геохимии.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Нижнеселемджинский золотоносный узел приурочен к Селемджинскому звену позднепротерозойско-палеозойской Дасинаньлин-Селемджинской складчатой системы Центрально-Азиатского подвижного пояса и расположен в центральной части Амуро-Охотской минерагенической провинции на правобережье р. Селемджа (Красный, Юньбао, 1998).

Основание Нижнеселемджинского золотоносного узла сложено позднепротерозойскими черносланцевыми толщами, прорываемыми в центральной части крупными гранитоидными массивами позднего палеозоя (Армейский, Юхточинский, Королевский, Надягинский и Татаркинский) и в меньшей степени габброидами раннего палеозоя (Имчиканский массив габбро и габбро-диоритов). По всей площади широко распространены серии малых интрузий и даек гранит-порфиров раннемелового возраста (Зубков, 1980) (рис. 1). Территория НЗУ характеризуется слаборасчлененным и равнинным рельефом, заболоченностью и развитием островной вечной мерзлоты. Особенностью узла является развитие химических кор выветривания преимущественно гидрослюдистых и

гидрослюдисто-монтмориллонитовых различной мощности: 2–3 м в восточной части и до 20–35 м – в западной (Сорокин, 1989; Орлова, 1995). По условиям залегания в пределах района выделяются линейные и линейно-площадные зоны выветривания с преобладанием кор линейного типа (Сорокин, Глотов, 1997).

Рассматриваемая территория охватывает нижнее течение рек Орловка, Селемджа и Альдикон. Здесь известно около 30 россыпей золота, которые эксплуатируются с 1895 г. (Анерт, 1928), за это время добыто более 24 т благородного металла. Максимальная концентрация россыпей приходится на долину р. Некля. Большинство россыпей относятся к аллювиальному генетическому типу, исключение составляют наиболее богатые делювиально-элювиальные россыпи, приуроченные к коре выветривания по верхнепротерозойским сланцам (вершина р. Некля) и палеозойским гранитам (р. Татарка) (Неронский, Добрая, 1975; Неронский, 1998; Кузнецова, 2011).

Россыпь р. Некля протяженностью 7.5 км имеет сложное строение. Верхняя часть россыпи относится к делювиально-элювиальному типу. Ниже по долине развит верхний золотоносный пласт, приуроченный к четвертичным отложениям, мощностью 4–5 м, на данный момент полностью отработанный. В процессе эксплуатации под пойменными образованиями была обнаружена древняя долина со вторым – неогеновым – золотоносным пластом, залегающим на глубине 13–18 м, мощность его 1–4 м (Сорокин, 1989). Нижний пласт (на глубине 12–17 м) отрабатывался подземным способом в 1936–1937 гг., добыто около 200 кг золота. Продуктивная толща представлена преимущественно песчанистыми глинами с дресвяно-гравийно-щебнистым материалом и редкой галькой, плотик – кора выветривания кварцево-слюдистых сланцев (Мельников и др., 2006а, б) (рис. 2).

В бассейне р. Татарка установлены КВ гидрослюдисто-каолинитового до каолинового профиля, мощностью 5–20 м по гранодиоритам, где они представлены светлыми, неравномерно окрашенными гидроксидами железа, глинами с зернами кварца и измененными темноцветными минералами (Орлова, 1995) (рис. 3).

Большинство промышленных россыпей залегает в верхнечетвертичных отложениях, современ-



1 – четвертичные образования (валуны, галька, гравий); 2 – неоген-четвертичные образования (глины, песок, галька, алевриты); 3 – раннемеловые андезиты; 4 – раннемеловые гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры и диоритовые порфиры; 5 – граниты и гранодиориты среднего-позднего карбона; 6 – нижнекарбонные отложения (песчаники, известняки, алевриты); 7 – силурийские отложения (песчаники, алевриты, конгломераты, туфы); 8 – ордовикские граниты; 9 – верхнепротерозойские терригенно-карбонатные отложения (сланцы, известняки, песчаники); 10 – раннепротерозойские габбро-диориты; 11 – разломы; 12 – россыпи золота; 13–17 – рудопоявления и точки минерализации: 13 – железа, 14 – золота и свинца, 15 – олова и ниобия, 16 – серебра, 17 – золота; 18 – точки отбора проб; 19 – местоположение Нижнеселенгинского золотосного узла.

Fig. 1. Geographic position (the inset), geological structure, and ore content of the Nizhneselmdzhinsky gold-bearing zone (the materials of V.F. Zubkov (1980) and D.L. V'yunov et al. (2005)).

1 – Quaternary formations (boulders, pebble, gravel); 2 – Neogene-Quaternary formations (clays, sand, pebble, siltstones); 3 – Early Cretaceous andesites; 4 – Early Cretaceous granite-porphyrries, granodiorite-porphyrries, and diorite porphyrites; 5 – granites and granodiorites of the Middle-Late Carboniferous age; 6 – Lower Carboniferous deposits (sandstones, limestones, siltstones); 7 – Silurian deposits (sandstones, siltstones, conglomerates, tuffs); 8 – Ordovician granites; 9 – Upper Proterozoic terrigenous-carbonaceous deposits (shales, limestones, sandstones); 10 – Early Proterozoic gabbrodiorites; 11 – faults; 12 – gold placers; 13–17 – ore occurrences and points of a mineralization: 13 – iron, 14 – lead, 15 – tin and niobium, 16 – silver, 17 – gold; 18 – point (place) of sample drawing; 19 – position Nizhneselmdzhinsky gold-bearing zone.

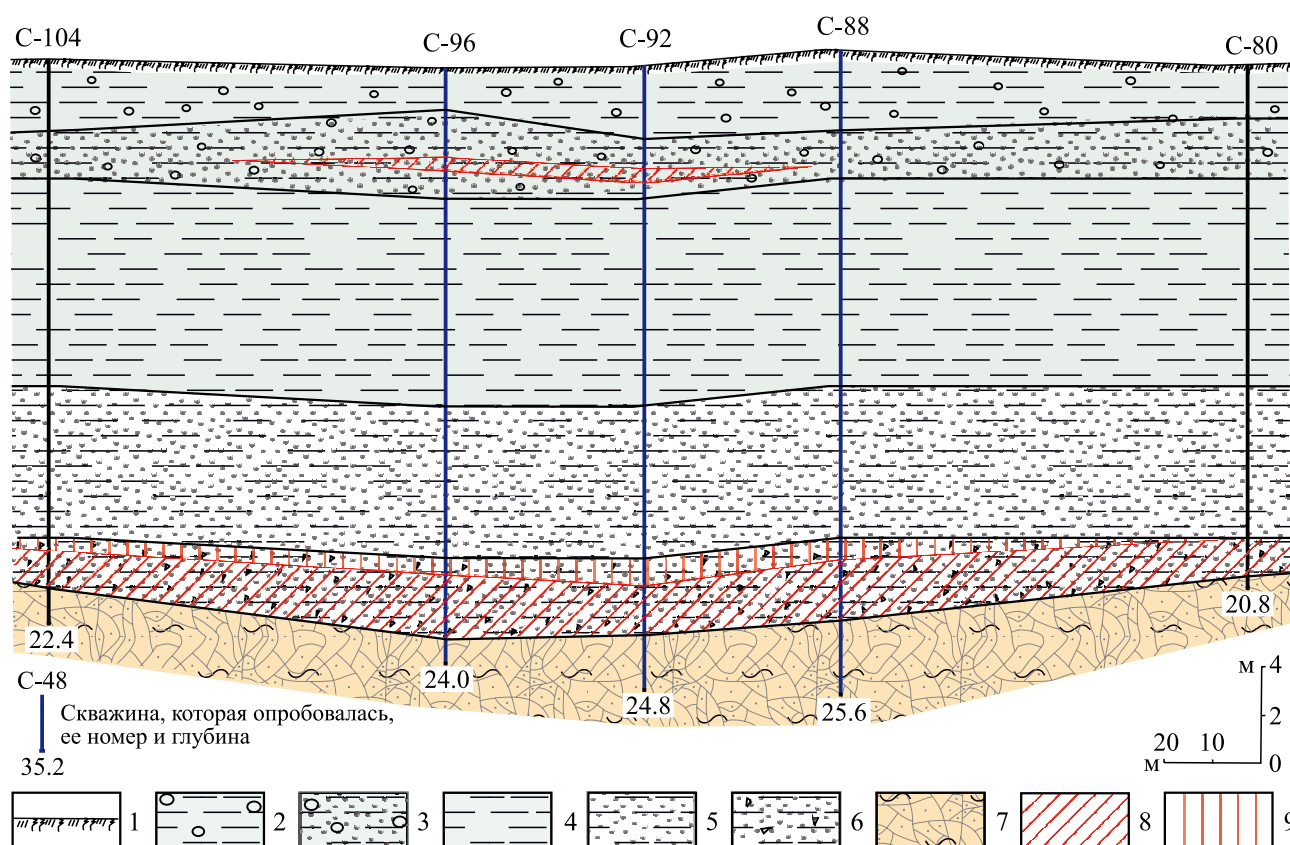


Рис. 2. Схематический литологический разрез р. Некля.

1 – почвенно-растительный слой; 2 – серо-зеленые алевролитовые глины с полуокатанной галькой; 3 – песчаные глины с редкой галькой; 4 – глины серо-зеленые, местами лимонитизированные; 5 – пестрые песчаные глины; 6 – песчаная каолинит-хлорит-серицитовая порода с дресвяно-гравийно-щебнистым материалом; 7 – сильно измененные дезинтегрированные кварцево-слюдистые протерозойские сланцы; 8, 9 – содержание золота в породах (ААА), г/т: 8 – от 0.03 до 0.16, 9 – от 0.16 до 0.80.

Fig. 2. Schematic lithological section of the river Nekly.

1 – soil-plant layer; 2 – gray-green aleurolite clays with semi-rolled pebbles; 3 – sandy clays with rare pebbles; 4 – clay gray-green, limonitic in places; 5 – mottled sandy clays; 6 – sandstone kaolinite-chlorite-sericite rock with fragmental-gravel-crushed material; 7 – highly altered disintegrated quartz-mica Proterozoic shale; 8, 9 – gold content in rocks (AAA), ppm: 8 – from 0.03 to 0.16, 9 – from 0.16 to 0.80.

ные россыпи известны только по крупным рекам – Орловке и Селемдже.

Рудопоявления золота выявлено немного, они преимущественно золото кварцевое, золотополиметаллического и золотосеребряного типов (Зубков, 1980; Кузнецова, 2011), параметры золотого оруденения не соответствуют богатым россыпям.

На сегодняшний день практически все россыпные месторождения уже отработаны и перешли в разряд техногенных, тем не менее добыча благородного металла на территории НЗУ продолжается, в свете этого особый интерес вызывают коры выветривания, ресурсы которых оцениваются в 4 т золота (Васильев и др., 2000; Мельников и др., 2006а, б).

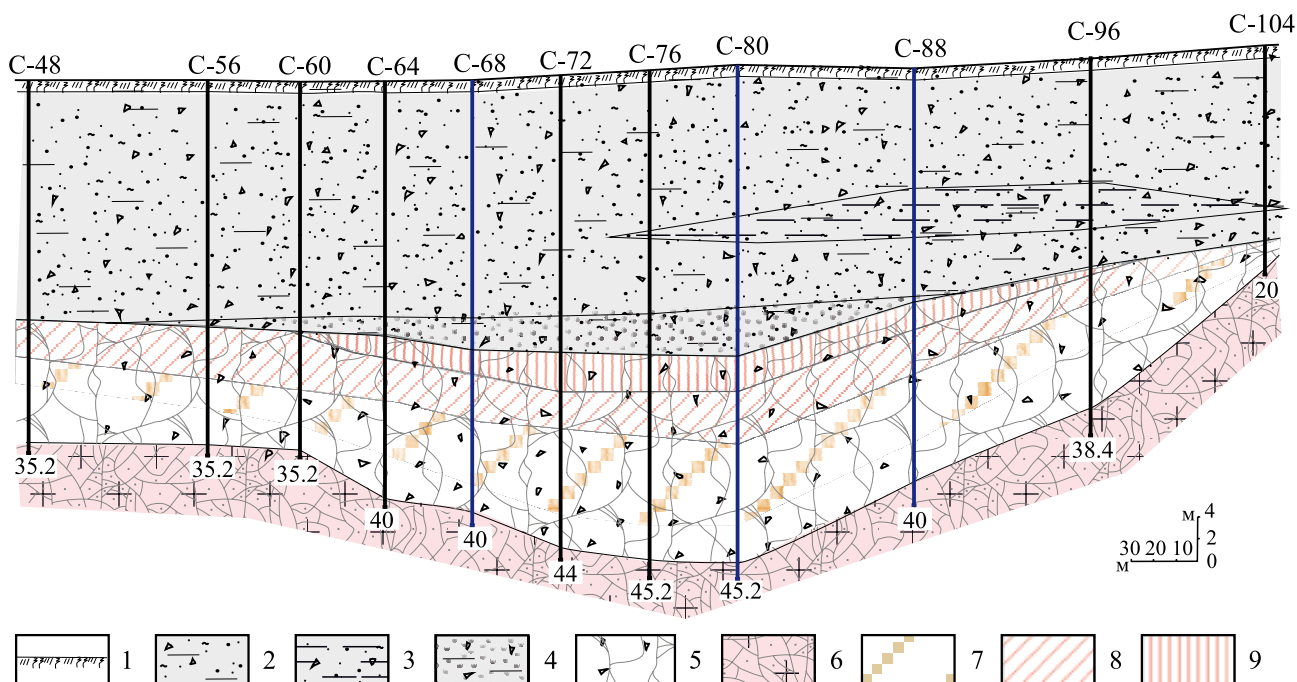


Рис. 3. Схематический литологический разрез р. Татарка.

1 – почвенно-растительный слой; 2 – серые алевролитовые глины; 3 – прослои коалинов; 4 – линзы песков и песчаников; 5 – кварц-гидрослюдисто-каолининовая порода с реликтовой текстурой; 6 – палеозойские слабоизмененные дезинтегрированные гранитоиды; 7–9 – содержание золота в породах (ААА), г/т: 7 – от 0.08 до 0.11, 8 – от 0.11 до 0.43, 9 – от 0.43 до 0.60.

Fig. 3. Schematic lithological section of the river Tatarka.

1 – soil-plant layer; 2 – gray aleurolite clays; 3 – interlayers of coalitions; 4 – lenses of sands and sandstones; 5 – quartz-hydrosilicate-kaolinite rock with relict texture; 6 – Paleozoic slightly altered disintegrated granitoids; 7–9 – gold content in rocks (AAA), ppm: 7 – from 0.08 to 0.11, 8 – from 0.11 to 0.43, 9 – from 0.43 to 0.60.

Самородное золото из россыпей рассматриваемого района описано достаточно широко (Неронский, Добрая, 1975; Неронский, 1998; Кузнецова, 2011; Кузнецова, 2014).

Работ по исследованию особенностей благородного металла из кор выветривания НЗУ немного. Как правило, приводятся данные по размерности самородного золота, пробе и краткие морфологические описания (Неронский, Добрая, 1975, 1976; Соколин, 1989; Орлова, 1995; Неронский, 1998; Мельников и др., 2006а, б).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для исследований были отобраны пробы из представительных горизонтов кор выветривания Нижнеселемджинского золотоносного узла – по палеозойским гранитам водораздела р. Татарка (80 кг) и протерозойским сланцам бассейна р. Некля (60 кг). Опробовался весь керн, полученный при колонковом бурении диаметром 195 мм в процессе поисковых работ на палеороссыпи, проведенных в 2015 г. по госконтракту № 2–2013 на территории НЗУ: в долине р. Некля – скв. 88,

92, 96; в долине р. Татарка – скв. 68, 80, 88 (см. рис. 1–3).

Стандартным фракционированием из проб выделен тяжелый шлик. Самородное золото и минералы-концентраторы благородного металла в виде отдельных зерен и сростков выделялись по заранее отработанной методике (Моисеенко, 1997, 2007).

Атомно-абсорбционный (ААА), рентгенофлуоресцентный (РФА) и минералогический анализ проб и образцов выполнялись в ФГБУН ИГиП ДВО РАН. Элементный состав, морфологические и микроструктурные особенности минералов исследовались методом аналитической растровой электронной микроскопии (АРЭМ) на электронном микроскопе EVO 40XVP (фирмы Carl Zeiss, Германия), оснащенном системой энергодисперсионного рентгеновского (EDX) анализа INCA Energy (фирмы Oxford instruments, Великобритания), в центре электронной микроскопии в ФГБУН ИБМ ДВО РАН. Минералы изучались в режимах вторичных и обратнорассеянных электронов и режиме EDX микрозондирования при различных увеличениях (при ускоряющем напряжении электронного пучка 20 кВ). Образцы углеродом не напылялись, по-

сколькo они в большинстве своем являются токопроводящим материалом. Это позволило в процессе анализа однозначно выявлять углерод в породах (минеральных смесях), находящихся в тесных контактах с золотом.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Большая часть всего учтенного золота НЗУ была добыта из россыпей рек Некля и Татарка, которые относятся к делювиально-элювиальному типу и приурочены к коре выветривания: р. Некля – сланцев ($PR_{2-3}?$) и р. Татарка – гранитоидов (γO_0). Мощность рыхлых образований непостоянна и зависит от типа рельефа. По большей части мощность рыхлого покрова не превышает 5–10 м, но на отдельных участках достигает 30 м и более.

Кора выветривания по протерозойским сланцам бассейна р. Некля

Основными поставщиками золота в россыпи р. Некля являются кварцевые жилы в осадочных породах, метаморфизованных в фации зеленых сланцев. Обломки дезинтегрированных кварцевых жил залегают в полностью разложившихся протерозойских сланцах, состав которых, судя по остаткам, был амфиболовым и хлорит-серицит-кварцевым. В обломочном жильном кварце установлено содержание золота от 0.07 до 180 г/т (Кузнецова, 2011).

Кроме того, источниками самородного золота являются также продукты химического выветривания коренных пород, в том числе с относительно невысокими содержаниями в них благородного металла. Содержание золота во вмещающих породах – углеродистых сланцах верхнего протерозоя (?) – 0.05–0.35 г/т.

Глины из кор выветривания различны по составу, наиболее золотоносными являются каолинит-хлорит-серицитовые зоны. Содержание Au в них от 0.03 г/т непосредственно в приплотиковой части до 0.8 г/т в верхнем горизонте пласта, Ag – соответственно от 0.1 до 1.8 г/т (AAA) (Кузнецова, 2011) (см. рис. 2). Выделить видимое самородное золото удалось только в каолинит-хлорит-серицитовой части разреза. Химический состав этих глин следующий, мас. %: SiO_2 – 75.83, Al_2O_3 – 13.32, Fe_2O_3 – 2.30, CaO – 1.18, MgO – 1.07, Na_2O – 0.37, TiO_2 – 0.90, K_2O – 2.15, MnO – 0.11, P_2O_5 – 0.05, FeO – 0.7; содержание $S_{общ}$ – 0.004, $C_{орг}$ – 0.25. Концентрации микроэлементов, г/т: V – 77, Zn – 70, Cr – 113, Co – 12, Ni – 36, Rb – 76, Sr – 39, Y – 21, Zr – 201, Nb – 15, Ba – 418. Выход шлиха от 0.1 до 0.2% на массу.

Усредненный минеральный состав тяжелой фракции из каолинит-хлорит-серицитовых зон кор выветривания по протерозойским сланцам Нижнеселемджинского золотоносного узла приведен в табл. 1. Химический состав и наличие в тя-

желой фракции значительного количества биотита свидетельствует о начальной стадии выветривания (Гинзбург, 1963).

Самородное золото из каолинит-хлорит-серицитовых зон кор выветривания НЗУ золотисто-желтого цвета, в большинстве своем мелкое от 50 до 300 мкм, но встречается и размером до 600 мкм. Более крупные образцы представлены агрегатами, состоящими из разных зерен. Встречаются сростки с кварцем. Золотины слабоокатанные, комковатые, изометричной, часто крючковатой формы (рис. 4), иногда в лимонитовой “рубашке”. В основной массе высокопробные (от 940 до 1000‰), средняя проба золота из КВ по сланцам ($PR_{2-3}?$) – 980‰ (Au анализировалось на предмет пробности атомно-абсорбционным методом).

Золото в корах выветривания большей частью, несомненно, гипогенное, что достоверно определяется по взаимоотношению с кварцем, но присутствует и гипергенное, для которого характерны высокая пробность, сложная микроструктура поверхности и наличие включений углерода, гидроксидов железа и алюмосиликатов.

Методами растровой электронной микроскопии было исследовано более 100 образцов самородного золота из кор выветривания по протерозойским сланцам и палеозойским гранитоидам. По характеру микроструктуры самородное золото из этих двух разнотипных источников различается.

Золото из каолинит-хлорит-серицитовых зон кор выветривания по сланцам ($PR_{2-3}?$) в основном представлено зернами с включениями в них метасоматического породного вещества (см. рис. 4). Установлено, что 56% образцов имеют пробу 1000‰ (рис. 5, табл. 2, сп. 1 и 2), в 26% золота содержится Ag (от 3.0 до 10.5 мас. %), 13% благородного металла в качестве примеси содержит Cu (до 0.9) и Zn (до 0.7 мас. %) и в 4% исследованных зерен на поверхности образцов установлены фазы соединения меди с цинком.

Часть золотинок представляют собой сростки из зерен различного состава (рис. 4–6). В целом микроструктура золота пористая, губчатая. Подобная поверхность характерна для процессов выщелачивания, сопровождающих формирование КВ (Петровская, Яблокова, 1974; Росляков, 1981). Поры заполнены тонкой углеродистой рутил-лимонит-каолинит-сметитовой смесью (см. рис. 5, табл. 2, сп. 3 и 4). На поверхности зерен наблюдаются наложенные фазы соединения меди с цинком близкого к стехиометрии Cu_3Zn_2 состава (см. рис. 5 и табл. 2, сп. 5). По-видимому, наличие углерода создает восстановительную среду, способствующую локальному отложению и концентрированию самородных металлов.

Глины каолинит-хлорит-серицитовых зон отличаются наличием многочисленных стяжений железомарганцевых оксидов и гидроксидов, основную

Таблица 1. Минеральный состав тяжелой фракции из каолинит-хлорит-серицитовых зон КВ по сланцам (PR₂₋₃?)

Table 1. Mineral structure of the last cut from kaolinite-chlorite-sericite of the zones AB on slates (RR₂₋₃?)

Минерал	Фракция (содержание минералов, %)			Σ, %
	Магнитная (0.7–1.6)	Электромагнитная (92–93)	Немагнитная тяжелая (6.7–5.4)	
Магнетит	90–94	–	–	0.7–1.5
Гранат	–	Зн.	–	Зн.
Ильменит	–	1–73	–	1.0–67.6
Лимонит	5–10	7–8	0.1–1.0	6.6–7.6
Пирит	–	Зн.	Зн.–1.0	0.0–0.1
Эпидот	–	Зн.–3	–	0.0–2.8
Амфибол	–	Зн.	–	Зн.
Пироксен	–	Зн.	–	Зн.
Сфен	–	Зн.	Зн.–3.0	0.0–0.2
Рутил	–	–	Зн.–13.0	Зн.–0.5
Анатаз	–	–	0.0–0.5	0.00–0.03
Лейкоксен	–	Зн.	0.0–43.0	0.0–2.9
Циркон	–	Зн.	Зн.–32.0	0.0–2.1
Апатит	–	–	Зн.–0.5	Зн.–0.03
Турмалин	Зн.	Зн.–10	Зн.	Зн.–9.3
Кварц ожелезненный	Зн.	0–1	8.0–98.0	Зн.–0.5
Полевой шпат	Зн.	0–7	Зн.	Зн.–6.5
Биотит	Зн.–1	Зн.–53	Зн.	Зн.–46.5
Гидроокислы Fe	Зн.–5	–	–	Зн.
Мусковит	Зн.	–	Зн.	Зн.
Самородное золото	–	–	Зн.	Зн.

Примечание. Прочерк – минерал не установлен. Зн. – единичные зерна минералов.

Note. Dash – mineral is not installed. Зн. – single grains of minerals.

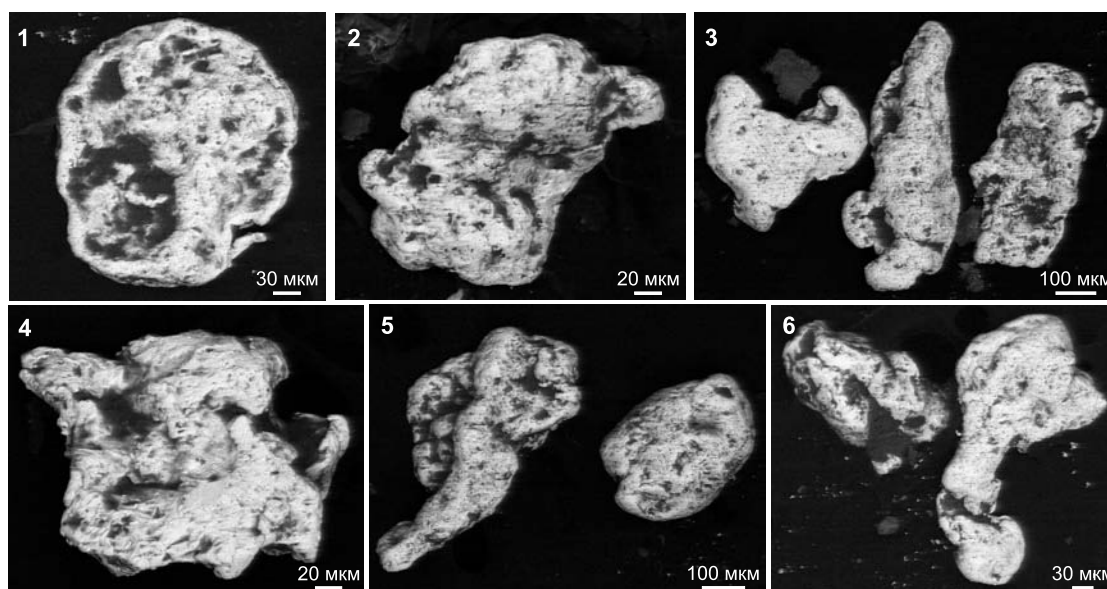


Рис. 4. Формы самородного золота из каолинит-хлорит-серицитовой зоны КВ по сланцам протерозоя Нижне-селемджинского золотоносного узла:

1 – изометричное; 2–4 – комковатое; 5, 6 – крючковатое. Снимки в обратнорассеянных электронах.

Fig. 4. Forms of native gold from a zone AB kaolinite-chlorite-sericite on slates of the Proterozoic of Nizhneselemdzhinsky gold-bearing knot:

1 – isomeric; 2–4 – cloggy; 5, 6 – hooked. The photographs were taken in the backward scattered electrons.

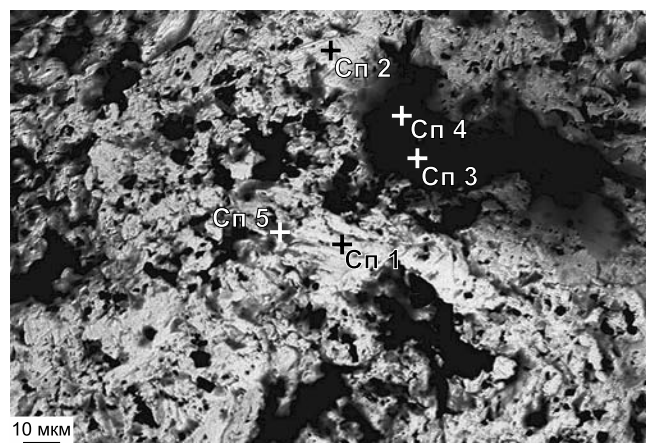


Рис. 5. Микроструктура высокопробного самородного золота из каолинит-хлорит-серицитово́й зоны по сланцам (НЗУ).

Снято в обратнорассеянных электронах. Сп. 1–Сп. 5 – участки исследования методом растровой электронной микроскопии.

Fig. 5. A microstructure of high-standard native gold from kaolinite-chlorite-sericite zone on slates (NGBK).

The photographs were taken in the backward scattered electrons. Сп. 1–Сп. 5 – areas of study by scanning electron microscopy.

Таблица 2. Химический состав золота из коры выветривания (см. рис. 5), мас. %

Table 2. Chemical composition of gold from the bark of aeration (see Fig. 5), wt %

Спектр	C	O	Na	Mg	Al	Si	Cl	K	Ca	Ti	Fe	Cu	Zn	Au
1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	100.00
2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	100.00
3	32.77	39.96	2.02	2.82	4.17	8.11	1.77	0.65	4.31	0.44	2.97	–	–	–
4	44.75	35.49	2.04	0.72	4.32	5.93	1.19	1.45	0.79	–	2.50	0.83	–	–
5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	56.40	43.60	–

Примечание. Прочерк – нет данных.

Note. Dash – no data.

Таблица 3. Минеральный состав железомарганцевых стяжений из глин каолинит-хлорит-серицитовых зон

Table 3. Mineral structure of ferromanganese formations from clays of kaolinite-chlorite-sericite of zones

Минералы	Фракция (содержание минералов, %)				Σ, %
	Магнитная (0.1)	Электромагнитная (26.4)	Немагнитная тяжелая (58.9)	Легкая (14.6)	100
Магнетит	100	—	—	—	0.1
Полевой шпат	Зн.	—	—	—	Зн.
Ильменит	—	Зн.	—	—	Зн.
Циркон	—	Зн.	Зн.	—	Зн.
Мп-окислы	—	100	100	100	99.9
Рутил	—	—	Зн.	—	Зн.
Пирит	—	Зн.	Зн.	—	Зн.
Гранат	—	Зн.	—	—	Зн.
Карбонат	—	Зн.	—	—	Зн.
Самородное золото	—	—	3 зн.	—	3 зн.

Примечание. Прочерк – элемент не установлен. Зн. – единичные знаки.

Note. Dash – mineral is not installed. Зн. – single grains of minerals.

массу которых составляет пиролюзит, в них содержатся до 0.1% магнетита, единичные зерна ильменита, циркона, рутила, пирита, граната и самородного золота (табл. 3). В железомарганцевых выделениях установлено порядка 0.1% органического углерода.

Повсеместно отмечается золотоносность этих линз (содержание Au от 0.3 до 5.2 г/т), вероятно обусловленная избирательной адсорбционной способностью гидроксидов марганца (Смирнов, 1951).

Самородное золото из Fe-Mn-образований представляет собой сложные сростки мелких золотин

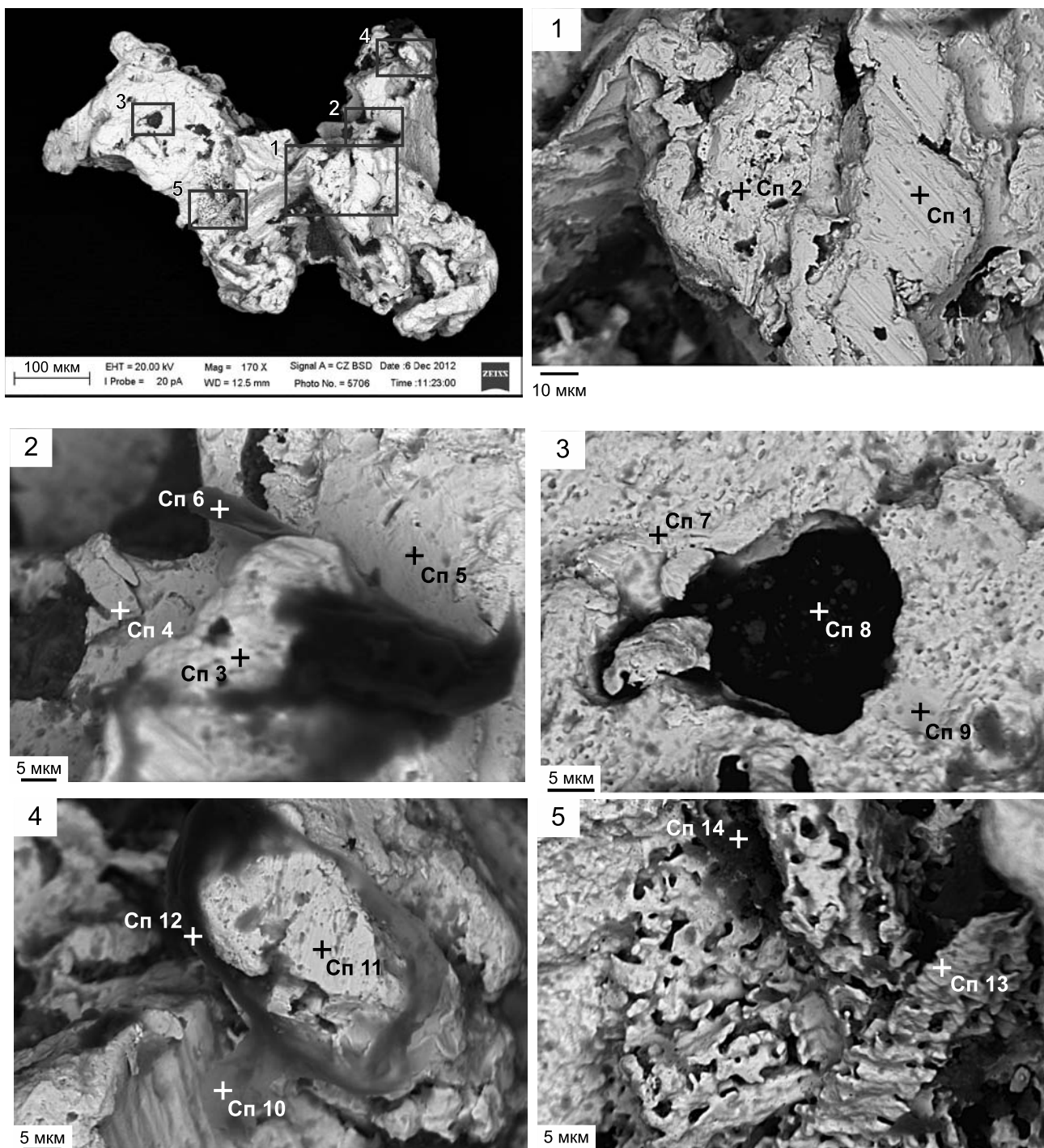


Рис. 6. Общий вид сложного сростка Au из железомарганцевых выделений, состоящий из золотин различной морфологии и состава, сцементированных золотоносной глинистой массой с углеродом, каолинитом, гидроксидами железа и ртутью.

В отмеченных участках (1–5) проводились детальные энергодисперсионные рентгеноспектральные измерения. Снято в обратнорассеянных электронах.

Fig. 6. The complex joint of Au from ferromanganese excretions consisting from free gold of various morphology and structure cemented by gold-bearing clay weight with carbon, kaolinite, hydroxides of iron and hydrargyrum.

Detailed energy-dispersive X-ray spectral measurements were carried out in the marked areas (1–5). The photographs were taken in the backward scattered electrons.

(см. рис. 6), имеющих, по-видимому, различный генезис, поскольку различаются морфологией и прежде всего составом, который весьма широк (табл. 4). Если в уч. 1 золото низкой (сп. 1) и средней (сп. 2) пробы, то в уч. 2 встречено высокопробное (сп. 3) и низкопробное (сп. 4, 5) золото. Кроме того, в этом же участке отмечается золотосодержащая углеродистая порода (сп. 6). В уч. 3 – низкопробное золото (сп. 9) и амальгама золота (сп. 7), а в гидроксидном выделении Fe фиксируются примеси Au и Hg (сп. 8). В уч. 4 – низкопробное золото с примесями Zn и Cu (сп. 11), а также Au- и Ag-содержащая углеродистая порода (сп. 10, 12). В уч. 5 – амальгама (сп. 13) и углеродистая порода с абсорбированными Au, Ag и Hg (сп. 14), но, возможно, в последнем случае в углеродистой породе содержатся микро- или нановключения амальгамы.

Таким образом, в одном образце (см. рис. 6, табл. 4) наблюдаются сростки благородного металла: от электрума (уч. 1, сп. 1; уч. 2, сп. 4 и 5; уч. 3, сп. 9; уч. 4, сп. 11) до самородного золота различной пробы (уч. 1, сп. 2), вплоть до высокой (уч. 2, сп. 3), от интерметаллидов золота с медью и цинком (уч. 4, сп. 11) до соединений золота с ртутью варьирующих составов (уч. 3, сп. 7; уч. 5, сп. 13).

Высокосеребристый состав частиц золота типичен для близповерхностных золотосеребряных проявлений, встречающихся в НЗУ (Неронский, 1998), минералы марганца в зоне окисления очень часто “консервируют” некоторые металлы, давно выщелоченные из рудного материала (Смирнов, 1951). При этом дендритообразные структуры роста амальгам золота (см. рис. 6, уч. 5) на образце и наличие органического углерода и литофильных элементов в породе свидетельствуют об изменениях, произошедших с золотом в зоне гипергенеза (Янченко и др., 2019).

Золотины сцементированы в единый агрегат либо золотосодержащими углеродоглинистыми пленками (уч. 2, сп. 6) иногда с ртутью (уч. 4, сп. 10 и 12), либо оксидами и гидроксидами марганца и железа, а также частицами карбоната кальция и магния (уч. 3, сп. 8; уч. 5, сп. 14). Содержание золота в цементирующей матрице наиболее достоверно подтверждается наличием примесей Au в составе самого крупного включения оксида железа в золотине (уч. 3, сп. 8). Хотя частиц самого золота не видно даже под электронным микроскопом, но рентгеновская линия золота надежно фиксируется энергодисперсионным спектрометром-приставкой,

Таблица 4. Элементный состав самородного золота из минеральной ассоциации Fe, Fe-Mn-оксидно-гидроксидного и высокоуглеродистого профиля (см. рис. 6, уч. 1–5), мас. %

Table 4. Element composition of native gold from mineral association Fe, Fe-Mn-an oxide-coated and hydroxides and high-carbon profile (see Fig. 6, sites 1–5), wt %

Элемент	Участок 1		Участок 2				Участок 3			Участок 4			Участок 5	
	Спектры		Спектры				Спектры			Спектры			Спектры	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
C	–	–	–	–	–	51.10	–	–	–	44.55	–	47.69	–	–
N	–	–	–	–	–	6.86	–	–	–	18.69	–	17.38	–	–
O	–	–	–	–	–	15.04	–	42.83	–	24.05	–	24.88	–	41.04
F	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2.40
Na	–	–	–	–	–	0.13	–	–	–	–	–	–	–	–
Mg	–	–	–	–	–	0.06	–	0.70	–	–	–	–	–	–
Al	–	–	–	–	–	0.14	–	2.69	–	–	–	0.11	–	0.92
Si	–	–	–	–	–	0.26	–	3.77	–	0.42	–	0.38	–	1.02
Ca	–	–	–	–	–	–	–	0.40	–	–	–	–	–	–
S	–	–	–	–	–	0.30	–	–	–	–	–	0.25	–	–
Cl	–	–	–	–	–	0.17	–	–	–	–	–	–	–	–
K	–	–	–	–	–	0.37	–	–	–	–	–	–	–	–
Mn	–	–	–	–	–	0.35	–	0.91	–	0.87	–	0.76	–	17.15
Fe	–	–	–	–	–	0.48	–	47.32	–	–	–	0.43	–	4.65
Cu	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.58	–	–	–
Zn	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.69	–	–	–
Ag	33.54	21.83	8.40	34.94	35.12	7.12	28.69	–	34.06	3.48	33.94	1.40	22.05	6.83
Au	66.46	78.17	91.60	65.06	64.88	17.62	60.21	0.59	65.94	7.94	64.79	6.60	43.53	14.50
Hg	–	–	–	–	–	–	11.10	0.79	–	–	–	0.12	34.42	11.49
Σ	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Примечание. Прочерк – элемент не установлен. Σ – сумма элементов.

Note. Dash – mineral is not installed. Σ – sum of elements.

что свидетельствует о размерах этих частиц в несколько единиц или десятков нанометров. Следует отметить, что такого типа субтонкое Au авторами неоднократно устанавливалось в различных золотоносных источниках (Сафронов и др., 2011; Кузнецова и др., 2019). Подобные наночастицы золота могут являться активными центрами роста во вмещающих породах (Моисеенко, 2007; Моисеенко, Кузнецова, 2014; McLachlan et al., 2018; Melchiorre et al., 2018).

Кора выветривания по палеозойским гранитам водораздела р. Татарка

Источниками золота в россыпи р. Татарка являются маломощные кварцевые жилы в метаморфизованных гранитоидных интрузивах ордовикского октябрьского комплекса. В гранитах, кроме окварцевания, широко проявлены зоны микроклинизации и для всех пород характерен катаклаз (Зубков, 1980). Химический состав гранитоидов следующий, мас. %: SiO_2 – 71–83, Al_2O_3 – 8–14, CaO – 0.5–1.0, Na_2O – 3–4, K_2O – 0.3–4.5, P_2O_5 – до 0.1, Fe_2O_3 – 0.8–2.4, TiO_2 – 0.1–0.3, MgO – 0.3–0.8, MnO – до 0.13. Установлено содержание микроэлементов, г/т: Pb – до 70, Zn – 20–110, Rb – 5–110, Cu – 13–26, Co – до 20, Ni – 13–46, Sb – 10–130, Cr – 74–92. В отдельных образцах метаморфизованных гранитов из плотика русла р. Татарка отмечены содержания золота до 1.80 г/т и серебра – до 15.48 г/т. Из рудных минералов присутствуют ильменит, магнетит, мартит, шеелит, пирит, циркон и сфен. В количестве единичных знаков отмечаются галенит, касситерит, монацит, рутил, киноварь и золото (Кузнецова, 2011).

Кора выветривания по гранитам палеозоя имеет следующее строение разреза (снизу вверх): 1) слабоизмененный, дезинтегрированный гранит; 2) кварц-гидрослюдисто-каолининовая порода с реликтовой текстурой; 3) серые алевролитовые глины с прослоями и линзами песков, песчаников и каолинов (см. рис. 3). Золотоносным является второй (кварц-гидрослюдисто-каолининовый) слой. Усредненный химический состав этого слоя следующий, мас. %: SiO_2 – 64.4, Al_2O_3 – 21.3, CaO – 1.2, Na_2O – 0.3, K_2O – 2.7, P_2O_5 – 0.1, Fe_2O_3 – 2.7, TiO_2 – 1.2, MgO – 1.0, MnO – 0.03. Среднее содержание микроэлементов, г/т: V – 126, Zn – 52, Rb – 107, Cu – 17, Co – 11, Ni – 31, Sr – 28, Y – 27, Nb – 18, Ba – 485, Cr – 82; содержание $S_{\text{общ}}$ – 0.004%, $C_{\text{орг}}$ – 0.03%. Содержание золота в кварц-гидрослюдисто-каолининовых отложениях, по данным атомно-абсорбционного анализа, варьирует в зависимости от глубины залегания пород. Наиболее высокое – от 0.43 до 0.60 г/т – наблюдается в верхнем горизонте (от 22 до 25 м), самые низкие содержания Au (от 0.08 до 0.11 г/т) установлены ниже 25 м с уменьшением до 0.04 г/т в приплотиковой зоне.

Золото из коры выветривания палеозойских гранитов существенно отличается от рассмотренного прежде всего тем, что большое число его зерен (до 67%) по строению более однородны (монокристаллы), инородные включения в нем более редки (рис. 7а). Проба этого золота колеблется от 802 до 844‰, по видимому, оно остаточное, т. е. эндогенное.

В то же время установлено типичное гипергенное золото в виде сложных сростков из ксеноморфных образований (рис. 7б) различной пробы (рис. 8). Особо следует отметить присутствие золота с тонкопластинчатыми нарастаниями, по видимому, вторичного самородного золота, характеризующимися высокой пробой (990‰) (см. рис. 8а; табл. 5, сп. 1 и 2). Также наблюдаются сфероидальные образования различной пробы, размер которых колеблется от 1–2 мкм до 200–100 нм (см. рис. 8б; табл. 5, сп. 3–5), т. е. в этом участке золотиты установлено не только микро-, но и нанозолото.

Как видно из табл. 5, состав золота различных морфологических типов из коры выветривания по палеозойским гранитоидам в целом весьма высокопробный (937–990‰). Часть его содержит только примесь меди (сп. 1–3), другая часть – Cu и Ag (сп. 4, 5). В результате преобразований в зоне гипергенеза произошло значительное очищение золота.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Процессы химического выветривания приводят к разрушению пород и минералов-концентраторов (прежде всего сульфидов) и высвобождению благородного металла (Craw, Kerr, 2017). Большая часть золота (до 70–95%) в корях выветривания переходит в свободное состояние и ассоциирует с глинистыми минералами, оксидами и гидроксидами железа и марганца, реже с органикой (Росляков, 1981). В зоне окисления происходит не только электрохимическое выщелачивание серебра с поверхности зерен, но и отложение на зернах более высокопробного Au, что приводит к увеличению пробы золота (Lalomov et al., 2016; Stewart et al., 2017; McLachlan et al., 2018).

Физико-химические преобразования вещественного состава КВ (освобождение минералов из глинистых агрегатов, сростков и др.) и золота (высвобождение, вынос и переотложение), проявляющиеся в зоне гипергенеза, приводят к перераспределению концентраций тонкодисперсного золота и его укрупнению (Смирнов, 1951; Альбов, 1980; Калинин и др., 2009; Craw, 2017; Craw, Kerr, 2017).

Часть благородного металла формировалась в низкотемпературных близповерхностных условиях на завершающей стадии гидротермально-метасоматического процесса и при химическом выветривании, что подтверждается наличием весьма высокопробного золота в ассоциации с мета-

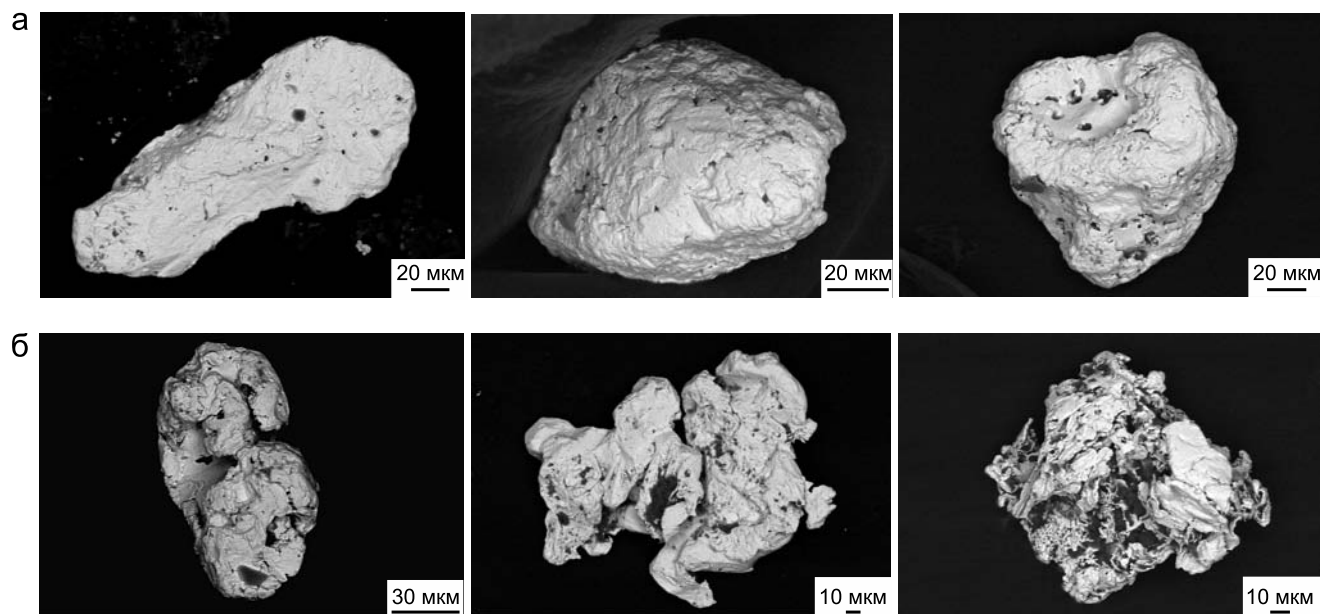


Рис. 7. Золото из коры выветривания по палеозойским гранитоидам.

а – гипогенное, б – преобразованное в зоне гипергенеза. Снято в обратнорассеянных электронах.

Fig. 7. Gold from weathered crust of Paleozoic granitoid.

а – hypogene, б – transformed in a hyper genesis zone. The photographs were taken in the backward scattered electrons.

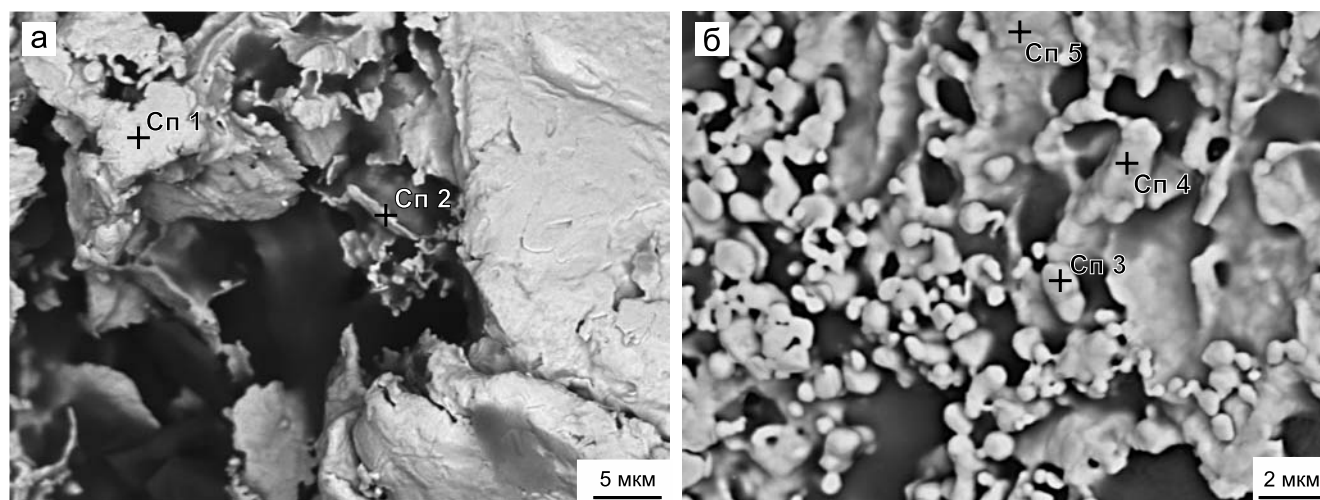


Рис. 8. Новообразованное золото из коры выветривания палеозойских гранитоидов.

а – пластинчатые образования, б – червеобразные и сфероидальные выделения высокопробного золота. Снято в обратнорассеянных электронах.

Fig. 8. New formed gold from weathering crust of Paleozoic granitoid.

а – lamellar formations, б – worm-shaped and sphere-shaped excretions of pure gold. The photographs were taken in the backward scattered electrons.

соматитами различных составов (лимонит-каолиникового, каолинит-гидрослюдистого, хлорит-гидрослюдистого и т. д.) (Hough et al., 2012; Moufti, 2014; Vishitia et al., 2015; Anand, Salama, 2019).

Наличие в матрице, цементирующей сростки золота, литофильных элементов (см. рис. 6, уч. 3–5) подтверждает тот факт, что формирование агрегатов нано- и микрочастиц золота происходило од-

Таблица 5. Химический состав самородного золота из коры выветривания по палеозойским гранитоидам (см. рис. 8), мас. %

Table 5. Chemical composition of native gold from aeration bark on Paleozoic granitoid (see Fig. 8), wt %

Спектр	Cu	Ag	Au
1	0.97	—	99.03
2	0.94	—	99.06
3	1.50	—	98.50
4	1.45	4.87	93.69
5	1.66	1.48	96.87

новременно с процессами химического выветривания (Некрасов, 1991). Отложение электрума на некоторых зернах золота (см. рис. 6, уч. 1–4) указывает на локальные (и/или временные) изменения физико-химических условий среды, об этом же свидетельствуют сочетание структур роста, растворения и присутствие микро- и наноразмерного золота разных генераций (Росляков, 1981; Калинин и др., 2009; Kerr et al., 2017).

На поверхности образцов наблюдаются пленки органического углерода, содержащие Au и Ag, а иногда и примесь Hg (см. табл. 4, уч. 2, сп. 6; уч. 4, сп. 10, 12). Такая ассоциация золота с примесью ртути и углеродистого вещества объясняется склонностью Au и Hg к образованию устойчивых золотортутных органических комплексов (Неронский и др., 1988; Наумов и др., 2011). Пленки аморфного углерода формируются в породах при наложенных процессах. Вмещающая порода разрушается, из минералов-концентраторов высвобождается нанозолото, которое осаждается прежде всего на углеродных пленках и новообразованных минералах (Xianhai et al., 2018; Dunn et al., 2019). Присутствие органического углерода создает восстановительные условия, способствующие отложению и концентрированию благородного металла (Моисеенко, Кузнецова, 2014).

По золотоносной алюмосиликатно-железистой матрице наблюдается формирование дендритообразных форм амальгам золота (см. рис. 6, уч. 5). Высокие содержания ртути в золоте связаны, по всей видимости, с зараженностью местности Hg в процессе многолетней золотодобычи, хотя не исключаются и природные амальгамы Au, ряд фаз которых был ранее установлен на различных месторождениях Приамурья (Неронский и др., 1988) и других регионов (Наумов и др., 2011).

Кроме этого, в корях выветривания установлено аутигенное золото, которое отлагается на поверхности золотин и характеризуется высокой (1000%) пробой. Пленки новообразованного золота покрывают поверхность разных минералов, в том числе зерна гипогенного золота (см. рис. 8а). Аутигенное золото нередко имеет пластинчатую, пористую,

глобулярную, губчатую, иногда кристаллическую микроструктуры, характерные для новообразованного Au (см. рис. 8) (Петровская, 1941; Яблокова, 1965; Росляков, 1981; Хазов и др., 2010; Кузнецова, 2011; Shuster, Southam, 2015). Высокая проба и структурные особенности этого золота могут указывать на его биогенный генезис (Моисеенко, Маракушев, 1987; Маракушев и др., 1989; Southam et al., 2009; Reith et al., 2010; Rea et al., 2016; Shuster et al., 2016; Anand et al., 2017).

В процессе укрупнения золота в зоне гипергенеза происходит срастание нанометровых золотин в микрометровые и далее в более крупные зерна (Моисеенко, 2007; Моисеенко, Кузнецова, 2014; Shuster et al., 2017). Еще одним механизмом укрупнения зерен Au является их цементация пленками ртутной амальгамы, когда в единый сросток “спаяны” мелкие зерна. Мелкие золотины, в свою очередь, покрыты пленкой из пластинчатых, сфероидальных и червеобразных нановыделений, размер которых часто не превышает 1 мкм, что позволяет предполагать существование еще более мелких частиц свободного золота (Кузнецова, 2011).

Пленки гидроксидов железа и марганца на образцах самородного золота, а также наличие наростов высокопробного новообразованного Au сложной морфологии являются характерными типоморфными признаками прохождения стадии коры выветривания. Присутствие в золоте элементов халькофильной группы и сростков благородного металла с алюмосиликатной матрицей связано с продуктами разложения в коре выветривания минералов, содержащих эти элементы.

В большинстве своем золото из коры выветривания относится к мелкому (микрометровому), но при этом оно значительно превосходит по размеру Au из коренных месторождений. В то же время по сравнению с золотом, гравитационно извлекаемым из аллювиальных россыпей, оно гораздо более мелкое. В месторождениях коренного золота доля наноразмерного золота максимальна в первичных рудах, затем она снижается в зоне окисления, а в россыпях преобладает микро- и макрозолото (Моисеенко, 1965, 1997, 2007; Альбов, 1980). Можно сказать, что зона гипергенеза выступает в роли своеобразной “фабрики” по преобразованию наночастиц (первичные руды) в микро- и макроформы (зона окисления), вплоть до самородков (россыпи).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установлено, что в корях выветривания Нижнеселемджинского золотоносного узла одновременно присутствуют остаточное (гипогенное), частично измененное в процессе гипергенеза, и новообразованное (аутигенное) золото. Большая часть золота относится к высокопробному.

Под воздействием сложных физико-химических процессов с участием углерода (углекислотное выщелачивание), а иногда и ртути (амальгамирование) в корках выветривания происходят высвобождение Au, закапсулированного в минералоконцентраторах, и его переотложение на геохимических барьерах (углеродных пленках и новообразованных минералах) с образованием золотоносных агрегатов необычных форм и гетерогенного состава. Наночастицы золота на протяжении продолжительного времени могут являться активными центрами роста во вмещающих породах. Они сростаются друг с другом сначала в виде нанообразований, затем – микроформ и т. д.

Таким образом, в коре выветривания месторождений золота происходит не только преобразование первичного (гипогенного) благородного металла, но и формирования его аутигенных разновидностей. Последние возникают за счет высвобождения тонкого и наноразмерного золота из минералоконцентраторов при их разложении и последующего его агрегирования в более крупные образования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Альбов М.Н. (1980) Вторичная зональность золоторудных месторождений Урала. М.: Геоиздат, 68 с.
- Анерт Э.Э. (1928) Богатства недр Дальнего Востока. Хабаровск; Владивосток: Книжное дело, 932 с.
- Васильев И.А., Капанин В.П., Ковтонюк Г.П., Мельников В.Д., Лужнов В.Л., Данилов А.П., Сорокин А.П. (2000) Минерально-сырьевая база Амурской области на рубеже веков. Благовещенск: КИПР Амур. обл., 168 с.
- Вьюнов Д.Л., Савенко Л.В., Мавринская С.А., Артеменко А.О. (2005) Отчет по литохимической съемке масштаба 1 : 200 000 по потокам рассеяния в бассейне нижнего течения р. Селемджа на площади листов N-52-XXXIII, -XXXIV, -XXXV за 2001-2005 гг. (Бурундинский объект). Благовещенск: ФГУГП “Амур-геология”, 163 с.
- Гинзбург И.И. (1963) Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация. *Кора выветривания*, (6). М.: Изд-во АН СССР, 71-101.
- Зубков В.Ф. (1980) Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Л. N-52-XXXIV. Объяснительная записка. М.: Мингео СССР, 89 с.
- Калинин Ю.А., Ковалев К.Р., Наумов Е.А., Кириллов М.В. (2009) Золото коры выветривания Суздальского месторождения (Казахстан). *Геология и геофизика*, **50**(3), 241-257.
- Красный Л.И., Пэн Юньбао (1998) Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб: 1 : 2 500 000. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 135 с.
- Кузнецова И.В. (2011) Геология, тонкодисперсное и наноразмерное золото в минералах россыпей Нижнеселемджинского узла (Приамурье). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Красноярск: СФУ, 21 с.
- Кузнецова И.В. (2014) Проблемы выделения наноразмерного золота при россыпной золотодобыче (на примере Приамурья). *Руды и металлы*, **4**, 52-57.
- Кузнецова И.В., Сафронов П.П., Моисеенко Н.В. (2019) Вещественно-минеральная характеристика техногенных россыпей – потенциальных источников благородного металла (на примере Нижнеселемджинского золотоносного узла, Россия). *Георесурсы*, **21**(1), 2-14.
- Маракушев С.А., Ковалевская А.Н., Сафронов П.П., Бородавкина О.Н., Моисеенко В.Г. (1989) Бактериальная перекристаллизация золота. *Докл. АН СССР*, **308**(2), 482-485.
- Мельников В.Д., Мельников А.В., Ковтонюк Г.П. (2006б) Россыпи золота Амурской области. Благовещенск: АмГУ, 296 с.
- Мельников А.В., Мельников В.Д., Шестаков Б.И. (2006а) Золотоносность кор выветривания Амурской области. Благовещенск: АмГУ, 116 с.
- Моисеенко В.Г. (1965) Метаморфизм золота месторождений Приамурья. Хабаровск: Хабаровск. кн. изд-во, 127 с.
- Моисеенко В.Г. (1997) Особенности формирования полигенных россыпей золота и методы их оценки. Благовещенск: АмурКНИИ ДВО РАН, 103 с.
- Моисеенко В.Г. (2007) От атомов золота через кластеры, нано- и микроскопические частицы до самородков благородного металла. Благовещенск: ДВО РАН, Амурское отделение РМО, 187 с.
- Моисеенко В.Г., Кузнецова И.В. (2014) Нанозолото в древних известняках и доломитах Октябрьского рудного поля (Приамурье). *Докл. АН*, **456**(4), 468-471.
- Моисеенко В.Г., Маракушев С.А. (1987) Бактериальное концентрирование, укрупнение и “облагораживание” золота в зоне окисления золоторудных месторождений и россыпях. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 45 с.
- Наумов Е.А., Борисенко А.С., Гущина Л.В. (2011) Ртутистое золото: критерий поиска коренных источников разных типов золотого оруднения и условия его образования (Электронный ресурс). URL: <http://www.minsoc.ru/FilesBase/E2-2011-1-0.pdf> (дата обращения: 27.02.2021)
- Некрасов И.Я. (1991) Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М.: Наука, 302 с.
- Неронский Г.И. (1998) Типоморфизм золота месторождений Приамурья. Благовещенск: АмурКНИИ ДВО РАН, 320 с.
- Неронский Г.И., Добрая В.Т. (1975) Особенности состава золота из россыпей Нижнеселемджинского района. *Амурский краевед*. Благовещенск: Амурское отд. Хабаровского книжн. изд-ва, 86-100.
- Неронский Г.И., Добрая В.Т. (1976) Пробность золота и характер ее изменения в некоторых золотоносных районах Приамурья. *Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока*. Новосибирск: Наука, 45-58.
- Неронский Г.И., Сафронов П.П., Бородавкин С.И., Обухов П.В., Попов А.Б. (1988) “Новое” золото в россыпях Приамурья. *Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления*. Благовещенск: АмурКНИИ, 55-56.
- Орлова Н.И. (1995) Карта кор выветривания Амурской области масштаба 1 : 500 000. Объяснительная записка. М.: ВИМС, 329 с.
- Орлова Н.И., Воропаева Н.П. (1998) Методические рекомендации по изучению кор выветривания при прове-

- дении ГРР. М.: ВИМС, 114 с.
- Петровская Н.В. (1941) Морфология и структура “нового” золота. *Докл. АН СССР*, **32**(6), 424-426.
- Петровская Н.В., Яблокова С.В. (1974) Золото в корях выветривания. *Рудоносные коры выветривания*. М.: Наука, 173-182.
- Росляков Н.А. (1981) Геохимия золота в зоне гипергенеза. Новосибирск: Наука, 228 с.
- Сафронов П.П., Моисеенко Н.В., Моисеенко В.Г. (2011) Наноразмерное самородное золото в минералах месторождения Пионер (Приамурье) по данным электронно-микроскопических исследований. *Мат-лы XVII Рос. симп. по растровой электронной микроскопии и аналитическим методам исследования твердых тел (РЭМ-2011)*. Черноголовка: ФНИЦ “Кристаллография и фотоника” РАН, 206.
- Смирнов С.С. (1951) Зона окисления сульфидных месторождений. М.: АН СССР, 335 с.
- Сорокин А.П. (1989) Морфоструктуры и россыпи золота Приамурья. Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Благовещенск: АмурКНИИ, 394 с.
- Сорокин А.П., Глотов В.Д. (1997) Золотоносные структурно-вещественные ассоциации Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 304 с.
- Хазов А.Ф., Силаев В.И., Филиппов В.Н. (2010) Аутигенная минерализация в речных россыпях как природный научный феномен. *Изв. Коми НЦ УрО РАН*, **2**, 54-60.
- Яблокова С.В. (1965) Образование “нового” золота в некоторых россыпях Южной Якутии. *Геология россыпей*. М.: Наука, 152-155.
- Янченко О.М., Ворошилов В.Г., Тимкин Т.В., Мартыненко И.В., Зиайи М. (2019) Морфология и состав золота кор выветривания Томь-Яйского междуречья. *Изв. Томск. политехнического ун-та. Инжиниринг георесурсов*, **330** (3), 84-92.
- Anand R., Lintern M., Hough R., Noble R., Verrall M., Salama W., Balkau J., Radford N. (2017) The dynamics of gold in regolith change with differing environmental conditions over time. *Geology*, **45**(2), 127-130.
- Anand R., Salama W. (2019) Gold dispersion in transported cover sequences especially in chemical (palaeoredox front) and physical (unconformity) interfaces linked to the landscape history of Western Australia. *Explor. Newslett. Assoc. Appl. Geochem.*, **183**, 1-40.
- Craw D. (2017) Placer gold and associated supergene mineralogy at Macraes flat, east Otago, New Zealand. *New Zealand J. Geol. Geophys.*, **60**(4), 353-367. DOI: 10.1080/00288306.2017.1337644.
- Craw D., Kerr G. (2017) Geochemistry and mineralogy of contrasting supergene gold alteration zones, southern New Zealand. *Appl. Geochem.*, **85**(A), 19-34.
- Dunn S., Von der Heyden B., Rozendaal A., Taljaard R. (2019) Secondary gold mineralization in the Amani Placer Gold Deposit, Tanzania. *Ore Geol. Rev.*, **107**, 87-107. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2019.02.011.
- Hough R.M., Noble R.R.P., Reich M. (2012) Natural gold nanoparticles. *Ore Geol. Rev.*, **42**, 55-61.
- Kerr G., Falconer D., Reith F., Craw D. (2017) Transport-related mylonitic ductile deformation and shape change of alluvial gold, southern New Zealand. *Sediment. Geol.*, **361**, 52-63.
- Lalomov A.V., Chefranov R.M., Naumov V.A., Naumova O.B., Lebarge W., Dilly R.A. (2016) Typomorphic features of placer gold of Vagran cluster (the Northern Urals) and search indicators for primary bedrock gold deposits. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 321-335.
- McLachlan C., Negrini M., Craw D. (2018) Gold and associated minerals in the Waikaia placer gold mine, Northern Southland, New Zealand. *New Zealand J. Geol. Geophys.*, **61**(2), 1-16. DOI: 10.1080/00288306.2018.1454482.
- Melchiorre E.B., Orwin P.M., Reith F., Rea M.A.D., Yahn J., Allison R. (2018) Biological and Geochemical Development of Placer Gold Deposits at Rich Hill, Arizona, USA. *Minerals*, **8**(56), 1-20.
- Moufti A.M.B. (2014) Opaque mineralogy and resource potential of placer gold in the stream sediments between Duba and Al Wajh, Red Sea coast, northwestern Saudi Arabia. *Afr. Earth Sci.*, **99**(1), 188-201.
- Rea M.A., Zammit C.M., Reith F. (2016) Bacterial biofilms on gold grains-implications for geomicrobial transformations of gold. *FEMS Microbiol. Ecology*, **92**(6), 1-12.
- Reith F., Fairbrother L., Nolze G., Wilhelm O., Clode P.L., Gregg A., Parsons J.E., Wakelin S.A., Pring A., Hough R., Southam G., Brugger J. (2010) Nanoparticle factories: Biofilms hold the key to gold dispersion and nugget formation. *Geology*, **38**, 843-846.
- Shuster J., Lengke M., Marquez-Zavalia M., Southam G. (2016) Floating Gold Grains and Nanophase Particles Produced from the Biogeochemical Weathering of a Gold-Bearing Ore. *Econ. Geol.*, **111**(6), 1485-1494. DOI: 10.2113/econgeo.111.6.1485.
- Shuster J., Reith F., John G.C., John E.P., Southam M.P.G. (2017) Secondary gold structures: Relics of past biogeochemical transformations and implications for colloidal gold dispersion in subtropical environments. *Chem. Geol.*, **450**(5), 154-164.
- Shuster J., Southam G. (2015) The in-vitro growth of gold grains. *Geol.*, **43**, 79-82.
- Southam G., Lengke M.F., Fairbrother L., Reith F. (2009) The biogeochemistry of gold. *Elements*, **5**, 303-307.
- Stewart J., Kerr G., Prior D., Craw D. (2017) Low temperature recrystallisation of alluvial gold in paleoplacer deposits. *Ore Geol. Rev.*, **88**, 173. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2017.04.020.
- Vishitia A., Suha C.E., Lehmann B., Egbe J.A., Shemang E.M. (2015) Gold grade variation and particle microchemistry in exploration pits of the Batouri gold district, SE Cameroon. *Afr. Earth Sci.*, **111**, 1-13.
- Xianhai Li, Zhang Qin, Jun Xie, Zhihui Shen (2018) (Au(CN)₂) – Adsorption on a Graphite (0001) Surface: A First Principles Study. *Minerals*, **8**(10), 425. DOI: 10.3390/min8100425.

REFERENCES

- Anert E.E. (1928) Wealth of the bowels of the Far East. Khabarovsk; Vladivostok, Book Business Publ., 932 p. (In Russian)
- Craw D. (2017) Placer gold and associated supergene mineralogy at Macraes flat, east Otago, New Zealand. *New Zealand J. Geol. Geophys.*, **60**(4), 353-367. DOI: 10.1080/00288306.2017.1337644.
- Craw D., Kerr G. (2017) Geochemistry and mineralogy of contrasting supergene gold alteration zones, southern New Zealand. *Appl. Geochem.*, **85**(A), 19-34.
- Dunn S., Von der Heyden B., Rozendaal A., Taljaard R. (2019) Secondary gold mineralization in the Amani Placer Gold Deposit, Tanzania. *Ore Geol. Rev.*, **107**, 87-107. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2019.02.011.
- Ginsburg I.I. (1963) Types of ancient weathering crusts, the forms of their manifestation and classification. *Kora vyvetrivaniiya*, (6). Moscow, USSR Academy of Sci., 71-101. (In Russian)
- Hough R.M., Noble R.R.P., Reich M. (2012) Natural gold nanoparticles. *Ore Geol. Rev.*, **42**, 55-61.
- Kalinin Yu.A., Kovalev K.R., Naumov E.A., Kirillov M.V. (2009) Gold of the weathering bark of the Suzdal deposit (Kazakhstan). *Geol. Geofiz.*, **50**(3), 241-257. (In Russian)
- Kerr G., Falconer D., Reith F., Craw D. (2017) Transport-related mylonitic ductile deformation and shape change of alluvial gold, southern New Zealand. *Sediment. Geol.*, **361**, 52-63.
- Khazov A.F., Silaev V.I., Phillipov V.N. (2010) Autigenic mineralization in river placers as a natural scientific phenomenon. *Izv. Komi NTs UrO RAN*, **2**, 54-60. (In Russian)
- Krasnyi L.I., Pen Yunbao (1998) Geological map of the Amur Region and neighboring territories. Scale: 1 : 2 500 000. Explanation note. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 135 p. (In Russian)
- Kuznetsova I.V. (2011) Geology, fine and nanoscale gold in the minerals of the placers of the Lower Selemdzhinsky knot (Amur region). Cand. geol. and min. sci. diss. Krasnoyarsk, SFU, 21 p. (In Russian)
- Kuznetsova I.V. (2014) Problems of nano-sized gold extraction during placer gold mining (using the example of the Amur Region). *Rudy i Metally*, **4**, 52-57. (In Russian)
- Kuznetsova I.V., Safronov P.P., Moiseenko N.V. (2019) Matter-mineral characteristics of technogene placers – potential sources of precious metal (on the example of the Nizneselemdzhinsky gold-bearing node of Priamurye, Russia). *Georesursy*, **21**(1), 2-14. (In Russian)
- Lalomov A.V., Chefranov R.M., Naumov V.A., Naumova O.B., Lebarge W., Dilly R.A. (2016) Typomorphic features of placer gold of Vagran cluster (the Northern Urals) and search indicators for primary bedrock gold deposits. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 321-335.
- Marakushev S.A., Kovalevskaya A.N., Safronov P.P., Borodavkina O.N., Moiseenko V.G. (1989) Bacterial recrystallization of gold. *Dokl. AN SSSR*, **308**(2), 482-485. (In Russian)
- McLachlan C., Negrini M., Craw D. (2018) Gold and associated minerals in the Waikaia placer gold mine, Northern Southland, New Zealand. *New Zealand J. Geol. Geophys.*, **61**(2), 1-16. DOI: 10.1080/00288306.2018.1454482.
- Melchiorre E.B., Orwin P.M., Reith F., Rea M.A.D., Yahn J., Allison R. (2018) Biological and Geochemical Development of Placer Gold Deposits at Rich Hill, Arizona, USA. *Minerals*, **8**(56), 1-20.
- Melnikov A.V., Melnikov V.D., Shestakov B.I. (2006) Golden bearing of the weathering crust of the Amur Region. Blagoveshchensk, Amur State University Publ., 116 p. (In Russian)
- Melnikov V.D., Melnikov A.V., Kovtonyuk G.P. (2006) Gold placers of the Amur Region. Blagoveshchensk, Amur State University Publ., 296 p. (In Russian)
- Moiseenko V.G. (1965) Metamorphism of gold deposits of the Amur region. Khabarovsk, Khabarovsk Publishing House, 127 p. (In Russian)
- Moiseenko V.G. (1997) Features of the formation of polygenic gold placers and methods for their assessment. Blagoveshchensk, AmurKNII DVO RAS, 103 p. (In Russian)
- Moiseenko V.G. (2007) From gold atoms through clusters, nano- and microscopic particles to nuggets of noble metal. Blagoveshchensk, DVO RAS, Amur branch of the RMO, 187 p. (In Russian)
- Moiseenko V.G., Kuznetsova I.V. (2014) Nanozoloto in the ancient limestone and dolomites of the October ore field (Amur region). *Dokl. AN*, **456**(4), 468-471. (In Russian)
- Moiseenko V.G., Marakushev S.A. (1987) Bacterial concentration enlargement and “ennobling” of gold in the oxidation zone of gold ore deposits and placers). Blagoveshchensk, IGiP DVO RAS, 45 p. (In Russian)
- Moufti A.M.B. (2014) Opaque mineralogy and resource potential of placer gold in the stream sediments between Duba and Al Wajh, Red Sea coast, northwestern Saudi Arabia. *Afr. Earth Sci.*, **99**(1), 188-201.
- Naumov E.A., Borisenko A.S., Gushchina L.V. (2011) Mercurial gold: the criterion for finding the root sources of different types of gold mineralization and the conditions for its formation. (In Russian) URL: <http://www.minsoc.ru/FilesBase/E2-2011-1-0.pdf> (case date: 27.02.2021)
- Nekrasov I.Ya. (1991) Geochemistry, mineralogy and genesis of gold ore deposits. Moscow, Nauka Publ., 302 p. (In Russian)
- Neronskii G.I. (1998) Tipomorphism of gold deposits of the Amur region. Blagoveshchensk, AmurKNII DVO RAS, 320 p. (In Russian)
- Neronskii G.I., Dobraya V.T. (1975) Features of the composition of gold from placers of the Lower Selemdzhinsky district. *Amurskii Kraeved*. Blagoveshchensk, Amur Otd. Khabarovsk book. Publ. House, 86-100. (In Russian)
- Neronskii G.I., Dobraya V.T. (1976) Gold quality and the nature of its change in some gold-bearing areas of the Amur region. *Genetic types and patterns of placement of gold deposits in the Far East*. Novosibirsk, Nauka Publ., 45-58. (In Russian)
- Neronskii G.I., Safronov P.P., Borodavkin S.I., Obuhov P.V., Popov A.B. (1988) “New” gold in the placers of the Amur Region. *The deep structure of the Pacific Ocean and its continental framing*. Blagoveshchensk, AmurKNII, 55-56. (In Russian)
- Orlova N.I. (1995) Map of weathering of the Amur region on a scale of 1 : 500 000. Moscow, VIMS Publ., 329 p. (In Russian)
- Orlova N.I., Voropaeva N.P. (1998) Methodological recommendations for the study of weathering crusts during geological prospecting. Moscow, VIMS Publ., 114 p. (In Russian)
- Petrovskaya N.V. (1941) Morphology and structure of the “new” gold. *Dokl. AN SSSR*, **32**(6), 424-426. (In Russian)

- Petrovskaya N.V., Yablokova S.V. (1974) Gold in weathering crusts. *Rudonosnye Kory Vyvetrivaniya*. Moscow, Nauka Publ., 173-182. (In Russian)
- Rea M.A., Zammit C.M., Reith F. (2016) Bacterial biofilms on gold grains-implications for geomicrobial transformations of gold. *FEMS Microbiol. Ecol.*, **92**(6), 1-12.
- Reith F., Fairbrother L., Nolze G., Wilhelm O., Clode P.L., Gregg A., Parsons J.E., Wakelin S.A., Pring A., Hough R., Southam G., Brugger J. (2010) Nanoparticle factories: Biofilms hold the key to gold dispersion and nugget formation. *Geology*, **38**, 843-846.
- Roslyakov N.A. (1981) Gold geochemistry in the hypergenesis zone. Novosibirsk, Nauka Publ., 228 p. (In Russian)
- Safronov P.P., Moiseenko N.V., Moiseenko V.G. (2011) Nanoscale native gold in the minerals of the Pioneer deposit (Amur Region) according to electron microscopic studies. Chernogolovka, FNITs "Crystallography and Photonics" RAS, 206 p. (In Russian)
- Shuster J., Lengke M., Marquez-Zavalía M., Southam G. (2016) Floating Gold Grains and Nanophase Particles Produced from the Biogeochemical Weathering of a Gold-Bearing Ore. *Econ. Geol.*, **111**(6), 1485-1494. DOI: 10.2113/econgeo.111.6.1485.
- Shuster J., Reith F., John G.C., John E.P., Southam M.P.G. (2017) Secondary gold structures: Relics of past biogeochemical transformations and implications for colloidal gold dispersion in subtropical environments. *Chem. Geol.*, **450**(5), 154-164.
- Shuster J., Southam G. (2015) The in-vitro growth of gold grains. *Geology*, **43**, 79-82.
- Smirnov S.S. (1951) Oxidation zone of sulfide deposits. Moscow, Publishing House of the USSR Academy of Sciences, 335 p. (In Russian)
- Sorokin A.P. (1989) Morphostructures and placers of gold of the Amur Region. Doc. geol. and min. sci. diss. Blagoveshchensk, AmurBooks Publ., 394 p. (In Russian)
- Sorokin A.P., Glotov V.D. (1997) Gold-bearing structural-real associations of the Far East. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 304 p. (In Russian)
- Southam G., Lengke M.F., Fairbrother L., Reith F. (2009) The biogeochemistry of gold. *Elements*, **5**, 303-307.
- Stewart J., Kerr G., Prior D., Craw D. (2017) Low temperature recrystallisation of alluvial gold in paleoplacer deposits. *Ore Geol. Rev.*, **88**, 173. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2017.04.020
- Vasil'ev I.A., Kapanin V.P., Kovtonyuk G.P., Mel'nikov V.D., Luzhnov V.L., Danilov A.P., Sorokin A.P. (2000) Mineral raw materials base of the Amur Region at the turn of the centuries. Blagoveshchensk, KPR Amur. region. Publ., 168 p. (In Russian)
- Vishitia A., Suha C.E., Lehmann B., Egbe J.A., She-mang E.M. (2015) Gold grade variation and particle microchemistry in exploration pits of the Batouri gold district, SE Cameroon. *Afr. Earth Sci.*, **111**, 1-13.
- V'yunov D.L., Savenko L.V., Mavrinskaya S.A., Artemenko A.O. Report on lithochemical study of Selemdzha River basin in 2001-2005. Blagoveshchensk, FGUGP "Amurgeologiya", 2005. 163 p. (In Russian, unpublished).
- Xianhai Li, Zhang Qin, Jun Xie, Zhihui Shen (2018) (Au(CN)₂) – Adsorption on a Graphite (0001) Surface: A First Principles Study. *Minerals*, **8**(10), 425. DOI: 10.3390/min8100425.
- Yablokova S.V. (1965) The formation of a "new" gold in some placers of Southern Yakutia. *Geologiya Rossyppei*. Moscow, Nauka Publ., 152-155. (In Russian)
- Yanchenko O.M., Voroshilov V.G., Timkin T.V., Martynenko I.V., Ziail M. (2019) Morphology and composition of weathered burks gold. *Izv. Tomsk. Politekhnic. Univ. Inzhiniring georesursov*, **330**(3), 84-92. (In Russian)
- Zubkov V.F. (1980) State geological map of the USSR scale 1 : 200 000, sheet N-52-XXXIV). Explanation note. Moscow, Mingeo USSR Publ., 89 p. (In Russian)

УДК 550.361

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-256-261

Тепловая эволюция ядра Земли в период его формирования с учетом выделения тепла от короткоживущих радиоизотопов ^{26}Al и ^{60}Fe

Памяти нашего научного руководителя
и учителя
Юрия Васильевича Хачая

А. Н. Антипин, М. Г. Миндубаев

Институт геофизики УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, 100, e-mail: mansur_mg@mail.ru

Поступила в редакцию 21.12.2020 г., принята к печати 30.12.2020 г.

Объект исследования. На основе предложенного ранее в работах В.Н. Анфиломова и Ю.В. Хачая двухстадийного механизма гетерогенной аккумуляции Земли исследуется тепловая эволюция ядра в период его формирования, учитывающая помимо выделения тепла от ^{26}Al , содержание которого установлено с достаточно надежной точностью, также и тепла от ^{60}Fe . **Материалы и методы исследования.** Используются методы математического моделирования. Вычисления проводились для трех оценок фракционного содержания радиоизотопа ^{60}Fe к стабильному ^{56}Fe на время образования САИ (Ca–Al–Inclusions, богатые кальцием и алюминием включения, обнаруженные в углистых хондритах), взятых по материалам различных авторов. **Результаты.** Численные эксперименты показали варианты распределения температуры и температуры плавления на разных этапах формирования ядра для различного отношения $^{60}\text{Fe}/^{56}\text{Fe}$. **Выводы.** Центральная область формирующегося ядра может оставаться проплавленной даже к концу его аккумуляции. И, как следствие, в этой области на это время сохраняются условия для свободной тепловой конвекции и, соответственно, для реализации механизма МГД-динамо.

Ключевые слова: ядро Земли, конвекция, гетерогенная аккумуляция, магнитное поле, короткоживущие радиоизотопы

Thermal evolution of the Earth's core during its formation taking into account heat release from the short-lived radioisotopes ^{26}Al and ^{60}Fe

Aleksandr N. Antipin, Mansur G. Mindubaev

Yu.P. Bulashevich Institute of Geophysics, Ural Branch of the RAS, 100 Amundsen st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mail: mansur_mg@mail.ru

Received 21.12.2020, accepted 30.12.2020

Research subject. Based on the two-stage mechanism of the Earth's heterogeneous accumulation, previously proposed by V.N. Anfilogov and Yu.V. Khachay, the thermal evolution of the core during its formation was studied. Account is taken of both the heat release from ^{26}Al , the content of which was established with a fairly reliable accuracy, and that from ^{60}Fe . **Materials and methods.** The methods of mathematical modelling were used. Calculations were carried out for three estimates of the fractional content of the radioisotope ^{60}Fe to stable ^{56}Fe at the time of CAI formation (Ca–Al–Inclusions, calcium- and aluminium-rich inclusions found in carbonaceous chondrites) based on the results of various authors. **Results.** As a result of numerical experiments, variants of the temperature and melting temperature distributions at different stages of the core formation for different $^{60}\text{Fe}/^{56}\text{Fe}$ ratios were obtained. **Conclusions.** The results show that the central region of the forming core can remain melted even by the end of its accumulation. As a consequence, in this region for this time, the conditions for free thermal convection and, accordingly, for the implementation of the MHD dynamo mechanism remain.

Keywords: Earth's core, convection, heterogeneous accumulation, magnetic field, short-lived radioisotopes

Для цитирования: Антипин А.Н., Миндубаев М.Г. (2021) Тепловая эволюция ядра Земли в период его формирования с учетом выделения тепла от короткоживущих радиоизотопов ^{26}Al и ^{60}Fe . *Литосфера*, 21(2), 256–261. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-256-261

For citation: Antipin A.N., Mindubaev M.G. (2021) Thermal evolution of the Earth's core during its formation taking into account heat release from the short-lived radioisotopes ^{26}Al and ^{60}Fe . *Litosfera*, 21(2), 256–261. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-256-261

© А.Н. Антипин, М.Г. Миндубаев, 2021

ВВЕДЕНИЕ

В работах (Анфилов, Хачай, 2005, 2012, 2013) предложен двухстадийный механизм гетерогенной аккумуляции Земли. В отличие от других моделей гетерогенной аккумуляции Земли (например Agnor, Canup, Levinson, 1999; Walter, Trønnes, 2004) в предложенном механизме реализуется несколько иной процесс сепарации. Так, при столкновении первичных зародышей расплавленные центральные области сливаются, а осколки тонкой и холодной силикатной верхней оболочки еще не удерживаются слабым гравитационным полем зародыша и уходят в “зону питания” планеты. При практически неупругом соударении жидких, расплавленных тел большая часть потенциальной энергии переходит в тепловую энергию растущей Земли и процесс гетерогенной аккумуляции может проходить при температурах, превышающих температуры плавления вещества ядра и силикатной мантии. Впервые в работе (Хачай и др., 2015) были рассмотрены вопросы конвекции в ядре Земли в период ее формирования. Этот механизм обеспечивает основной вклад в тепломассоперенос, способствует изменению химического состава внутренних областей, формирует условия генерации геомагнитного поля. Причиной смены режимов конвекции является изменение вклада различных источников внутренней энергии. На начальном этапе аккумуляции основным источником внутренней энергии планеты принято рассматривать выделение тепла за счет распада короткоживущих радиоактивных элементов, прежде всего ^{26}Al . В настоящей работе помимо распада ^{26}Al также учитывается вклад от другого короткоживущего радиоактивного элемента ^{60}Fe . Если отношение $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ в протопланетном веществе оценивается величиной порядка 5×10^{-5} на время образования CAI (кальциево-алюминиевые включения в углистых хондритах с возрастом порядка 4.568 млрд лет) с надежной точностью (Merk et al., 2002), то отношение же $^{60}\text{Fe}/^{56}\text{Fe}$ оценивается различными авторами в достаточно широком диапазо-

не (табл. 1). При дальнейшем росте планеты в результате падения тел и частиц из протопланетного облака происходило такое мощное выделение кинетической энергии, что температура на верхней поверхности формирующегося ядра намного превышала температуру во внутренних областях (Anfilogov, Khachay, 2015). В поздней стадии формирования ядра при гетерогенной аккумуляции Земли соударения становятся более упругими и меньшая часть кинетической энергии соударения тел переходит в тепло. Это приводит к тому, что температура расплава на верхней границе растущей протопланеты становится ниже, чем в соседних внутренних областях.

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Математическая модель тепловой эволюции ядра в период его роста и ее численная реализация подробно описаны в следующих работах (Anfilogov, Khachay, 2015; Антипин, 2015; Хачай, Антипин, 2017). Приведем основные положения модели.

Распределение температуры в сферически-симметричном теле увеличивающегося радиуса находится из решения краевой задачи для уравнения теплопроводности с учетом возможности появления расплава без явного выделения положения границы фронта кристаллизации, параметрического конвективного теплопереноса в расплаве и переноса тепла и нагревания за счет адиабатического сжатия, а также выделение тепла короткоживущими радиоизотопами. Характерное время задачи определяется из уравнения В.С. Сафронова (1969), описывающего скорость изменения массы растущей планеты.

Температура на поверхности растущего тела рассчитывается из уравнения сохранения энергии. Уравнение обеспечивает баланс между поступающей потенциальной энергией гравитационного взаимодействия тел и энергией переизлучаемой телом во внешнее пространство и идущей на нагревание планеты.

Таблица 1. Основные характеристики короткоживущих радиоактивных изотопов ^{26}Al и ^{60}Fe

Table 1. Main characteristics of the short-lived radioactive isotopes ^{26}Al and ^{60}Fe

Радиоизотоп	Содержание по космохимической модели, % (Сергеев, 2017)	Дочерний изотоп	Период полураспада $t_{1/2}$, лет	Стабильный изотоп	Фракционное содержание радиоизотопа к стабильному на время образования CAI	Энергия распада Q , 10^{-12} Дж
^{26}Al	0.86	^{26}Mg	7.17×10^5	^{27}Al	5.2×10^{-5}	0.506
^{60}Fe	32.8	^{60}Ni	2.62×10^6	^{56}Fe	4.4×10^{-6} (Quitté et al., 2005) $3-10 \times 10^{-7}$ (Wadhwa et al., 2006) 1.15×10^{-8} (Tang, Dauphas, 2012)	0.434

Мощность внутренних источников тепла представляет собой сумму тепловыделения от радиоактивного распада короткоживущих ^{26}Al , ^{60}Fe и от адиабатического сжатия. Нагревание при адиабатическом сжатии внутренних слоев нарастающими внешними вычисляется, как показано в работе (Любимова, 1968), из предположения, что растущее ядро представляет собой сферически симметричное, гидростатически равновесное тело.

Температура плавления непостоянная и зависит от распределения плотности в теле. Распределение температуры плавления вычисляется, как показано в работе (Стейси, 1972), из соотношения, опи-

сывающего зависимость температуры плавления от сильного сжатия.

Уравнения модели тепловой эволюции ядра Земли в период роста решались численно. Для решения уравнений использовались итерационные методы и методы конечных разностей. Численные эксперименты были проведены для трех различных значений фракционного содержания изотопа ^{60}Fe к стабильному ^{56}Fe . Основные характеристики короткоживущих радиоактивных изотопов ^{26}Al и ^{60}Fe , использованных в расчетах, приведены в табл. 1.

На рис. 1 представлены распределения температуры и температуры плавления в растущем ядре в

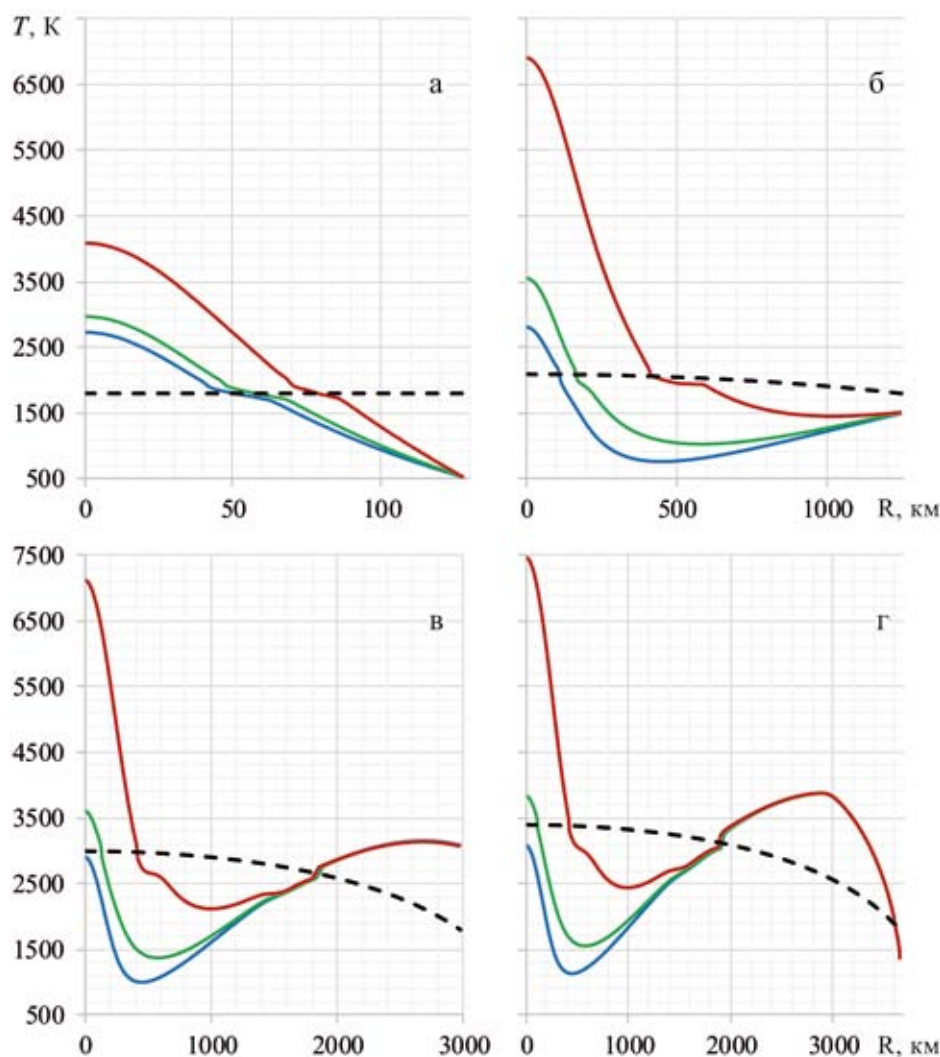


Рис. 1. Распределение температуры плавления (пунктирная линия) и температуры (сплошные линии) в растущей Земле (а – 1.3, б – 12.7, в – 33.6, г – 45.4 млн лет) при различном отношении изотопа ^{60}Fe к общему количеству железа в долях: голубая линия – 1.15×10^{-8} (Tang, Dauphas, 2012; Сергеев, 2017), зеленая – 8×10^{-7} (Wadhwa et al., 2006), красная – 4.4×10^{-6} (Quitté et al., 2005).

Fig. 1. Distribution of the melting point (dashed line) and temperature (solid lines) in the growing Earth (a – 1.3, б – 12.7, в – 33.6, г – 45.4 Ma) at different respects of the ^{60}Fe isotope to the total the amount of iron in shares: blue line – 1.15×10^{-8} (Tang, Dauphas, 2012; Sergeev, 2017), green – 8×10^{-7} (Wadhwa et al., 2006), red – 4.4×10^{-6} (Quitté et al., 2005).

различные моменты времени с учетом выделения тепла при радиоактивном распаде короткоживущих элементов ^{26}Al и ^{60}Fe . Для малого отношения $^{60}\text{Fe}/^{56}\text{Fe}$ порядка 10^{-8} (Tang, Dauphas, 2012; Scheinberg et al., 2015) вклад (синяя кривая) тепловыделения от короткоживущего ^{60}Fe на распределение температуры несуществен и в основном определяется выделением тепла при распаде ^{26}Al . При таком вкладе тепла от короткоживущих радиоизотопов за счет увеличения температуры плавления вследствие роста ядра и увеличения плотности проплавленная центральная часть исчезает. Распределение для фракционного содержания железа 4.4×10^{-6} (красная кривая), по-видимому, соответствует очень высокому значению. Поэтому за верхнее значение разумно принять $(3-10) \times 10^{-7}$ (Wadhwa et al., 2006). На рис. 1 зеленой линией представлены распределения температуры, соответствующие отношению $^{60}\text{Fe}/^{56}\text{Fe}$, равному 8×10^{-7} .

Как было отмечено во введении и вслед за работой (Хачай и др., 2015) для распределения температуры в ядре можно выделить три интервала. Первый – внутренний, определяется вкладом выделения тепла от короткоживущих радиоактивных изотопов. Видно, что на ранних этапах роста (см. рис. 1а, б) температурная кривая выше температуры плавления, и, учитывая положительный градиент, следует ожидать в этой области с размерами порядка первых сотен километров реализацию тепловой конвекции. Оценки числа Рэлея Ra , определяющего интенсивность конвекции, для параметров в этой области дают значения существенно выше критического Ra_c . Несмотря на то что вклад от выделения тепла короткоживущих радиоизотопов после первых миллионов лет становится несущественным, с ростом протопланеты за счет сжатия и, соответственно, увеличения плотности, продолжает увеличиваться и температура в центральной части. Поэтому при достаточно высоких концентрациях ^{60}Fe даже к концу аккумуляции ядра Земли в центральной части может сохраняться тепловая конвекция. Наличие тепловой конвекции в этой области может служить механизмом для реализации МГД-динамо в протопланете, т. е. иметь собственное магнитное поле. Это предположение подкрепляется тем, что за последнее время становится все более очевидным, что некоторые крупные (размером 100 км и более) астероиды были способны генерировать собственные магнитные поля на ранних этапах своей истории (Weiss et al., 2008; Tarduno et al., 2012; Bryson et al., 2015).

При дальнейшем росте (второй интервал) вклад от короткоживущих элементов становится несущественным, а от долгоживущих изотопов ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th и ^{40}K вклад становится существенным только на поздних стадиях формирования Земли, уже после выделения ядра (Сергеев, 2017). Через время порядка 20 млн лет и при достижении размеров

протопланеты около 1800 км (см. рис. 1в) проплавленным, помимо центральной области, оказывается и внешний слой. При этом температура на поверхности выше, чем на глубинах, т. е. отрицательный температурный градиент и классическая тепловая конвекция Рэлея-Бенара невозможны.

Когда столкновения планетезималей с протопланетой становятся более упругими и меньшая доля кинетической энергии уходит на разогрев, внешняя граница успевает остыть. К концу формирования ядра Земли (см. рис. 1г) в достаточно тонком слое (третий интервал) формируется слой с положительным температурным градиентом, и в нем возможно возникновение тепловой конвекции.

Реализация свободной тепловой конвекции может служить ответом на следующий фундаментальный вопрос: когда возникло магнитное поле Земли? Возникло оно на ранних этапах формирования или уже позже, когда уже окончательно разделились резервуары ядра и мантии? По палеомагнитным данным достоверно известно о существовании устойчивого магнитного поля порядка 3.5 млрд лет (Nimmo, 2015). В работе (Tarduno et al., 2015) сообщается о полной векторной палеонапряженности измерения архейских и катархеских цирконов, содержащих магнитные включения из конгломератов Джек Хиллс (Западная Австралия) с возрастом от 3.3 до 4.2 млрд лет. Вопрос о возрасте существования магнитного поля у Земли (геодинамо) важен для понимания эволюции ядра, атмосферы и жизни на Земле.

ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как следует из приведенного анализа, в центральной части формирующегося ядра возникают условия для генерации магнитного поля. Подобные условия создаются и во внешнем достаточно узком слое к концу формирования ядра. В нашей модели период формирования ядра составляет порядка 45 млн лет. Этот период по порядку величин согласуется с другими оценками возраста ядра. Например, в работе (Костицын, 2012) на основе Hf-W изотопной системы приводятся оценки формирования ядра в течение около 34 млн лет. Эти результаты получены на основе данных о степени обедненности мантии Земли вольфрамом W в сравнении с хондритами. В этой же работе оценки, основанные на U-Pb изотопной системе, дают значительно большее среднее время формирования ядра – около 120 млн лет. Различия в значениях модельного возраста в Hf-W и U-Pb изотопных системах, по мнению автора, определенно указывают, что процесс формирования ядра Земли происходил в промежутке между этими оценками.

За период формирования ядра межпланетное магнитное поле могло достаточно сильно ослабнуть, чтобы стать “затравочным” для запуска ме-

ханизма МГД-динамо в ядре. Сохранившийся процесс поддержания магнитного поля в центральной части может стать “запуском” для МГД-динамо во внешнем слое формирующегося ядра Земли. Численные реализации поддержания магнитного поля в слое, соответствующем внешнему жидкому ядру Земли, обычно проводятся для современных размеров с аспектным отношением $\eta = R_i / R_o = 0.35$ (где R_i и R_o соответственно внутренний и внешний радиусы слоя). Главной особенностью является то, что как наблюдаемое магнитное поле на поверхности Земли, так и полученное поле при численном моделировании являются преимущественно дипольными (Roberts, Glatzmaier, 2000; Christensen et al., 2001).

В работе (Roberts, Glatzmaier, 2001) рассматриваются модели геодинамо с различными аспектными отношениями η , т. е. для различных размеров внутреннего ядра. С увеличением внутреннего ядра аспектное отношение η увеличивается. Так, для варианта модели с $\eta = 0.7$ уменьшается вклад дипольной составляющей магнитного поля по сравнению с другими мультипольными компонентами. Как следует из нашей численной модели, внешний слой, где создаются условия для свободной тепловой конвекции, имеет размеры с $\eta = 0.8–0.85$ (см. рис. 1г).

Среди планет и спутников Солнечной системы, обладающих собственным магнитным полем, только поля Урана и Нептуна имеют недипольную структуру. Это объясняется тем, что механизм генерации магнитного поля на этих планетах реализуется в достаточно тонком внешнем слое с аспектным отношением порядка $\eta = 0.7–0.8$ (Stanley, Bloxham, 2006). Поэтому следует ожидать, что и во внешнем тонком слое формирующегося ядра Земли, при реализации условий для МГД-динамо, магнитное поле, скорее всего, имело не дипольную структуру. Такая структура конвекции и магнитного поля, возможно, сохранялась довольно длительное время, пока ядро полностью не прогрелось за счет продолжающегося процесса аккумуляции Земли, выделения тепла от долгоживущих радиоактивных изотопов и плотностной дифференциации. Хорошим подтверждением раннего магнитного поля Земли была бы находка метеоритов с остаточной намагниченностью порядка первых десятков миллионов лет.

Кроме этого, в растущей Земле, тепловая конвекция могла возникать и в локальных областях при столкновении с большими планетезималями (макроимпакты). Между тем высокая концентрация изотопа железа ^{60}Fe на ранних этапах формирования Солнечной системы обеспечит и более протяженную по радиусу зону проплавления в планетезималях, что, в свою очередь, обеспечит более эффективное выделение тепла при аккумуляции Земли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антипин А.Н. (2015) Модель трехмерного распределения температуры при аккумуляции Земли с учетом адиабатического сжатия и случайного распределения падающих тел. *Мониторинг. Наука и технологии*, **4**, 6–20.
- Анфилогов В.Н., Хачай Ю.В. (2005) Возможный вариант дифференциации вещества на начальном этапе формирования Земли. *Докл. АН*, **403**(6), 803–806.
- Анфилогов В.Н., Хачай Ю.В. (2012) Дифференциация вещества мантии в процессе аккумуляции Земли и формирование первичной земной коры. *Литосфера*, **6**, 3–13.
- Анфилогов В.Н., Хачай Ю.В. (2013) Эволюция ядра и силикатных оболочек в процессе гетерогенной аккумуляции Земли. *Литосфера*, **4**, 146–153.
- Костицын Ю.А. (2012) Возраст земного ядра по изотопным данным: согласование Hf–W и U–Pb систем. *Геохимия*, **6**, 531–554.
- Любимова Е.А. (1968) Термика Земли и Луны. М.: Наука, 280 с.
- Сафронов В.С. (1969) Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 168 с.
- Сергеев В.Н. (2017) Радиогенное тепло Земли в период ее роста. *Динамические процессы в геосферах. Сб. науч. тр. ИДГ РАН*. Москва: Графитекс, **9**, 93–98.
- Стейси Ф. (1972) Физика Земли. М.: Мир, 342 с.
- Хачай Ю.В., Анфилогов В.Н., Антипин А.Н. (2015) Механизмы конвекции в растущем ядре Земли и их проявление в остаточной намагниченности земных метеоритов. *Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Мат-лы конф. Восьмые науч. чт. Ю.П. Булашевича*. Екатеринбург, 350–353.
- Agnor C.B., Canup R.M., Levinson H.F. (1999) On the character and consequences of large impacts in the late stage of terrestrial planet formation. *Icarus*, **142**(1), 219–237.
- Anfilogov V.N., Khachay Yu. (2015) Some Aspects of the Formation of the Solar System. Springer, Cham, Heidelberg, N. Y., Dordrecht, London. Springer, 75 p.
- Bryson J.F.J., Nichols C.I.O., Herrero-Albillos J., Kronast F., Kasama T., Alimadadi H., V. der Laan G., Nimmo F., Harrison R.J. (2015) Long-lived magnetism from solidification-driven convection on the Pallasite parent body. *Nature*, **517**, 472–475.
- Christensen U.R., Aubert J., Cardin P., Dormy E., Gibbons S., Glatzmaier G.A., Grote E., Honkura Y., Jones C., Kono M., Matsushima M., Sakuraba A., Takahashi F., Tilgner A., Wicht J., Zhang K. (2001) A numerical dynamo benchmark. *Phy. Earth Planet. Inter.*, **128**, 25–34.
- Merk R., Breuer D., Spohn T. (2002) Numerical modeling of 26 Al-induced radioactive melting of asteroids considering accretion. *Icarus*, **159**(1), 183–191.
- Nimmo F. (2015) Thermal and Compositional Evolution of the Core. *Treatise on Geophysics. 2nd Ed. Editors-in-Chief: G. Schubert. Elsevier*, **9. Evolution of the Earth**, 201–219.
- Quitté G., Latkoczy C., Halliday A.N., Schönbachler M., Günther D. (2005) Iron-60 in the Eucrite parent body and the initial $^{60}\text{Fe}/^{56}\text{Fe}$ of the solar system. *LPSC-XXXVI. Abstract*, 1827.
- Roberts P.H., Glatzmaier G.A. (2000) Geodynamo theory and simulations. *Rev. Modern Phys.*, **72**(4), 1081–1123.
- Roberts P.H., Glatzmaier G.A. (2001) The geodynamo, past, present and future. *Geophys. Astrophys. Fluid Dynamics*, **94**, 47–84.

- Scheinberg A., Fu R.R., Elkins-Tanton L.T., Weiss B.P. (2015) Asteroid differentiation: Melting and large-scale structure. *Asteroids IV* (P. Michel et al., eds), 533-552.
- Stanley S., Bloxham J. (2006) Numerical dynamo models of Uranus' and Neptune's magnetic fields. *Icarus*, **184**, 556-572.
- Tang H., Dauphas N. Abundance, distribution, and origin of ^{60}Fe in the solar protoplanetary Disk. (2012) *Earth Planet. Sci. Lett.*, **359-360**, 248-263.
- Tarduno A.J., Cottrell R.D., Nimmo F., Hopkins J., Voronov J., Erickson A., Blackman E., Scott E.R.D., McKinley R. (2012) Evidence for a Dynamo in the Main Group Pallasite Parent Body. *Science*, **338**, 939-942.
- Tarduno A.J., Cottrell R.D., William J., Davis W.J., Nimmo F., Bono R.K. (2015) A Hadean to Paleoarchean geodynamo recorded by single zircon crystals. *Sciences*, **349**, 521-524.
- Wadhwa M.G., Srinivasan G., Carlson R.W. (2006) Timescales of Planetesimal Differentiation in the Early Solar System. *Meteorites and the Early Solar System II*. (Eds D.S. Lauretta, H.Y. McSween), 715-736.
- Walter M.J., Trønnes R.G. (2004) Early earth differentiation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **225**(3), 253-269.
- Weiss B.P., Berdahl J.S., Elkins-Tanton L., Stanley S., Lima E.A., Carporzen L. (2008) Magnetism on the angrite parent body and the early differentiation of planetesimals. *Science*, **322**, 713-716.
- Agner C.B., Canup R.M., Levinson H.F. (1999) On the character and consequences of large impacts in the late stage of terrestrial planet formation. *Icarus*, **142**(1), 219-237.
- Anfilogov V.N., Khachai Yu.V. (2005) Possible variant of matter differentiation at the initial stage of the formation of the Earth. *Dokl. Akad. Nauk*, **403**(6), 803-806. (In Russian)
- Anfilogov V.N., Khachai Yu.V. (2012) Differentiation of mantle matter in the process of accumulation of the Earth and the formation of the primary crust. *Litosfera*, **6**, 3-13. (In Russian)
- Anfilogov V.N., Khachai Yu.V. (2013) Evolution of the core and silicate shells in the process of heterogeneous accumulation of the Earth. *Litosfera*, **4**, 146-153. (In Russian)
- Anfilogov V.N., Khachai Yu.V. (2015) Some Aspects of the Formation of the Solar System. Springer, Cham, Heidelberg, N. Y., Dordrecht, London. Springer, 75 p.
- Antipin A.N. (2015) Model of the three-dimensional temperature distribution during the accumulation of the Earth taking into account the adiabatic compression and the random distribution of falling bodies. *Monitoring. Nauka i Tekhnologii*, (4), 6-20. (In Russian)
- Bryson J.F.J., Nichols C.I.O., Herrero-Albillos J., Kronast F., Kasama T., Alimadadi H., V. der Laan G., Nimmo F., Harrison R.J. (2015) Long-lived magnetism from solidification-driven convection on the Pallasite parent body. *Nature*, **517**, 472-475.
- Christensen U.R., Aubert J., Cardin P., Dormy E., Gibbons S., Glatzmaier G.A., Grote E., Honkura Y., Jones C., Kono M., Matsushima M., Sakuraba A., Takahashi F., Tilgner A., Wicht J., Zhang K. (2001) A numerical dynamo benchmark. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **128**, 25-34.
- Khachai Yu.V., Anfilogov V.N., Antipin A.N. (2015) Mechanisms of convection in the growing core of the Earth and their manifestation in the remanent magnetization of terrestrial meteorites. *Deep structure, geodynamics, thermal field of the Earth, interpretation of geophysical fields. Proceedings of the conference. 8-th scientific readings by Yu.P. Bulashevich*. Ekaterinburg, 350-353. (In Russian)
- Kostitsyn Yu.A. (2012) Isotopic age of the Earth's core: agreement of the Hf-W and U-Pb systems. *Geokhimiya*, (6), 531-554. (In Russian)
- Lyubimova E.A. (1968) Thermics of the Earth and Moon. Moscow, Nauka Publ., 279 p. (In Russian)
- Merk R., Breuer D., Spohn T. (2002) Numerical modeling of ^{26}Al -induced radioactive melting of asteroids considering accretion. *Icarus*, **159**(1), 183-191.
- Nimmo F. (2015) Thermal and Compositional Evolution of the Core. *Treatise on Geophysics. 2nd Ed. Editors-in-Chief: G. Schubert. Elsevier*, **9**, Evolution of the Earth, 201-219.
- Quitté G., Latkoczy C., Halliday A.N., Schönbächler M., Günther D. (2005) Iron-60 in the Eucrite parent body and the initial $^{60}\text{Fe}/^{56}\text{Fe}$ of the solar system. *LPSC-XXXVI. Abstract*, 1827.
- Roberts P.H., Glatzmaier G.A. (2000) Geodynamo theory and simulations. *Rev. Modern Phys.*, **72**(4), 1081-1123.
- Roberts P.H., Glatzmaier G.A. (2001) The geodynamo, past, present and future. *Geophys. Astrophys. Fluid Dynam.*, **94**, 47-84.
- Safronov V.S. (1969) Evolution of the preplanetary cloud and the formation of the Earth and planets. Moscow, Izd-vo Akad. Nauk SSSR, 168 p. (In Russian)
- Scheinberg A., Fu R.R., Elkins-Tanton L.T., Weiss B.P. (2015) Asteroid differentiation: Melting and large-scale structure. *Asteroids IV* (P. Michel et al., eds), 533-552.
- Sergeev V.N. (2017) Radiogenic heat of the Earth during its growth. *Dynamic processes in geospheres. Collection of scientific works of the IDG RAS*. Moscow, Graphitex, **9**, 93-98. (In Russian)
- Stacey F.D. (1969) Physics of the Earth. John Wiley & Sons, N. Y., 324 p.
- Stanley S., Bloxham J. (2006) Numerical dynamo models of Uranus' and Neptune's magnetic fields. *Icarus*, **184**, 556-572.
- Tang H., Dauphas N. (2012) Abundance, distribution, and origin of ^{60}Fe in the solar protoplanetary Disk. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **359-360**, 248-263.
- Tarduno A.J., Cottrell R.D., Nimmo F., Hopkins J., Voronov J., Erickson A., Blackman E., Scott E.R.D., McKinley R. (2012) Evidence for a Dynamo in the Main Group Pallasite Parent Body. *Science*, **338**, 939-942.
- Tarduno A.J., Cottrell R.D., William J., Davis W.J., Nimmo F., Bono R.K. (2015) A Hadean to Paleoarchean geodynamo recorded by single zircon crystals. *Sciences*, **349**, 521-524.
- Wadhwa M.G., Srinivasan G., Carlson R.W. (2006) Timescales of Planetesimal Differentiation in the Early Solar System. *Meteorites and the Early Solar System II*. (Eds D.S. Lauretta, H.Y. McSween), 715-736.
- Walter M.J., Trønnes R.G. (2004) Early earth differentiation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **225**(3), 253-269.
- Weiss B.P., Berdahl J.S., Elkins-Tanton L., Stanley S., Lima E.A., Carporzen L. (2008) Magnetism on the angrite parent body and the early differentiation of planetesimals. *Science*, **322**, 713-716.

УДК 550.42(571.55)

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-262-272

Петрогеохимическая и изотопная характеристика, связь с магматизмом вольфрамовых месторождений Агинской и Аргунской структурно-формационных зон Восточного Забайкалья

Б. Н. Абрамов¹, В. Ф. Посохов²

¹Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, 672002, г. Чита, ул. Недорезова, 16а, а/я 1032, e-mail: b_abramov@mail.ru

²Геологический институт СО РАН, 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6, e-mail: vitaf1@yandex.ru

Поступила в редакцию 01.03.2021 г., принята к печати 15.03.2021 г.

Объект исследования. Вольфрамовые месторождения Агинской и Аргунской структурно-формационных зон Восточного Забайкалья, их связь с магматизмом, источники и условия формирования. **Методы.** Для определения элементного состава пород применялись рентгенфлуоресцентный метод и стандартный химический анализ; концентрация редкоземельных элементов исследовалась методом сорбционно-атомно-эмиссионного анализа с индуктивно-связанной плазмой. Определение изотопного состава кислорода проводилось с использованием установки MIR 10-30 системы лазерного нагрева с лазером CO₂ мощностью 100 Вт и длиной волны 10.6 мкм в инфракрасной области в присутствии реагента BrF₃ на масс-спектрометре Финниган МАТ 253. Вся аналитическая работа выполнена на базе ЦКП Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН. **Результаты.** Установлено, что Антоновогорское и Букуинское вольфрамовые месторождения связаны с гранитами кукульбейского комплекса, принадлежащими к ильменитовой серии, а руды Спокойнинского месторождения ближе гранитам магнетитовой серии. Выявлена тесная корреляционная связь W с Ta, Nb, Hf и As, свидетельствующая о близких составах рудоносных источников кварц-вольфрамитовых руд вольфрамовых месторождений. **Заключение.** Для Барун-Шивейского, Антоновогорского и Букуинского месторождений рассчитан изотопный состав кислорода во флюиде в равновесии с кварцем продуктивного этапа, что свидетельствует о магматических источниках оруденения.

Ключевые слова: Забайкалье, вольфрамовые месторождения, условия образования, петрогеохимия, изотопы кислорода

Petrogeochemical and isotopic characteristics, connection with magmatism of tungsten deposits of Aginskaya and Argunskaia structural-formation zones of the Eastern Transbaikalia

Bair N. Abramov¹, Viktor F. Posokhov²

¹Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, PO Box 1032, 16a Nedorezova st., Chita 672014, Russia, e-mail: b_abramov@mail.ru

²Geological Institute SB RAS, 6 Sakhyanova st., Ulan-Ude 670047, Russia, e-mail: vitaf1@yandex.ru

Received 01.03.2021, accepted 15.03.2021

Research subject. Tungsten deposits of the Aginsky and Argunsky structural-formation zones in the Eastern Transbaikalia. The aim was to clarify the sources and conditions for the formation of tungsten mineralisation, as well as to clarify a relationship between magmatism and tungsten mineralisation. The conditions of deposit formation were studied using data on the chemical composition of rocks and ores and the oxygen isotopic composition of the ore veins of tungsten deposits. **Methods.** The elemental composition of rocks and ores was determined by the methods of X-ray fluorescence and standard chemical analysis; the concentration of rare-earth elements was determined by sorption-atomic emission analysis with inductively coupled plasma (Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude). The examination of oxygen isotope composition was carried out at the Geological Institute of SB RAS (Ulan-Ude) using a MIR 10-30 system of laser heating with a 100W CO₂ laser

Для цитирования: Абрамов Б.Н., Посохов В.Ф. (2021) Петрогеохимическая и изотопная характеристика, связь с магматизмом вольфрамовых месторождений Агинской и Аргунской структурно-формационных зон Восточного Забайкалья. *Литосфера*, 21(2), 262–272. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-262-272

For citation: Abramov B.N., Posokhov V.F. (2021) Petrogeochemical and isotopic characteristics, connection with magmatism of tungsten deposits of Aginskaya and Argunskaia structural-formation zones of the Eastern Transbaikalia. *Litosfera*, 21(2), 262–272. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-262-272

© Б.Н. Абрамов, В.Ф. Посохов, 2021

and 10.6 microns wavelength in the infrared region in the presence of a BrF_5 reagent (analyst V.F. Posokhov). *Results and conclusions.* It was established that granites in the Kukulbey complex of the Antonovogorsky and Bukukinsky tungsten deposits correspond to granites of an ilmenite series, while the ores in the Spokoininsky deposit are associated with the granites of a magnetite series. A close correlation was established between W with Ta, Nb, Hf and As, indicating similar compositions of ore-bearing sources of the tungsten deposits. For Barun-Shiveinsky, Antonovogorsky and Bukukinsky deposits, the oxygen isotope compositions in the fluid in equilibrium with quartz of the productive stage was calculated, indicating the magmatic sources of mineralisation.

Keywords: Transbaikalia, tungsten deposits, conditions of formation, petrogeochemistry, oxygen isotopes

ВВЕДЕНИЕ

Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья локализованы в олово-вольфрам-редкометалльном поясе Монголо-Забайкальской минерагенической провинции. Значительная часть этих месторождений сосредоточена в Агинской и Аргунской структурно-формационных зонах Восточного Забайкалья (Руженцев, Некрасов, 2009). На территории Восточного Забайкалья эти структуры охватывают бассейны Онона и Шилки. Образование вольфрамовых месторождений связывается с процессами формирования магматических образований кукульбейского комплекса (J_3). Основная задача исследования состоит в выяснении условий формирования, обнаружении связи оруденения с конкретными магматическими образованиями, что имеет большое значение для понимания условий образования подобных месторождений.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, СВЯЗЬ МАГМАТИЗМА С РУДООБРАЗОВАНИЕМ

В Восточном Забайкалье образование вольфрамовых и редкометалльных месторождений связано главным образом с процессами формирования интрузий позднемезозойского кукульбейского комплекса (J_3). Выходы данных интрузий расположены южнее Монголо-Охотского глубинного разлома. В Агинской структурно-формационной зоне отмечается тесная пространственная связь месторождений оловянно-вольфрамово-редкометалльного и уран-золото-полиметаллического рудных поясов с кукульбейским комплексом (рис. 1) (Сырицо и др., 2018).

В составе кукульбейского комплекса выделяют три фазы внедрения. Первая представлена безрудными биотитовыми гранитами. Со второй лейкогранитовой фазой связано образование грейзеновых олововольфрамовых месторождений, с третьей фазой литий-фтористых гранитов – образование редкометалльных танталоносных месторождений (Козлов, 2005). Изотопный возраст гранитов

кукульбейского комплекса попадает в диапазон 150–145 млн лет (J_3) (Козлов, 2011).

Рассмотрим петрогеохимические особенности интрузивных образований, развитых в рудных полях вольфрамовых месторождений. По условиям формирования С. Ишихара (Ishihara, 1977) выделил гранитоиды магнетитовой и ильменитовой серий. Их различия обусловлены глубинными условиями формирования магматических расплавов и режимами кристаллизации. Установлено, что граниты магнетитовой серии кристаллизовались в условиях закрытой системы, а гранитоиды ильменитовой серии – в открытой системе (Валуй и др., 2005). В гранитах магнетитовой серии $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} > 0.5$, а в ильменитовой серии – < 0.5 (Стриха, 2005). На диаграмме $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}-\text{Al}/(2\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$ гранитоиды Антоновогорского и Букукинского вольфрамовых месторождений соответствуют гранитам ильменитовой серии, Спокойнинского месторождения – в основном гранитам магнетитовой серии (рис. 2).

Магматические образования магнетитовой серии образованы при дифференциации океанических расплавов, ильменитовой серии – при контаминации и ассимиляции метаосадков (Валуй и др., 2005). Большинство кислых магматических образований вольфрамовых месторождений соответствуют гранитоидам S-типа, что указывает на их образование в результате частичного плавления осадочных пород (см. рис. 2а) (Ефремова, Стафеев, 1986). Соответствие гранитов вольфрамовых месторождений S-типу подтверждается данными коэффициента глиноземистости $\text{ASI} > 1$, индикаторными отношениями $\text{Eu}/\text{Sm} < 0.2$, указывающими на их формирование в верхней континентальной коре, а также значительную степень дифференциации магматических расплавов Eu/Eu^* (табл. 1). Выявлено, что граниты с четко проявленной отрицательной аномалией европия, образованные в восстановительной обстановке, соответствуют магматическим образованиям ильменитовой серии (Мишин, Романовский, 1992).

Вольфрамоносные граниты кукульбейского комплекса Букукинского и Спокойнинского месторождений характеризуются наличием четких отрицательных европиевых аномалий (см. табл. 1, рис. 3).

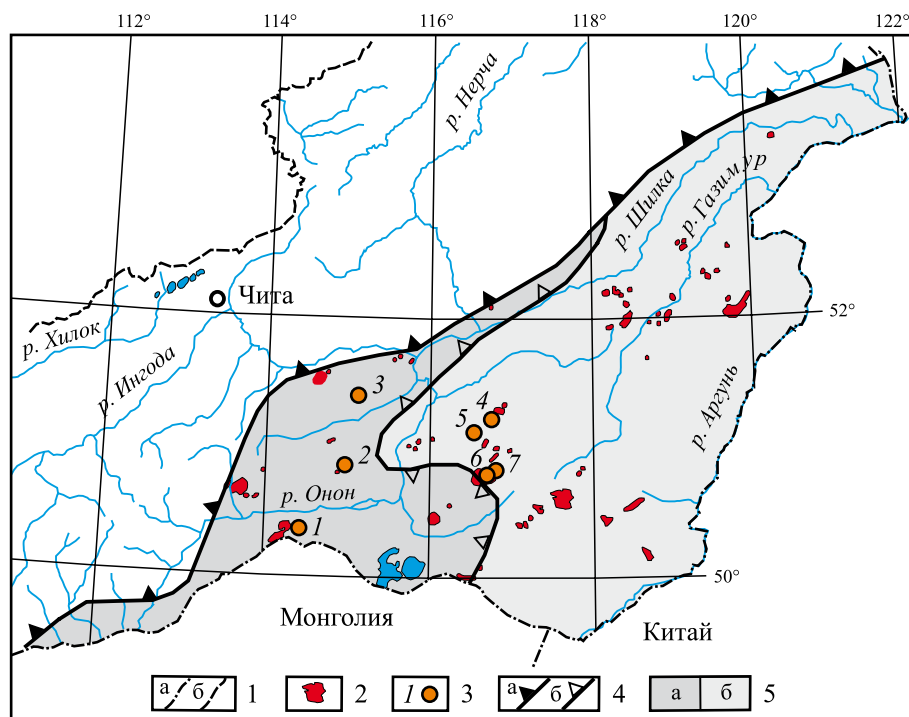


Рис. 1. Схема размещения выходов интрузий кукульбейского интрузивного комплекса (J_3) и вольфрамовых месторождений.

1 – государственные (а) и административные (б) границы; 2 – выходы интрузий кукульбейского комплекса; 3 – вольфрамовые месторождения: 1 – Дедовогорское, 2 – Спокойнинское, 3 – Барун-Шивейское, 4 – Белухинское, 5 – Букукунское, 6 – Антоновогорское, 7 – Арбуйское; 4 – Монголо-Охотская сутура: а – Основная ветвь, б – Ононская ветвь; 5 – структурно-формационные зоны: а – Агинская, б – Аргунская.

Fig. 1. Outline distribute of the intrusions of the Kukulbeya intrusive complex (J_3) and the tungsten deposits.

1 – state (a) and administrative (b) limits; 2 – outputs intrusions Kukulbeya complex; 3 – tungsten deposits: 1 – Dedovich, 2 – Spokoininsko, 3 – Barun-Shiveinskoe, 4 – Belukhinskoe, 5 – Bukukinskoe, 6 – Antonovogorskoe, 7 – Arbuiskoe; 4 – the Mongol-Okhotsk suture: a – Main branch, б – Ononskaya branch; 5 – structure-formation zones: а – Aginskaya, б – Argunskaya.

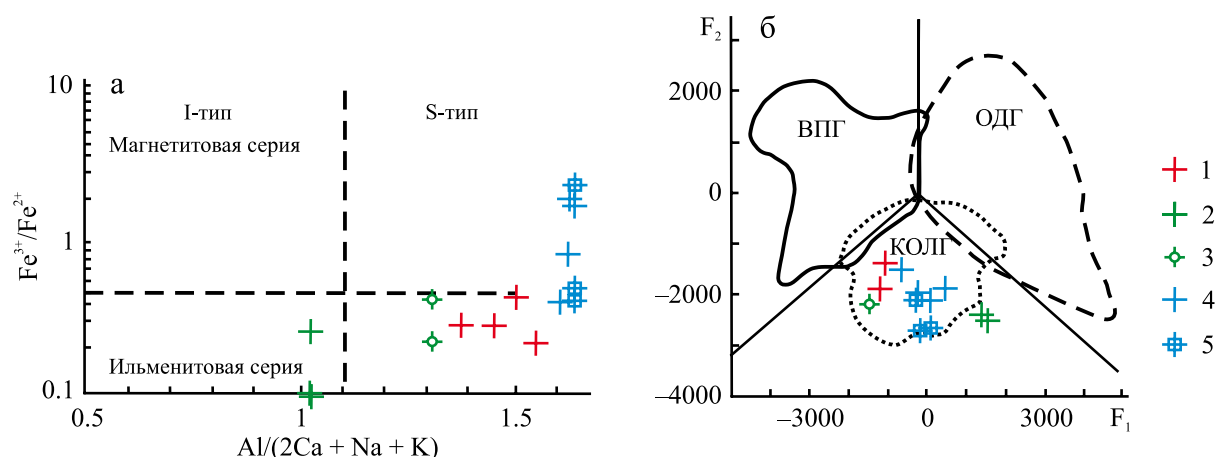


Рис. 2. Дискриминационные диаграммы магматических образований кислого состава.

а – диаграмма $Fe^{+3}/Fe^{+2}-Al/(2Ca + Na + K)$ (Стриха, 2005); б – F_1-F_2 с фигуративными точками внутриплитных (ВПГ), коллизонных (КОЛГ) и субдукционных (ОДГ) гранитов (Великославинский, 2003).
 $F_1 = 196.203SiO_2 + 753.953TiO_2 + 481.96Al_2O_3 + 92.664FeO^* + 521.5MgO + 374.766CaO + 7.571Na_2O - 584.778K_2O + 0.379Ba - 0.339Sr - 0.733Rb - 0.429La - 3.33Ce - 5.242Nd + 10.565Sm - 19823.8$
 $F_2 = 1992.962SiO_2 + 4002.66TiO_2 + 1002.231Al_2O_3 + 1297.136FeO^* + 262.067MgO + 1250.48CaO + 1923.417Na_2O + 1009.287K_2O + 0.3634Ba - 0.325Sr - 0.701Rb + 0.8015La + 3.347Ce + 2.68Nd + 10.11Sm - 126860.0$

1 – граниты кукульбейского комплекса Антоновогорского месторождения, 2 – граниты кукульбейского комплекса Букукинского месторождения, 3 – кварцевые порфиры (дайки) Букукинского месторождения, 4 – граниты кукульбейского комплекса Спокойнинского месторождения, 5 – кварцевые порфиры Спокойнинского месторождения.

Fig. 2. Discrimination diagrams of magmatic formations of acidic composition.

a – diagram $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+2}-\text{Al}/(2\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$ (Strikha, 2005); б – F_1-F_2 with figurative points of intraplate (IDG), collisional (COLG) and subduction (ODG) granites (Velikoslavinsky, 2003).

$F_1 = 196.203\text{SiO}_2 + 753.953\text{TiO}_2 + 481.96\text{Al}_2\text{O}_3 + 92.664\text{FeO}^* + 521.5\text{MgO} + 374.766\text{CaO} + 7.571\text{Na}_2\text{O} - 584.778\text{K}_2\text{O} + 0.379\text{Ba} - 0.339\text{Sr} - 0.733\text{Rb} - 0.429\text{La} - 3.33\text{Ce} - 5.242\text{Nd} + 10.565\text{Sm} - 19823.8$.

$F_2 = 1992.962\text{SiO}_2 + 4002.66\text{TiO}_2 + 1002.231\text{Al}_2\text{O}_3 + 1297.136\text{FeO}^* + 262.067\text{MgO} + 1250.48\text{CaO} + 1923.417\text{Na}_2\text{O} + 1009.287\text{K}_2\text{O} + 0.3634\text{Ba} - 0.325\text{Sr} - 0.701\text{Rb} + 0.8015\text{La} + 3.347\text{Ce} + 2.68\text{Nd} + 10.11\text{Sm} - 126860.0$.

1 – granites of the Kukulbey complex of Antonovogorsky deposit, 2 – granites of the Kukulbey complex of Bukukinsky deposit, 3 – quartz porphyries (dikes) of Bukukinsky deposit, 4 – granites of Kukulbey complex of Spokoininsky deposit, 5 – quartz porphyries of Spokoininsky deposit.

Геодинамические обстановки Восточного Забайкалья в мезозойский период связаны с продвижением Сибирского континента на структуры Монголо-Охотского океанического бассейна (Зорин и др., 1998). Установлено, что внутренние зоны вулканических поясов (по отношению к океану) сложены магматическими образованиями магнетитовой серии, внешние зоны – ильменитовой серии (Ishihara, Sasaki, 1989; Мишин, Романовский, 1992). Магматические образования вольфрамовых месторождений в основном соответствуют породам ильменитовой серии (Ishihara, Sasaki, 1989; Мишин, Романовский, 1992). Геохимические особенности интрузий кислого состава вольфрамовых месторождений отвечают коллизионным образованиям (см. рис. 2б).

Установлено, что потенциальная рудоносность гранитов определяется возможностями концентрирования рудных элементов в остаточных магматических очагах, условиями дегазации на различных этапах кристаллизационной дифференциации магм (Таусон, 1977), окислительно-восстановительными обстановками их образования (Ishihara, 1977), размерами и глубиной формирования интрузивных образований, геохимическим типом магм и тектоническими обстановками в периоды формирования интрузий (Спиридонов и др., 2006).

Известно, что рудная специализация гранитных комплексов находит отражение в петрохимических и геохимических показателях гранитоидов. Рассмотрим рудную специализацию мезозойских интрузивных образований, развитых в рудных полях вольфрамовых месторождений. Для выявления принадлежности интрузивных образований вольфрамовых месторождений к тренду вольфрамоносных интрузий использована диаграмма Л.С. Бородина (2004). Анализ распределения значений петрогенных компонентов магматических образований Антоновогорского и Букукинского вольфрамовых месторождений на бинарной диаграмме $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}-\text{As}$ указывает на их размещение в основном в поле известково-субщелочных гранитов и некоторую совмещенность с трендом вольфрамоносных интрузий. Магматические образования района

Спокойнинского вольфрамового месторождения размещены в поле субщелочных и щелочных гранитов и лейкогранитов и имеют четкое пространственное соответствие тренду редкометалльных интрузий (рис. 4).

Это объясняется особенностью геологического строения Орловско-Спокойнинского рудного узла. Здесь сателлитами Хангилайского безрудного гранитного массива являются Орловский редкометалльный и Спокойнинский вольфрамоносный массивы, имеющие одинаковые временные интервалы формирования, что предполагает определенную генетическую связь W с Li-F гранитами (Сырица и др., 2018).

Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья имеют тесную пространственную связь с выходами гранитов кукульбейского комплекса. В Спокойнинском и Антоновогорском месторождениях они являются рудовмещающими. Исключение составляет Барун-Шивеевское месторождение. Характерной особенностью геологического строения месторождения является отсутствие магматических образований.

Формирование вольфрамового оруденения на месторождениях Восточного Забайкалья проходило в несколько стадий. Так, на Букукинском, Антоновогорском и Белухинском месторождениях выделяются в основном три стадии оруденения: первая – кварц-вольфрамитовая, вторая – кварц-сульфидная, третья – стадия халцедоновидного кварца (Смирнов, 1978). На Спокойнинском месторождении выделяются два основных типа оруденения. Ранняя стадия представлена вольфрамоносными и бериллиевыми грейзенами в апикальной части Спокойнинского массива, поздняя – кварц-вольфрамитовыми жилами. Наличие нескольких стадий оруденения свидетельствует о пульсирующем характере формирования рудоносных растворов.

Корреляционный анализ кварц-вольфрамитовых руд вольфрамовых месторождений Забайкалья выявил тесную связь вольфрама с рядом одних и тех же элементов (табл. 2). Установлена тесная корреляционная связь W с Ta, Nb, Hf и As. Эти данные

Таблица 1. Химический состав интрузивных образований вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья**Table 1.** Chemical composition of intrusive formations of tungsten deposits in Eastern Transbaikalia

Компонент	900	901	902	903	915	916	942	943	944	951	962	973
SiO ₂	78.40	72.00	72.50	79.80	78.30	71.70	66.80	63.20	66.90	70.90	73.80	69.80
TiO ₂	0.12	0.44	0.44	0.11	0.11	0.53	0.48	0.58	0.46	0.38	0.09	0.29
Al ₂ O ₃	11.80	13.80	13.70	11.16	11.60	13.50	14.90	1.07	14.90	14.20	13.80	14.90
Fe ₂ O ₃	0.23	0.60	0.95	0.14	0.29	2.88	0.21	1.07	0.20	3.85	1.20	0.55
FeO	0.46	2.47	2.43	0.50	0.42	0.53	2.90	4.03	2.69	0.23	0.46	1.17
MnO	0.01	0.05	0.05	0.01	0.01	0.07	0.07	0.16	0.06	0.07	0.04	0.14
MgO	0.11	0.94	0.87	0.10	0.09	0.92	2.92	4.32	2.64	0.78	0.25	0.57
CaO	0.25	0.82	0.73	0.38	0.42	0.44	3.25	3.57	3.41	0.82	1.21	1.70
Na ₂ O ₃	3.09	3.10	2.97	3.04	3.27	0.27	4.45	3.90	4.52	0.22	3.76	1.96
K ₂ O	4.09	3.18	3.14	3.84	4.22	5.95	3.26	2.71	3.37	4.65	4.05	5.97
P ₂ O ₅	0.10	0.17	0.17	0.08	0.09	0.50	0.16	0.20	0.17	0.19	0.13	<0.10
П.п.п.	0.81	1.81	1.67	0.90	0.77	3.04	0.88	1.57	0.66	3.65	0.77	2.39
Σ	99.47	99.38	99.63	100.5	99.59	99.73	100.2	99.61	99.98	99.94	99.56	99.44
Zn	78	54	83	107	141	72	101	358	141	52	89	173
Hf	2.6	3.9	6.5	2.4	2.7	7.4	1.7	1.8	5.3	5.8	2.0	0.9
Ta	9.5	3.0	5.8	8.3	11.8	2.4	3.3	3.6	3.7	6.7	15.7	7.8
W	270	100	580	270	345	225	192	195	122	206	122	644
As	15	16	13	19	17	3100	8	12	12	100	14	100
Pb	28	20	22	29	32	8	21	22	43	103	29	81
Th	32	24	25	32	32	28	26	26	25	28	34	24
U	17	2.6	2.7	20	18	5	4	4.8	5	3.5	26	8
Rb	389	125	146	392	389	861	131	317	116	565	544	581
Sr	27	190	175	27	31	72	680	673	651	25	208	282
Zr	50	177	197	54	47	228	125	133	131	170	54	125
Nb	30	11	11	39	35	17	8.2	8.8	8.3	15	40	9.0
Ba	46	617	613	47	38	540	641	553	746	371	126	1170
La	21.1	28.4	29.0	17.8	—	33.1	27.0	34.6	27.4	32.0	20.0	27.1
Ce	35.4	51.0	50.0	39.6	—	66.5	52.0	71.3	55.4	63.9	39.8	55.5
Pr	3.9	5.2	5.4	3.4	—	8.0	4.4	6.9	5.2	6.0	3.9	6.0
Nd	13.5	21.9	21.7	11.8	—	29.2	21.0	28.7	22.1	25.5	15.5	20.8
Sm	3.9	4.8	4.7	3.4	—	6.2	4.1	5.7	4.45	4.9	3.65	4.2
Eu	0.13	0.85	0.84	0.1	—	0.97	0.96	1.25	0.98	0.65	0.28	0.90
Gd	3.6	4.0	3.9	3.5	—	4.5	2.3	3.1	2.4	2.3	2.9	2.8
Tb	0.8	0.69	0.60	0.72	—	0.64	<0.5	0.51	<0.5	<0.5	0.65	<0.5
Dy	4.0	3.3	3.3	3.8	—	4.3	1.6	2.4	1.9	2.65	4.25	1.8
Ho	0.8	0.66	0.62	0.74	—	0.96	<0.5	0.57	0.47	<0.5	0.92	<0.5
Er	2.7	2.1	2.1	2.6	—	2.9	1.0	1.3	1.0	1.5	3.0	0.79
Tm	0.46	0.30	<0.3	0.35	—	0.47	<0.3	<0.3	<0.3	0.3	0.51	<0.3
Yb	3.0	2.3	2.2	2.9	—	2.9	0.8	1.1	0.88	1.4	3.25	0.68
Lu	0.33	0.27	0.25	0.31	—	0.33	<0.15	0.15	<0.15	0.19	0.32	<0.15
Y	29.5	22.1	22.7	29.8	—	28.2	11.0	15.7	10.5	18.65	32.65	9.9
ΣTR	123.1	147.9	147.3	120.8	—	189.2	126.1	183.2	132.7	159.9	131.6	130.5
(La/Yb) _n	4.88	8.56	9.15	4.26	—	7.92	23.39	21.79	22.94	15.87	4.26	27.76
Eu/Eu*	0.11	0.73	0.60	—	—	0.56	0.95	0.70	0.92	0.58	0.26	0.80
Eu/Sm	0.03	0.18	0.18	—	—	0.16	0.23	0.22	0.22	0.13	0.08	0.21
Rb/Sr	14.41	0.66	0.83	12.55	—	11.96	0.19	0.47	0.18	22.6	2.61	2.06
ASI	2.97	1.37	1.42	2.75	2.65	1.77	0.88	0.90	0.97	4.79	2.11	1.16

Примечание. Номера проб. **Антоновогорское месторождение:** 900, 903, 915, 916 – граниты кукульбейского комплекса (J₂₋₃), 901, 902 – дайки диоритовых порфиров. **Букуинское месторождение:** 942, 943, 944 – гранодиориты шахтаминского комплекса (J₂₋₃), 951, 962 – дайки кварцевых порфиров, 973, 975 – граниты шахтаминского комплекса (J₂₋₃). **Спокойнинское месторождение:** 439, 443, 444, 457, 457-1, 458 – граниты кукульбейского комплекса (J₂₋₃), 454, 454-1, 455 – дайки гранит-порфиров, 456, 456-1 – дайки лампрофиров. ASI = Al₂O₃/(Na₂O + K₂O + CaO) в молекулярных количествах (Ефремова, Стафеев, 1986). Eu/Eu* = Eu_N/(Sm_N · Gd_N)^{1/2}. Прочерк – нет данных.

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Компонент	975	439	443	454	454-1	455	456	456-1	457	457-1	458
SiO ₂	73.50	75.5	75.00	74.60	75.10	74.60	51.00	48.00	76.00	77.00	76.60
TiO ₂	0.21	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	2.01	2.28	0.07	0.07	0.06
Al ₂ O ₃	13.10	14.00	14.10	14.20	14.20	14.40	13.90	14.50	13.70	13.40	13.60
Fe ₂ O ₃	0.25	0.19	0.60	0.24	0.58	0.27	1.13	1.38	0.37	0.51	0.15
FeO	1.14	0.40	0.24	0.56	0.24	0.52	11.20	11.92	0.44	0.28	0.56
MnO	0.04	0.14	0.31	0.26	0.28	0.26	0.26	0.30	0.01	0.01	0.01
MgO	0.43	0.10	0.10	0.12	0.10	0.12	6.76	7.24	0.15	0.10	0.12
CaO	1.18	0.47	0.47	0.42	0.39	0.39	9.11	8.68	0.22	0.20	0.11
Na ₂ O ₃	2.87	4.76	4.69	4.60	4.43	4.60	2.14	2.80	3.82	3.49	3.83
K ₂ O	4.79	2.82	2.88	3.14	3.10	3.17	0.26	0.36	4.25	4.19	4.06
P ₂ O ₅	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	0.20	0.21	<0.10	<0.10	<0.10
П.п.п.	1.85	0.82	0.93	1.12	0.95	1.10	2.10	2.54	0.79	0.85	0.94
Σ	99.36	99.23	99.35	99.29	99.40	99.46	100.1	100.2	99.82	100.1	100.0
Zn	106	22	221	26	24	24	118	133	23	22	21
Hf	0.7	4.7	5.5	—	3.6	—	—	4.7	—	3.8	—
Ta	6.5	7.2	19.3	26	25.9	24	—	—	8.3	8.4	8.2
W	215	1870	2507	745	509	346	36	—	211	217	210
As	15	66	148	31	15	15	24	28	7	10	15
Pb	41	13	150	30	24	24	13	22	30	36	22
Th	32	5.8	9	9	8.3	6.7	—	—	23	25	—
U	4	5.5	17	10	10	12	5.4	5.4	16	16	—
Rb	201	302	323	390	375	391	14	20	421	424	—
Sr	214	58	63	51	54	54	16	513	34	30	—
Zr	129	40	41	75	48	77	138	147	98	110	—
Nb	9.5	33	39	68	73	67	5.4	6.4	40	34	—
Ba	836	60	24	10	20	20	16	11	55	49	67
La	26.7	4.68	6	6.20	5.81	8.58	4.03	4.19	10.2	11.0	9.88
Ce	51.6	8.95	11.4	10.9	12.2	13.4	13.5	14.2	24.6	26.2	21.6
Pr	6.0	1.00	1.10	1.10	1.15	1.25	2.30	2.50	3.20	3.37	2.80
Nd	19.1	4.21	5.35	4.71	4.89	5.12	13.9	14.8	14.9	15.3	14.7
Sm	3.8	1.00	1.60	1.37	1.60	1.50	5.15	5.50	5.09	5.52	5.19
Eu	0.66	0.20	0.26	0.20	0.17	0.16	1.76	1.89	0.24	0.21	0.23
Gd	2.0	1.36	1.79	1.64	1.79	1.65	7.21	7.54	7.94	7.51	7.13
Tb	<0.5	0.20	0.30	0.30	0.25	0.30	1.30	1.46	1.70	1.55	1.45
Dy	2.3	1.33	1.90	1.73	1.73	1.70	8.47	9.79	12.0	10.7	10.0
Ho	<0.5	0.20	0.26	0.18	0.30	0.30	1.84	2.17	2.80	2.49	2.34
Er	1.3	0.74	1.10	0.78	0.80	0.80	5.35	6.20	8.75	7.50	1.04
Tm	<0.3	0.11	0.14	0.10	0.12	0.15	0.76	0.88	1.25	1.10	1.04
Yb	1.15	0.69	0.95	0.53	0.51	0.49	5.32	6.17	8.86	7.45	7.36
Lu	<0.15	0.10	0.14	0.10	0.13	0.12	0.83	0.95	1.27	1.06	1.05
Y	12.15	7.37	11.6	10.0	9.52	9.54	51.8	63.0	94.7	77.4	73.8
ΣTR	126.8	32.14	43.89	39.84	40.97	45.06	123.5	141.2	197.5	178.4	159.6
(La/Yb) _n	16.0	4.77	4.37	8.16	7.90	11.36	0.52	0.47	0.82	1.03	0.93
Eu/Eu*	0.73	0.52	0.47	0.41	0.30	0.31	0.88	0.90	0.11	0.10	0.12
Eu/Sm	0.17	0.20	0.16	0.15	0.11	0.11	0.34	0.34	0.05	0.04	0.04
Rb/Sr	0.94	5.21	5.13	7.64	6.94	7.24	0.87	0.04	12.38	14.13	—
ASI	2.20	2.25	2.30	2.44	2.53	1.23	0.68	0.47	2.91	3.19	3.03

Note. Sample numbers. **Antonovogorsky deposit:** 900, 903, 915, 916 – granites of the Kukulbey complex (J₂₋₃), 901, 902 – dikes of dioritic porphyrites. **Bukukinsky deposit:** 942, 943, 944 – granodiorites of Shakhtaminsky complex (J₂₋₃), 951, 962 – dikes of quartz porphyries, 973, 975 – granites of Shakhtaminsky complex (J₂₋₃). **Spokoininsky deposit:** 439, 443, 444, 457, 457-1, 458 – granites of the Kukulbey complex (J₂₋₃), 454, 454-1, 455 – granite-porphyry dikes, 456, 456-1 – lamprophyre dikes. ASI = Al₂O₃/(Na₂O + K₂O + CaO) in molecular quantities (Efremova, Stafeyev, 1985). Eu_N/(Sm_N · Gd_N)^{1/2}. Dash – no data.

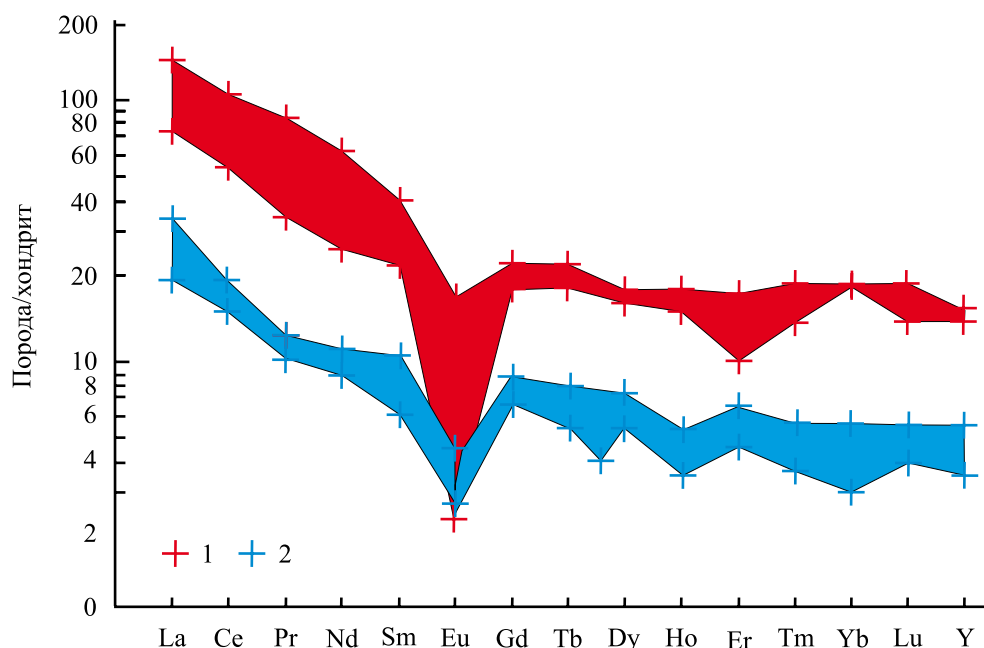


Рис. 3. Спайдер-диаграмма распределения редкоземельных элементов в гранитах кукульбейского комплекса (J_3).

1 – Антоновогорское месторождение, 2 – Спокойнинское месторождение.

Fig. 3. Spider-diagram of rare-earth elements distribution in granites of the Kukulbey complex (J_3).

1 – Antonovogorsky deposit, 2 – Spokoininsky deposit.

свидетельствуют о близких составах рудоносных источников вольфрамовых месторождений. Типоморфной особенностью эндогенного оруденения, связанного с кукульбейским комплексом, является комплексность. Граниты поздних фаз имеют отчетливо редкометалльный характер, выраженный в повышенных концентрациях фтора и редких элементов (Косалс, Темников, 1983).

Для определения изотопного состава кислорода были отобраны образцы кварца из кварцево-вольфрамитовых жил Антоновогорского, Букуинского и Спокойнинского месторождений. Изотопный состав кислорода гидротермального флюида рассчитан в системах кварц–вода по уравнению $\delta^{18}\text{O}_{\text{кварц}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 3.34 (10^6/T^2) - 3.31$, где T – температура по Кельвину (Matsuhisa et al., 1979).

Для Барун-Шивейнского месторождения рассчитанный изотопный состав кислорода во флюиде в равновесии с кварцем продуктивного этапа (150–210°C) (Бергер, 1978) меняется от 6.95 до 12.92‰; для Антоновогорского месторождения (220–285°C) (Редина и др., 2019) – от 2.97 до 6.48‰; для Букуинского – (290–310°C) – от 4.87 до 8.58‰ (табл. 3). Большая часть рассчитанных значений попадает в интервал 5.5–9.5‰, что соответствует водному флюиду магматической природы (Ridley, Diamond, 2000). Значения для флюида ниже $\delta^{18}\text{O}‰ + 6‰$ определены влиянием метеорных вод на заключи-

тельном этапе эволюции рудообразующей системы. Значения, превышающие $\delta^{18}\text{O}‰ + 9.5‰$, обусловлены, по-видимому, взаимодействием рудоносных флюидов с вмещающими породами. При формировании кварц-вольфрамитовых рудных жил активное участие принимали метеорные воды (Борщевский и др., 1980). Наибольшими содержаниями метеорной воды в процессе рудообразования характеризовались руды Антоновогорского месторождения (45–75%), меньшими содержаниями – Букуинского (48–60%) и Барун-Шивейнского месторождения (30–62%).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ, ВЫВОДЫ

Геохимические особенности интрузий кислого состава вольфрамовых месторождений соответствуют коллизионным образованиям (см. рис. 26). Установлено, что гранитоиды Антоновогорского и Букуинского вольфрамовых месторождений соответствуют гранитам ильменитовой серии, Спокойнинского месторождения – в основном гранитам магнетитовой серии. Большинство кислых магматических образований вольфрамовых месторождений соответствуют гранитоидам S-типа. Анализ распределения значений петрогенных компонентов магматических образований Антоновогорского и Букуинского вольфрамовых месторождений

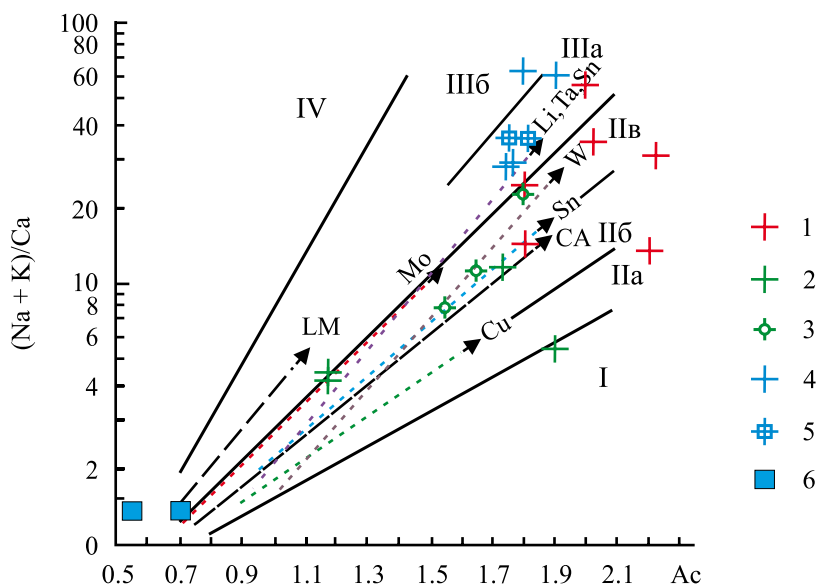


Рис. 4. Диаграмма $(Na + K)/Ca$ – Ac для магматических образований Хапчерангинского оловополиметаллического месторождения с эталонными трендами интрузивных образований (Бородин, 2004).

Квалификационные поля: I – известковое, II – известково-щелочное (IIa – субизвестковистые, IIб – известково-щелочные, IIв – известково-субщелочные граниты); III – субщелочное (IIIa – субщелочные и щелочные граниты и лейкограниты, IIIб – щелочные агапитовые граниты и лейкограниты); IV – щелочное. Эталонные тренды (штриховые линии): CA – главный известково-щелочной, LM – латитовый (монзонитовый). Ac – коэффициент валовой кислотности пород. Эталонные тренды рудогенных гранитоидных формаций (пунктирные линии): Sn – оловянный, Cu – меднопорфировый, Mo-(Cu) – молибденовый, W-(Mo) – вольфрам-молибденовый; Li, Ta, Nb, Sn – литий-тантал-ниобий-оловянный.

1 – граниты кукульбейского комплекса Антоновогорского месторождения, 2 – граниты кукульбейского комплекса Букукинского месторождения, 3 – кварцевые порфиры (дайки) Букукинского месторождения, 4 – граниты кукульбейского комплекса Спокойнинского месторождения, 5 – кварцевые порфиры Спокойнинского месторождения, 6 – лампрофиры (дайки) Спокойнинского месторождения.

Fig. 4. The magmatic formations diagram of $(Na+K)/Ca$ – Ac for Khapcheranginsky tinpolymetallic deposit with reference trends of intrusive formations (Borodin, 2004).

Qualification fields: I – calcareous, II – calcareous-alkaline (IIa – sub-calcareous, IIб – calcareous-alkaline, IIв – calcareous-sub-alkaline granites); III – subalkaline (IIIa – subalkaline and alkaline granites and leucogranites, IIIб – alkaline agpaitic granites and leucogranites); IV – siliceous. Reference trends (dashed lines): CA – main lime-alkaline, LM – latite (monzonite). Ac – coefficient of gross acidity of rocks. Reference trends of ore-formations of granitoid formations (dotted lines): Sn – tin, Cu – copper-porphyrific, Mo-(Cu) – molybdenum, W-(Mo) – tungsten-molybdenum; Li, Ta, Nb, Sn – lithium-tantalum-niobium-tin.

1 – granites of the Kukulbey complex of Antonovogorsky deposit, 2 – granites of the Kukulbey complex of Bukukinsky deposit, 3 – quartz porphyries (dikes) of Bukukinsky deposit, 4 – granites of Kukulbey complex of Spokoininsky deposit, 5 – quartz porphyries of Spokoininsky deposit, 6 – lamprophyres (dikes) of Spokoininsky deposit.

Таблица 2. Корреляционные связи вольфрама с элементами-примесями в кварц-вольфрамитовых жилах вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья

Table 2. Correlations of tungsten with impurity elements in quartz-tungstite veins of tungsten deposits in Eastern Transbaikalia

Месторождение	As	Cu	Hf	Nb	Ta	Hg	Sb	U	Th
Спокойнинское n = 20	–0.01	0.06	0.74	0.86	0.79	–	–0.71	0.08	–0.89
Букукинское n = 12	0.91	–0.27	0.80	0.65	0.63	–	–0.01	0.62	–0.45
Антоновогорское n = 11	0.54	–0.30	–	0.82	0.58	–	0.04	0.58	0.23
Барун-Шивеинское n = 30	0.66	–0.06	0.82	0.79	0.75	–0.02	0.36	–0.21	0.48

Примечание. n – число анализов. Прочерк – нет данных.

Note. n – the number of analyzes. Dash – no data.

Таблица 3. Изотопный состав кислорода и расчетный состав флюида при формировании вольфрамовых месторождений**Table 3.** Oxygen isotope composition and calculated fluid composition in the tungsten deposits formation

Номер проб	Минерал	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW	Доля метеорной воды, %	Минерал	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW	Изотопный состав флюида при разных температурах $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$	
						210°C	150°C
Барун-Шивейнское месторождение							
392	Кварц	22.8	56–71	—	—	11.79	7.45
393	—“—	22.3	53–69	Вольфрамит	21.4	11.32	6.95
394	—“—	22.8	54–69	—	—	11.82	7.45
395	—“—	24.1	56–76	Вольфрамит	–3.8	13.12	8.75
396	—“—	22.9	56–72	—“—	15.8	11.92	7.55
397	—“—	22.3	59–69	—“—	—	11.32	8.35
398	—“—	23.7	64–74	—“—	13.7	12.72	9.85
399	—“—	25.2	54–80	—“—	—	14.22	6.95
400	—“—	21.9	53–68	—“—	14.4	10.92	6.55
403	—“—	19.6	45–60	—“—	—	8.62	4.25
403-1	—“—	20.9	49–65	—“—	21.0	9.92	5.55
405	—“—	23.6	60–74	—	—	12.62	8.55
407	—“—	23.9	60–75	—	—	12.92	8.55
407-1	—“—	23.1	57–72	—	—	12.12	7.75
410	—“—	—		Вольфрамит	8.9	—	—
Спокойнинское месторождение							
451	Кварц	—		Вольфрамит	9.1		
453	—	—		—	4.0		
						285°C	220°C
Антоновогорское месторождение							
906	Кварц	13.6	30–41	Вольфрамит	—	6.18	3.17
909	—	13.4	40–51	—	—	5.96	2.97
939	—	12.9	40–49	—	3.85	5.48	2.47
941	—	13.2	39–50	—	0.70	5.78	2.77
947	—	13.9	42–62	—	—	6.48	3.47
						310°C	290°C
Букукунское месторождение							
947-1	Кварц	12.9	50–52	Вольфрамит	—	6.38	5.67
947-2	—	15.1	57–60	—	2.0	8.58	7.87
947-3	—	13.5	52–54	—	5.59	6.98	6.27
957	—	12.5	48–51	—	–1.76	5.98	5.27
960	—	12.4	48–50	—	—	5.88	5.17
963	—	13.3	51–54	—	5.0	6.78	6.07
967	—	14.2	54–57	—	—	7.68	6.97
970	—	12.1	47–49	—	—	5.58	4.87
979	—	14.5	55–58	—	—	7.98	7.27
986	—	14.9	57–59	—	1.0	8.38	7.67

Примечание. Прочерк – нет данных.

Note. Dash – no data.

на бинарной диаграмме (Na + K)/Ca–As указывает на их размещение в основном в поле известково-субщелочных гранитов и некоторую совмещенность с трендом вольфрамовых интрузий. Магматические образования района Спокойнинского вольфрамового месторождения размещены в поле субщелочных и щелочных гранитов и лейкогранитов и имеют четкое пространственное соответствие

тренду редкометалльных интрузий (см. рис. 3). Корреляционный анализ в кварц-вольфрамитовых рудах вольфрамовых месторождений Забайкалья выявил тесную связь вольфрама с рядом одних и тех же элементов (см. табл. 2). Установлена тесная корреляционная связь W с Ta, Nb, Hf и As. Эти данные свидетельствуют о близких составах рудоносных источников вольфрамовых месторождений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установлено, что граниты кукульбейского комплекса Антоновгорского и Букуинского вольфрамовых месторождений соответствуют гранитам ильменитовой серии, Спокойнинского – в основном гранитам магнетитовой серии. В кварц-вольфрамитовых рудах вольфрамовых месторождений Забайкалья определена тесная корреляционная связь W с Ta, Nb, Hf и As, свидетельствующая о близких составах рудоносных источников вольфрамовых месторождений. Для Барун-Шивеевского, Антоновгорского и Букуинского месторождений рассчитанный изотопный состав кислорода во флюиде в равновесии с кварцем продуктивного этапа свидетельствует о магматических источниках оруденения. Приведенные данные по Восточному Забайкалью можно использовать в качестве поисковых признаков вольфрамовых месторождений. Пространственно такие месторождения тяготеют к магматическим образованиям кукульбейского комплекса, расположенным на некотором удалении от шовной зоны Монголо-Охотской сутуры. Выявлено, что рудоносные гранитоиды кукульбейского комплекса отвечают гранитам S-типа ильменитовой серии и характеризуются значительной степенью дифференциации магматических расплавов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бергер В.И. (1978) Сурьмяные месторождения. Л.: Недра, 286 с.
- Бородин Л.С. (2004) Модельная система петрохимических и металлогенических трендов гранитоидов как система прогноза месторождений Sn, Li, Ta, W, Mo, Cu. *Геология рудн. месторождений*, **46**(1), 1-26.
- Борщевский Ю.А., Апельцин Ф.Р., Борисова С.Л., Гетманская Т.И., Чернов В.С. (1980) Изотопный состав кислорода вольфрамитов из вольфрамовых месторождений различных формационных и генетических типов. *Записки ВМО*, (6), 633-643.
- Валуи Г.А., Моисеенко В.Г., Срижкова А.А., Москаленко Е.Ю. (2005) Генетические аспекты магнетитовых и ильменитовых гранитоидов (на примере Сихотэ-Алиня). *Докл. АН*, **405**(4), 507-510.
- Великославинский С.Д. (2003) Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок. *Петрология*, **11**(4), 363-380.
- Ефремова С.В., Стафеев К.Г. (1986) Петрохимические методы исследования горных пород. Справочное пособие. М.: Недра, 511 с.
- Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Рутштейн И.Г., Зорина Л.Д., Спиридонов А.М. (1998) Геодинамика западной части Монголо-Охотского пояса и тектоническая позиция рудных проявлений золота в Забайкалье. *Геология и геофизика*, **39**(11), 104-112.
- Козлов В.Д. (2005) Геолого-геохимическая очаговая структура и металлогения гранитных рудно-магматических систем Восточного Забайкалья. *Геология и геофизика*, **46**(5), 486-503.

- Козлов В.Д. (2011) Особенности редкоэлементного состава и генезиса гранитоидов шахтаминского и кукульбейского комплексов. *Геология и геофизика*, **52**(5), 676-689.
- Косалс Я.А., Темников Ю.И. (1983) Пегматитоносные гранитоиды Забайкалья. Новосибирск: Наука, 232 с.
- Мишин Л.Ф., Романовский Н.П. (1992) Окислительно-восстановительные обстановки формирования и металлогеническая специализация рудно-магматических систем юга Дальнего Востока. *Тихоокеан. геология*, (6), 31-42.
- Редина А.А., Мокрушников В.П., Редин Ю.О. (2019) Условия формирования и возраст редкометалльного оруденения кукульбейского рудного района Восточного Забайкалья. *Изв. Томского политехнического ун-та. Инжиниринг георесурсов*, **330**(9), 90-102.
- Руженцев С.В., Некрасов Г.Е. (2009) Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс). *Геотектоника*, (1), 39-58.
- Смирнов В.И. (1978) Рудные месторождения СССР. Т. 3. М.: Недра, 496 с.
- Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А. (2006) Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск: Гео, 291 с.
- Стриха В.Е. (2005) Раннеюрские гранитоиды Чагойнского и Шимановского массивов Мамынского блока Амурского супертеррейна (Верхнее Приамурье). *Тихоокеан. геология*, **24**, 66-82.
- Сырицо Л.Ф., Баданина Е.В., Абушкевич В.С., Волкова Е.В., Терехов А.В. (2018) Продуктивность редкометалльных плюмазитовых гранитов и условия образования месторождений вольфрама. *Геология рудн. месторождений*, **60**(1), 38-56.
- Таусон Л.В. (1977) Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 279 с.
- Ishihara S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitoid rocks. *Mining Geol.*, **27**, 293-305.
- Ishihara S., Sasaki A. (1989) Sulfur isotopic ratios of the magnetite-series and ilmenite-series granitoides of the Sierra Nevada batholith – A reconnaissance study. *Geology*, **17**, 788-791.
- Matsuhisa Y., Goldsmith J.R., Clouton R.N. (1979) Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**, 1131-1140.
- Ridley J.R., Diamond L.W. (2000) Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models. *Gold in 2000. SEG Rev.*, **13**, 141-162.

REFERENCES

- Berger V.I. (1978) Antimony deposits. Leningrad, Nedra Publ., 286 p. (In Russian)
- Borodin L.S. (2004) Model system of petrochemical and metallogenic trends of granitoids as a system for prognosis of Sn, Li, Ta, W, Mo, and Cu deposits. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **46**(1), 1-21. (In Russian)
- Borshchevskiy Yu.A., Apel'tsin F.R., Borisova S.L., Getmanskaya T.I., Chernov V.S. (1980) Oxygen isotopic composition of wolframites from tungsten deposits of various formational and genetic types. *Zapiski VMO*, (6), 633-643. (In Russian)
- Efremova S.V., Stafeyev K.G. (1986) Petrochemical me-

- thods for studying rocks. Reference manual. Moscow, Nedra Publ., 511 p. (In Russian)
- Ishihara S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitoid rocks. *Mining Geol.*, **27**, 293-305.
- Ishihara S., Sasaki A. (1989) Sulfur isotopic ratios of the magnetic-series and ilmenite-series granitoids of the Sierra Nevada batholith – A reconnaissance study. *Geology*, **17**, 788-791.
- Kosals Ya.A., Temnikov Yu.I. (1983) Pegmatite-bearing granitoids of Transbaikalia. Novosibirsk, Nauka Publ., 232 p. (In Russian)
- Kozlov V.D. (2005) Geologo-geochemical central structure and metallogeny of granite ore-magmatic systems of Eastern Transbaikalia. *Geol. Geofiz.*, **46**(5), 486-503. (In Russian)
- Kozlov V.D. (2011) Features of the rare-element composition and genesis of granitoids of the Shakhtinsky and Kukulbeyevsky complexes. *Geol. Geofiz.*, **52**(5), 676-689. (In Russian)
- Matsuhisa Y., Goldsmith J.R., Clouton R.N. (1979) Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**, 1131-1140.
- Mishin L.F., Romanovsky N.P. (1992) Redox conditions of formation and metallogenic specialization of ore-magmatic systems of the South of the Far East. *Tikhookean. Geol.*, (6), 31-42. (In Russian)
- Redina A.A., Mokrushnikov V.P., Redin Yu.O. (2019) Conditions of formation and age of rare-metal mineralization in the Kukulbeya ore region of Eastern Transbaikalia. *Izv. Tomskogo politekhnicheskogo in-ta. Inzhiniring georesursov*, **330**(9), 90-102. (In Russian)
- Ridley J.R., Diamond L.W. (2000) Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models. *Gold in 2000. SEG Rev.*, **13**, 141-162.
- Ruzhentsev S.V., Nekrasov G.E. (2009) Tectonics of the Agin zone (Mongol-Okhotsk belt). *Geotektonika*, **43**(1), 34-50. (In Russian)
- Smirnov V.I. (1978) Ore deposits of the USSR. V. 3. Moscow, Nedra Publ., 496 p. (In Russian)
- Spiridonov A.M., Zorina L.D., Kitaev N.A. (2006) Gold-bearing ore-magmatic systems of Transbaikalia. Novosibirsk, Geo Publ., 291 p. (In Russian)
- Strikha V.E. (2005) Early Jurassic granitoids of the Chagoyansky and Shimanovsky massifs of the Mamynsky blocks of the Amur superterrane (Upper Amur region). *Tikhookean. Geol.*, (24), 66-82. (In Russian)
- Syrtsko L.F., Badanina E.V., Abushkevich V.S., Volkova E.V., Terekhov A.V. (2018) Productivity of rare-metal plumasite granites and conditions for the formation of tungsten deposits. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **60**(1), 38-56. (In Russian)
- Tauson L.V. (1977) Geochemical types and potential ore content of granitoids. Moscow, Nedra Publ., 279 p. (In Russian)
- Valui G.A., Moiseenko V.G., Strizhkova A.A., Moskalenko E.Yu. (2005) Genetic aspects of formation magnetite and ilmenite granitoids (on the example of the Sikhotealin). *Dokl. Akad. Nauk*, **405**(4), 507-510. (In Russian)
- Velikoslavinskii S.D. (2003) Geochemical classification of silicicigneous rocks of major geodynamig environments. *Petrology*, **11**(4), 327-342. (In Russian)
- Zorin Yu.A., Belichenko V.G., Rutshtein I.G., Zorina L.D., Spiridonov A.M. (1998) Geodynamics of the western part of the Mongol-Okhotsk belt and the tectonic position of the ore manifestations of gold in Transbaikalia. *Geol. Geofiz.*, **39**(11), 104-112. (In Russian)

УДК 552.1+553.3

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-273-282

Металлические и стеклянные сферулы в рыхлых отложениях истоков реки Пут (Средний Урал)

С. Г. Суставов¹, В. А. Душин¹, И. А. Власов², А. К. Трутнев¹,
Е. А. Жуклин¹, Д. И. Прокопчук¹

¹Уральский государственный горный университет, 620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30,
e-mail: fgg.gpr@m.ursmu.ru

²ОАО “Уралмеханобр”, 620063, г. Екатеринбург, ул. Хохрякова, 87, e-mail: umbr@umbr.ru

Поступила в редакцию 10.07.2020 г., принята к печати 11.11.2020 г.

Объект исследования. В статье рассматриваются экзотические минеральные образования – сферулы (шарики) различного состава и строения, обнаруженные в неогеновых отложениях междуречья рек Пут–Бисерть в пределах восточного крыла Юрюзано–Сылвинской депрессии. **Материалы и методы.** Работа основана на результатах собственных исследований, обобщений анализа доступных данных по подобным образованиям как из современного почвенно–растительного слоя, включая торф и техногенные образования, так и из более древних фанерозойских осадочных, магматических и рудных комплексов. В статье использованы результаты исследований на электронном сканирующем микроскопе “EVO MA 15” фирмы ZEISS с энергодисперсионной приставкой EDS “X-MAX 80” аналитической лаборатории в ОАО “Уралмеханобр”. **Результаты.** Исследовались сферулы трех типов: магнетитового, железохромового состава и оксидов бария и титана, аналогичного стехиометрической формуле санборнита. Поверхность шариков второго типа неоднородна по строению и содержит наросты, отдельные из которых имеют вид уплощенного, квадратного, скелетного кристалла секториального строения. Внутренняя поверхность кристалла имеет мелкоячеистое строение со сложными, вытянутыми ячейками. На периферии кристалла ячейки переходят в полые каналы, указывающие на рост из газовой фазы. По составу секторальный кристалл отвечает твердому раствору между магнетиохромитом и герценитом с примесью никеля, кальция и кремния. У сферул железохромового состава изучена внутренняя микроструктура, имеющая мирмекитовое, двухфазное строение. **Выводы.** Полученные данные свидетельствуют о том, что подобные гетерогенные образования могут быть сформированы только в специфических глубинных флюидонасыщенных высокотемпературных магматических системах и доставлены к поверхности гидротермами по ослабленным тектоническим зонам. Обнаружение этих образований в перекрывающих осадках западного крыла Артинской антиклинали может свидетельствовать о близости крупных флюидоподводящих глубинных структур, контролирующих газопроявление Бухаровское.

Ключевые слова: микросферулы, шарики, осадочные породы, железо-хромовые и магнетитовые частицы, санборнит, Предуральский краевой прогиб

Metallic and glass spherules in the loose deposits of the Put river head (Middle Urals)

Sergey G. Sustavov¹, Vladimir A. Dushin¹, Igor' A. Vlasov², Artem K. Trutnev¹,
Evgeny A. Zhuklin¹, Denis I. Prokopchuk¹

¹Ural State Mining University, 30 Kuibyshev st., Ekaterinburg 620144, Russia, e-mail: fgg.gpr@m.ursmu.ru

²“Uralmechanobr”, 87 Khokhryakov st., Ekaterinburg 620063, Russia, e-mail: umbr@umbr.ru

Received 10.07.2020, accepted 11.11.2020

Research subject. The article examines exotic mineral formations – spherules (balls) of various composition and structure, found in the Neogene sediments of the interfluvium of the Put–Biserter rivers within the eastern wing of the Yurizan–Sylva depression. **Materials and methods.** The work was carried out using the authors' research results, the available data on similar formations both from the modern soil–vegetation layer, including peat and technogenic formations, and from more ancient Phanerozoic sedimentary, magmatic and ore complexes. The article uses the results of studies obtained by a scan-

Для цитирования: Суставов С.Г., Душин В.А., Власов И.А., Трутнев А.К., Жуклин Е.А., Прокопчук Д.И. (2021) Металлические и стеклянные сферулы в рыхлых отложениях истоков реки Пут (Средний Урал). *Литосфера*, 21(2), 273–282. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-273-282

For citation: Sustavov S.G., Dushin V.A., Vlasov I.A., Trutnev A.K., Zhuklin E.A., Prokopchuk D.I. (2021) Metallic and glass spherules in the loose deposits of the Put river head (Middle Urals). *Litosfera*, 21(2), 273–282. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-2-273-282

© С.Г. Суставов, В.А. Душин, И.А. Власов, А.К. Трутнев, Е.А. Жуклин, Д.И. Прокопчук, 2021

ning electron microscope “EVO MA 15” from ZEISS with an energy-dispersive attachment EDS “X-MAX 80” at the JSC “Mekhanobr” analytical laboratory. *Results.* A detailed study of the surface morphology, dimensions, chemical and mineral composition of three types of spherules – magnetite, iron-chromium composition and barium and titanium oxide, similar to the stoichiometric formula of sanbornite – was carried out. The surface of the balls of the second type is heterogeneous in structure and contains growths, some of which have the form of a flat, flattened, square, skeletal crystal of a sectorial structure. The inner surface of the crystal has a fine-mesh structure. The cells have a complex, elongated structure. At the periphery of the crystal, the cells transform into hollow channels, indicating growth from the gas phase. In composition, the sectorial crystal corresponds to a solid solution between magnesio-chromite and herzenite with an admixture of nickel, calcium and silicon. The internal microstructure of iron-chromium spherules has a myrmekite, two-phase structure. *Conclusions.* The obtained data indicate that such heterogeneous formations can be formed only in specific deep fluid-saturated high-temperature magmatic systems and delivered to the surface by hydrothermal fluids along weakened tectonic zones. The detection of these formations in the overlying sediments of the western wing of the Artinskaya anticline may indicate the proximity of large fluid-supplying deep structures that control the Bukharovskoye gas show.

Keywords: *microspherules, balls, sedimentary rocks, iron-chromium and magnetite particles, sanbornite, Pre-Ural marginal deflection*

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы значительно возрос интерес геологов к достаточно редким среди акцессорных минералов сферическим металлическим и стекловатым микрочастицам. Их размеры обычно не превышают 1 мм и встречаются они как в современном почвенно-растительном слое, включая торфяники и техногенные отложения, так и в более древних фанерозойских осадочных, магматических, метаморфических и рудных образованиях. Изначально геологи обратили внимание на подобные микрочастицы в связи с изучением космического вещества и проблем происхождения Земли (Finkelman, 1970; Бадюков и др., 2011), ее климатических и биотических систем (Ермаков и др., 2009; Глуховский, Кузьмин, 2013; Лозовский и др., 2013). Кроме того, представляется возможность осуществлять глобальные и региональные корреляции немых толщ (Корчагин и др., 2007; Грачев, 2010; Мурдма и др., 2015; Сунгатуллин и др., 2015, 2016). Судя по литературным данным, происхождение подобных образований, как правило, связывалось с природными земными, космическими и техногенными процессами (Грачев, 2010).

ОБЪЕКТ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Данное сообщение посвящено морфологии, структуре и составу микросферул извлеченных из четвертичных отложений р. Пут. Исследования проводились в рамках геологического доизучения листа О-40-XXIX (Шалинская площадь) масштаба 1 : 200 000 (ГДП 200/2) в пределах восточного, осложненного крыла Юрюзано-Сылвинской депрессии, и включали широкий перечень профессиональных задач: изучение геологического строения породных и рудных образований, выяснение литологического, геохимического, минералогического состава, тектонических и геоморфологических особенностей территории.

Изучение особенностей морфологии, внутреннего строения и химического состава сферических образований было проведено в аналитической лаборатории научно-исследовательского института ОАО “Уралмеханобр” с помощью сканирующего электронного микроскопа EVO MA15 с энергодисперсионным детектором X-Max 80 при рабочем напряжении на зонде 30 кВ.

СФЕРИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В геологическом строении рассматриваемой территории (истоки р. Пут) принимают участие нижнепермские отложения, представляющие собой восточное осложнение крыла Юрюзанско-Сылвенской депрессии в восточной краевой части Предуральского краевого прогиба на стыке с Западно-Уральской зоной складчатости. Юрюзано-Сылвенская депрессия расчленена здесь на ряд стратиграфических горизонтов, почти повсеместно перекрытых маломощными четвертичными отложениями (рис. 1).

В основании разреза залегают капысовская и бирсертская свиты нерасчлененные, соответствующие артинскому ярусу нижней перми, представленные ритмично переслаивающимися алевролитами, аргиллитами и песчаниками с небольшими маломощными 0.5–0.7 м прослоями и линзами конгломератов, слагающих ядерную часть Бухаровской антиклинали.

Рыхлые отложения, перекрывающие нижнепермские осадки и покрывающие почти всю территорию в виде маломощного чехла, вскрыты в районе высоты 350 вблизи д. Атяшка серией шурфов. Это неоплейстоценовые отложения валдайского надгоризонта, в составе которого выделены склоновые образования табулдинского горизонта. Они представлены серыми, коричневатыми, желтовато-коричневатыми, умеренно плотными суглинками или глинами с обломками как местных коренных пород, так и галечным материалом среднепалеозойских отложений Западно-Уральской структурно-



Рис. 1. Схематическая геологическая карта района междуречья рек Пут и Бисерт'.

1 – отложения Западно-Уральской зоны складчатости (О–С), 2 – отложения Предуралья краевого прогиба (P_1), 3 – граница Западно-Уральской зоны складчатости, 4 – крупные тектонические нарушения, 5 – проявления полезных ископаемых (а – газ, б – минеральные воды), 6 – место отбора проб.

Fig. 1. Schematic geological map of the area of the interfluve rivers Put and Bisert'.

1 – deposits of the West Ural folding zone (O–C), 2 – deposits of the Cis-Ural foredeep (P_1), 3 – the border of the Western Ural folding zone, 4 – large tectonic faults, 5 – manifestations of minerals (a – gas, b – mineral waters), 6 – sampling point.

фациальной зоны. Разрез имеет, как правило, трех-членное строение: 1) почвенно-растительный слой 0–0.15 м, 2) суглинок серый с единичной галькой 0.15–0.5 м, 3) суглинок коричневый 0.5–1.5 м с единичной галькой кварцитов и углефицированными древесными остатками черного цвета на интервале 1.1–1.3 м. Изучение минералогического состава рыхлых отложений горизонта 2 обнаружило следующие минералы: моноклинный пироксен, эпидот, оливин, хлоритоид, частично мартитизированный магнетит, хромшпинелиды, гидроксиды железа, псевдоморфозы лимонита по пириту, редкие знаки циркона, граната, лейкоксена, ильменита, гематита, турмалина, рутила, апатита, титанита ставролита, кианита, корунда, магнитные и стеклянные(?) микросферы (шарики).

При изучении было выделено три типа микросфер, различающиеся по химическому составу и размерам (табл. 1).

Как видно из химического состава трех видов микросфер, проанализированных с поверхности,

все они содержат два сквозных элемента в переменных количествах алюминий и кремний, что указывает на их генетическую связь.

По частоте встречаемости наименее распространены шарики, представленные в анализе 1 табл. 1. Они имеют правильную сферическую форму и размер 0.15–0.20 мм. На поверхности видно, что они состоят из множества мелких индивидов, размер которых колеблется от 4 до 18 мкм (рис. 2). При выходе на поверхность сферы форма отдельных кристаллитов варьирует от изометричной, близкой к квадратной или треугольной до прямоугольной и даже псевдогексагональной. Поверхность шара не является идеально ровной, на ней видны границы между отдельными блоками, в пределах которых кристаллиты имеют одинаковую форму и ориентировку, и ямки от мелких выпавших кристаллитов. Подобное строение сферы показывает, что в данном случае она не является сферокристаллом, а сложена из отдельных микрокристаллов. Такое возможно только в том случае, ес-

Таблица 1. Исходный химический состав трех типов микросфер**Table 1.** Original chemical composition of three type of microsphere

Элемент	1-1	2-1	2-2	3-1	3-2	3-3
Ca	–	0.5	0.2	2.0	2.5	2.2
Ba	–	–	–	32.0	41.2	36.8
Mg	–	6.3	3.2	–	–	–
Fe	74.2	24.4	15.7	–	–	–
Zn	–	–	–	0.8	1.4	1.1
Al	0.3	6.0	3.9	10.7	0.2	14.6
Cr	–	43.5	64.6	–	–	–
Si	0.4	0.8	1.5	5.0	4.4	4.0
Ti	–	–	–	15.2	20.8	18.0
O	24.8	16.0	10.8	34.3	29.5	23.3
Сумма	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Примечание. 1-1 – первая цифра показывает тип, вторая – номер анализа. 1-1 – Mn (0.3%), 2-1 – Ni (2.5%). Прочерк – элемент не обнаружен.

Note. 1-1 – first figure is the type, second one is the number of analysis. 1-1 – Mn (0.3%), 2-1 – Ni (2.5%). Dash – element not detected.

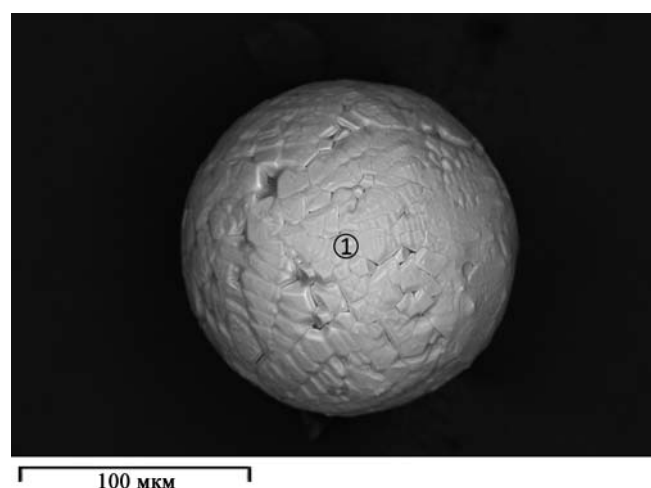


Рис. 2. Внешний вид и строение поверхности магнетитовой сферы (первый тип).

Здесь и далее на рис. 3–5 кружок с цифрой показывает анализируемый участок. Электронно-микроскопический снимок BSD.

Fig. 2. The appearance and structure of the surface of the magnetite sphere (first type).

Here and on Fig. 3–5 the circle with figures indicate analysed plot. Electron microscopical image of BSD.

ли первоначально шарик являлся пузырьком расплава или раствора, который впоследствии раскристаллизовался, в противном случае представить рост зернистого агрегата в виде сферы невозможно.

Шарики первого типа имеют черный цвет, черную черту и обладают сильной магнитной восприимчивостью, т. е. сложены магнетитом.

В химическом составе магнетита установлены следующие оксиды химических элементов, мас. %: FeO – 31.3, Fe₂O₃ – 66.68, MnO – 0.41, Al₂O₃ – 0.64, SiO₂ – 0.97, сумма – 100.0. При пересчете данных анализа формула имеет вид: (Fe_{1.00}Mn_{0.01})_{1.01}(Fe_{1.91}Si_{0.04}Al_{0.03})_{1.98}O₄. Подобные содержания марганца, алюминия и кремния характерны для магнетита скарнов и акцессорного магнетита, образующегося при серпентинизации ультраосновных пород.

Шарики второго типа отличаются от магнетитовых шариков по размерам, форме и строению поверхности (рис. 3). Сферичность их менее выдержана, отдельные участки сферы близки к прямой линии, на поверхности наблюдаются выступы и наросты инородных кристаллических минеральных фаз. В некоторых случаях форма удлиняется, и шарик переходит в эллипсоид. Размеры их колеблются от 0.15 до 0.32 мм.

Строение поверхности шариков второго типа неоднородно и у разных шариков имеет разный вид. Поверхность шарика, представленная на рис. 3а, более ровная, на ней наблюдаются фрагменты плоского скелетного, секториального, кубического кристалла, по составу отличного от состава самого шарика. Размер ребра куба составляет 0.2 мм и покрывает значительную часть видимой полусферы на рисунке. Внутренняя поверхность кристалла имеет мелкоячеистое строение. Конфигурация ячеек редко изометричная, обычно более сложная, как правило, удлиненная, как и стенки между ними. У изометричных размеры составляют от 1 мкм, у вытянутых – до 2–3 мкм, реже до 5 мкм по удлинению при ширине 1–2 мкм. Расположение этих вытянутых ячеек подчеркивает секториальное строение кристалла. К периферии кристалла ячейки укрупняются и переходят в полые кана-

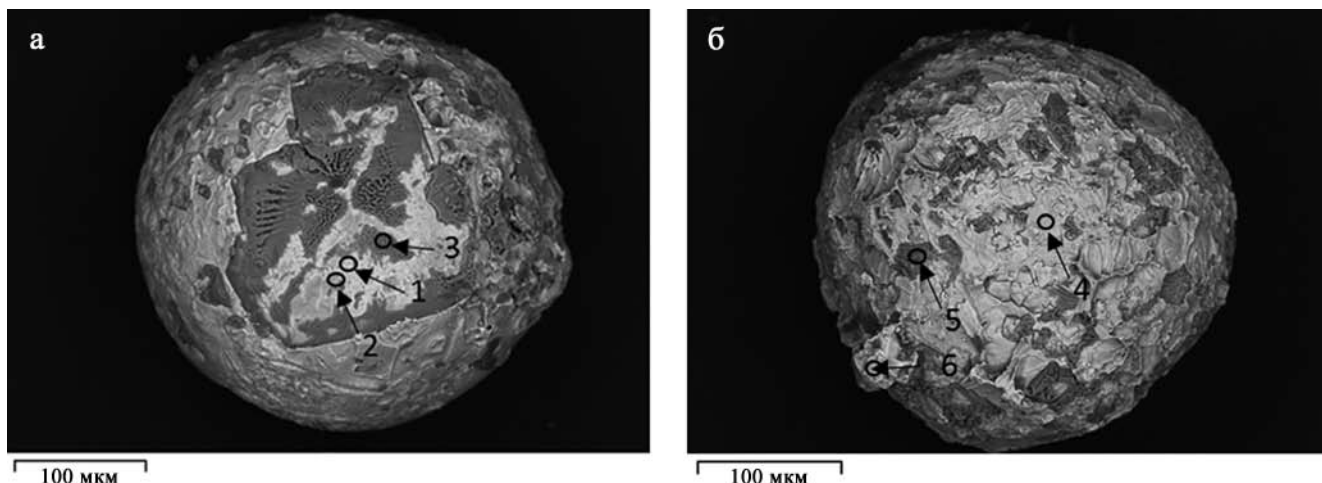


Рис. 3. Форма и строение поверхности шариков второго типа.

а – металлический шарик с инородным скелетным кристаллом на поверхности, б – шарик с отклонениями от сферы и блочной поверхностью с включениями. Электронно-микроскопический снимок BSD.

Fig. 3. The shape and structure of the surface of balls of the second type.

а – metal ball with a foreign skeletal crystal on the surface; б – a ball with deviations from the sphere and a block surface with inclusions. Electron microscopic image of BSD.

лы длиной до 10 мкм. Присутствие полостей-ячеек позволяет предполагать, что рост кристалла происходил при активном участии газовой фазы. Наряду с крупным кристаллом на поверхности имеются более мелкие индивиды данной фазы, имеющие форму прямоугольника, треугольника, квадрата или ромба. Размеры их не превышает 5 мкм.

Поверхность самой сферы содержит две минеральные фазы, различающиеся по цвету: более светлые, почти белые в отраженных электронах и светло-серые участки. Последние имеют вид овальных ламелей, соединенных друг с другом в более сложные агломераты, промежутки между которыми выполняет светлая фаза. В некоторых случаях они имеют форму правильных квадратов, ребра которого несколько возвышаются над поверхностью и имеют светлую окраску. Длина ребра квадрата достигает 10 мкм. На некоторых участках поверхности присутствуют отпечатки корыто- и чашеобразной формы размером 5–7 мкм, от минерала с которым образовался шарик. На других более ровных участках видны тонкие слои роста.

Поверхность шарика на рис. 3б имеет более грубое корытообразное строение. Более крупные выемки, имеющие псевдогексагональные очертания, подразделяются на более мелкие участки удлиненной формы. Последние в пределах выемки все имеют одно направление. Подобное расположение выемок придает поверхности паркетобразное строение. Размер крупных выемок колеблется от 20 до 40 мкм. На поверхности микросферы присутству-

ют реликты псевдогексагональных скелетных образований инородной минеральной фазы. В некоторых случаях наблюдается замещение псевдогексагональной фазы металлической. В их составе просматриваются две фазы: белая и светло-серая, взаимоотношение между которыми прихотливо меняется на разных участках. В отдельных случаях наблюдается псевдозональность фаз в пределах выемки, в других – фаза переходит из выемки в выемку не меняя конфигурации.

Химический состав минеральных фаз, выявляемых на поверхности, приведен в табл. 2.

Светло-серые участки на поверхности шарика (см. рис. 3а) показывают, что основными металлами в составе фазы являются железо, хром и никель (спектр 11). По составу минерал близок к хромфериду, но отношение железа к хрому в нем не 3 : 1, а 2 : 1. Белые участки (спектр 12) отвечают металлическому хрому с небольшой примесью железа, нитридных и оксидных пленок. Состав кубического секториального кристалла на поверхности шарика (спектр 13) при пересчете на оксиды соответствует сложному твердому раствору между магнезиохромитом и герцинитом с примесью никеля, кальция и кремния. Состав минерала близок к составу хромитовой руды Халиловского массива (Бетехтин и др., 1937). Отличительной особенностью является высокое содержание никеля и кальция. В проанализированных участках поверхности у шарика (см. рис. 3б) (спектр 17) также присутствует металлический хром, но с большим содержанием железа. Изучение первых находок металлического хрома в

Таблица 2. Химический состав минеральных фаз на поверхности микросфер второго типа**Table 2.** Chemical composition of mineral phases on the surface of microsphere second type

Элемент	Спектры					
	11	12	13	15	16	17
Ca	—	—	0.4	—	—	—
Mg	—	—	11.1	—	12.4	—
Fe	63.2	5.2	6.8	13.2	4.0	12.4
Ni	6.1	—	0.5	—	—	—
Cr	30.4	92.2	42.1	83.9	30.9	84.1
Al	0.3	0.3	10.2	0.4	14.1	0.4
Si	—	—	0.9	0.3	1.9	0.2
O	—	2.3	28.0	2.2	36.7	2.9
Сумма	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
$11 - (\text{Fe}_{1.85}\text{Ni}_{0.17})_{2.02}(\text{Cr}_{0.96}\text{Al}_{0.02})_{0.98}$ $13 - (\text{Mg}_{0.69}\text{Fe}_{0.21}\text{Ni}_{0.02}\text{Ca}_{0.02})_{0.94}(\text{Cr}_{1.37}\text{Al}_{0.61}\text{Si}_{0.05})_{2.03}\text{O}_4$ $15 - \text{Fe}_{0.38}(\text{Cr}_{2.58}\text{Al}_{0.02}\text{Si}_{0.02})_{2.62}$ $16 - (\text{Mg}_{0.85}\text{Fe}_{0.12})_{0.97}(\text{Cr}_{0.99}\text{Al}_{0.88}\text{Si}_{0.11})_{1.98}\text{O}_4$ $17 - \text{Fe}_{0.36}(\text{Cr}_{2.61}\text{Al}_{0.02}\text{Si}_{0.01})_{2.64}$						

Примечание. Прочерк – элемент не обнаружен.

Note. Dash – element not detected.

серпентинитах Кайрактинского массива (Новгородова, 1983) показало, что при содержании железа выше 12 мас. % хром характеризуется ультратонким срастанием двух минералов ферхромита и хромферита. В данном случае происходит переход минерала в ферхромид. Хромовая шпинель, образующая включения во втором шарике, содержит меньше хрома и железа, больше алюминия и кремния.

Для изучения внутреннего строения металлических шариков второго типа один из них был последовательно срезан и отполирован (рис. 4).

На полученных срезах видно, что шарики второго типа представлены мирмекитовыми срастаниями двух минералов темно-серого и светло-серого (Рамдор, 1962). Соотношение минералов в срастании приблизительно одинаковое. Форма мирмекитов зависит от размеров. Мирмекиты, размеры которых не превышают 3–5 мкм, имеют округлые или слегка овальные формы, реже встречаются угловатые или копьевидные. В некоторых случаях они напоминают раздробленные выделения и имеют оскольчатое строение. С увеличением размеров они очень часто удлиняются вплоть до веретеновидных. Усложняется строение одной из сторон мирмекита, на нем появляются округлые заливы или выступы. На разных участках поверхности мирмекиты имеют различную ориентировку. Это позволяет говорить о блочном строении шарика, которое видно и на поверхности.

Химический состав мирмекитов и матрицы представлен главным образом двумя элементами: хромом и железом с незначительной примесью никеля (табл. 3).

Таким образом, темно-серый минерал (спектры 28, 29, 32) представлен железистым хромом, состав которого приближается к формуле Cr_8Fe , светло-серый минерал матрицы (спектр 31, 33, 34) имеет состав, близкий к формуле CrFe . В спектре 34 количество хрома заметно увеличивается, и формула при расчете на три формульные единицы приобретает вид Cr_2Fe .

Впервые самородный хром был обнаружен в серпентинитах Кайрактинского массива ультрабазитов на Южном Урале (Новгородова, 1983). Он был установлен в изометричных зернах микронных размеров в хромите по трещинам и сопровождался тонкочешуйчатым фукситом. Железистый хром встречается позднее в том же районе в кварцевых жилах и участках брекчирования амфиболитов, где вместе с интерметаллидами образует срастания с амфиболами и слюдами (Новгородова и др., 1986).

Шарики третьего типа имеют размеры существенно меньше первых двух – от 0.06 до 0.07 мм – и, в отличие от первых двух, стеклянный блеск. Форма их может быть идеально сферичной, а может быть слегка сплюснутой и содержать различные дефекты (рис. 5). Окраска их молочно-белая, при попадании на поверхность прямого светового

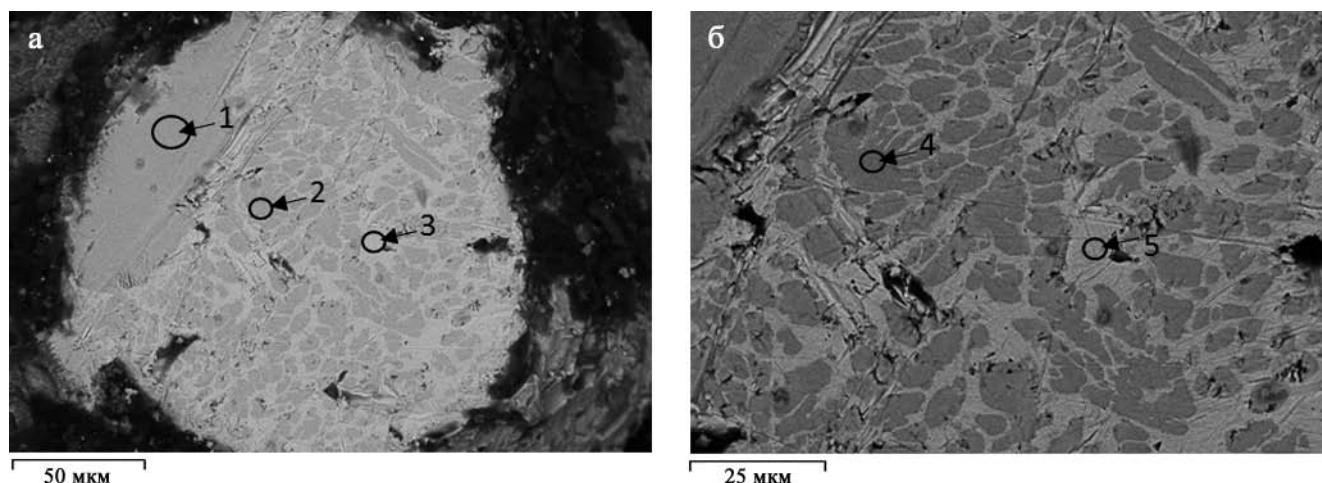


Рис. 4. Внутреннее строение шариков второго типа.

а, б – снимки при разном увеличении. Электронно-микроскопический снимок BSD.

Fig. 4. Internal structure of balls of the second type.

а, б – pictures with different increase. Electron microscopic image of BSD.

Таблица 3. Химический состав металлических фаз внутри шариков второго типа

Table 3. Chemical composition of metallic phases inside of second type balls

Элемент	Спектры					
	28	29	31	32	33	34
Cr	88.2	88.3	52.0	88.2	51.9	59.2
Fe	11.8	11.7	47.3	11.8	47.2	40.1
Ni	–	–	0.7	–	0.9	0.7
Сумма	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Примечание. Прочерк – элемент не обнаружен.

Note. Dash – element not detected.

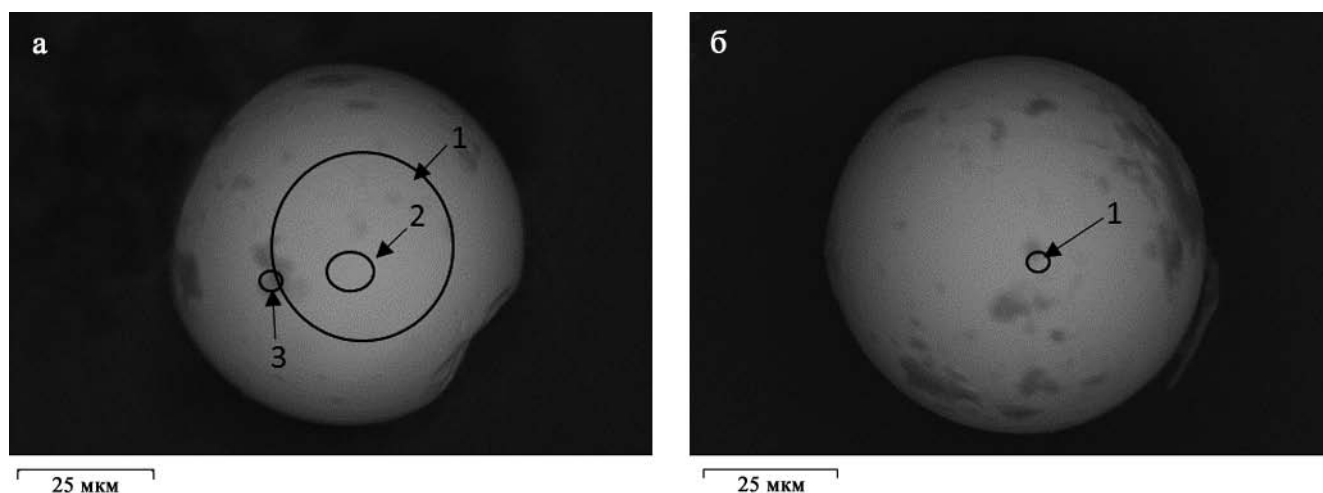


Рис. 5. Внешний вид шариков третьего типа.

2а, 1б – разная степень сферичности шариков. Электронно-микроскопический снимок BSD.

Fig. 5. Appearance of balls of the third type.

2а, 1б – different degrees of sphericity of the balls. Electron microscopic image of BSD.

Таблица 4. Химический состав шариков третьего типа

Table 4. Chemical composition of third type balls

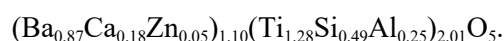
Элемент	Спектры				
	19	20	21	22	23
K	–	–	0.2	–	–
Mg	–	–	0.7	–	–
Ca	2.5	2.6	2.4	2.4	2.2
Ba	41.1	42.4	28.9	39.4	37.6
Zn	1.1	1.2	0.8	1.1	1.1
Al	2.3	0.2	5.0	–	13.9
Ti	20.9	20.5	14.3	20.2	17.9
Si	5.0	5.2	8.1	4.8	4.1
O	27.1	27.8	38.6	32.1	23.2

Примечание. Прочерк – элемент не обнаружен.

Note. Dash – element not detected.

го пучка блеск смотрится, как перламутровый, что свидетельствует о возможном слоистом строении минерала. На поверхности шариков наблюдаются мелкие серые области разной конфигурации, которые, если их соотнести с химическим составом этих участков (табл. 4), указывают на их примесный характер.

Химический состав шариков третьего типа приведен в табл. 4. Основными химическими элементами (мас. %), входящими в состав шариков, являются Ba (39.4–42.4), Ti (17.9–20.9), Si (4.1–5.2). В качестве примесей в них постоянно присутствует Ca – 2.2–2.6, Zn – 1.1–1.2, в некоторых встречается Al – 0.2–2.3 мас. %. При пересчете содержаний элементов на соответствующие оксиды и расчете формулы минерала она имеет следующий вид:



Эмпирическая формула – BaTi_2O_5 .

Природным аналогом данного минерала служит слоистый силикат бария – санборнит, имеющий эмпирическую формулу BaSi_2O_5 . Все достоверные находки санборнита связаны с районом баритового месторождения Эль-Порто в Калифорнии (США). Санборнитовая минерализация приурочена к экзо- и эндоконтактовым изменениям гранитов с вмещающими кварцитами (Rogers, 1932).

Изоморфизм в ряду санборнит– BaTi_2O_5 ограничен в связи с большим различием ионных радиусов четырехвалентных кремния и титана. Природный титановый аналог санборнита среди природных соединений до настоящего времени не известен.

ВЫВОДЫ

Подводя итоги исследования сферических образований, установленных в рыхлых отложениях валдайского надгоризонта можно отметить следующее. Все три типа микросфер являются природ-

ными образованиями и, несмотря на резкое различие в химическом составе, связаны в конечном счете с единым геологическим процессом. На это указывает присутствие одинаковых элементов-примесей, кремния и алюминия. Необычность находки заключается в том, что на ограниченном участке на глубине 0.5 м в рыхлых отложениях выявлены три типа микросфер разного минерального состава. Первый тип представлен магнетитовыми шариками, которые периодически встречаются в аллювиально-делювиальных отложениях разных участков Урала (см. 1-1, табл. 1).

Находка сферических выделений второго типа, представленных железистым хромом, в настоящее время является первой. Экспериментальное изучение бинарной системы Fe-Cr показало, что промежуточные фазы в ней кристаллизуются в результате твердофазных реакций упорядочения. Стабильным в системе является соединение FeCr, устойчивое до температуры 815°C (Хансен и др., 1962). Матрица шариков данного типа представлена устойчивой минеральной фазой FeCr, которая ранее была известна только в металлургии. Мирмекиты, присутствующие в матрице, отвечают железистому хрому, состав которого приближается к ферхромиду. Форма выделения мирмекитов отличается от таблитчатых и пластинчатых выделений ферхромида, описанного ранее (Новгородова, 1984). Образование железистого хрома происходило в матрице шарика в результате твердофазных реакций. В процессе дальнейших преобразований некоторые мирмекиты испытали механические деформации. Присутствие на поверхности шариков реликтов твердого раствора магнезиохромита с герцинитом свидетельствует об их образовании в выделениях этой хромитовой шпинели.

Подобные гетерогенные микросферы кремнисто-хромистого железа, находящиеся среди углеродистого вещества в тектонических трещинах зоны

разлома, секущего кварц-альбит-серицит-хлоритовые сланцы Панкратского месторождения, описаны в Таджикистане (Новгородова и др., 1981).

Сферические выделения третьего типа представлены титановым аналогом санборнита. Этот минерал до настоящего времени не был известен и требует доизучения. Дифракционная картина не была получена в связи с малым количеством вещества. Санборнит, в отличие от минералов, встреченных в шариках первых двух типов, установлен в контактовой зоне изменения гранитов и кварцитов (Корчагин и др., 2010).

В настоящее время рудные и силикатные магнитные шарики, представленные самородным железом, магнетитом, Fe-Ti-Mn-силикатные (гранат типа шорломита) и зональные с ядром из железа и оторочкой из магнетита с иоцитом рассматриваются как индикаторы структуры флюидного режима и рудообразования в современной гидротермальной системе о-ва Итуруп. Предполагается, что шарики привнесены в метасоматиты “сухим” восстановленным флюидом, имеющим температуру не менее 500–600°C, с глубин >1.5–2.0 км (Рычагов и др., 1996).

Изученный материал свидетельствует о том, что охарактеризованный гетерогенный набор сферических глобул мог сформироваться только в своеобразных флюидонасыщенных высокотемпературных магматических (очаговых) системах и доставлен к поверхности гидротермами по ослабленным тектоническим зонам глубинного заложения. Находка этих образований в пределах западного осложненного крыла Артинской антиклинали может служить одним из доказательств близости крупных флюидоподводящих глубинных структур, что в нашем случае подтверждается наличием зоны Атяшского нарушения, контролирующей газопроявление Бухаровское.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бадюков Д.Д., Иванов А.В., Райтала Й., Хисина Н.Р. (2011) Сферические микрочастицы из района Тунгусского события: может ли их источником быть Тунгусское космическое тело? *Геохимия*, (7), 675-689.
- Бетехтин А.Г., Кашин С.А. (1937) Халиловские месторождения хромистого железняка на Южном Урале. *Хромиты СССР*. М.: Изд-во АН СССР. Т. 1, 158 с.
- Глуховский М.З., Кузьмин М.И. (2013) Котуйканская кольцевая структура: возможное свидетельство масштабного импактного события на севере Сибирского кратона. *Геология и геофизика*, **54**(1), 3-26.
- Грачев А.Ф. (2010) К вопросу о природе космической пыли в осадочных породах. *Физика Земли*, (11), 3-13.
- Ермаков В.И., Охлопков В.П., Стожков Ю.И. (2009) Влияние космической пыли на климат Земли. *Вестн. МГУ, Сер. 3, Физика. Астрономия*, (2), 100-102.

- Корчагин О.А., Цельмович В.А., Дубинина С.В. (2007) Метеоритные микросферы и частицы из глубоководных известняков верхнего кембрия (Батырбай, Южный Казахстан). *Изв. вузов. Геология и разведка*, (3), 17-22.
- Корчагин О.А., Цельмович В.А., Поспелов И.И., Цяньтао Бинь. (2010) Космические магнетитовые микросферы и металлические частицы вблизи границы пермь-триас в точке глобального стратотипа границы (слой 27, Мэйшань, Китай). *Докл. АН*, **432**(2), 232-238.
- Лозовский В.Р. (2013) Пермотриасовый кризис и его возможная причина. *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, **88**(1), 49-58.
- Мурдма И.О., Печерский Д.М., Нургалиев Д.К., Кузина (Гильманова) Д.М., Слоистов С.М. (2015) Самородное железо космического происхождения в глубоководных отложениях Северо-Западной Атлантики по данным термомагнитного анализа *Литология и полезные ископаемые*, (2), 129-147.
- Новгородова М.И. (1983) Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 287 с.
- Новгородова М.И., Горшков А.И., Трубкин И.В., Цепин А.И., Дмитриева М.Т. (1986) Новые природные интерметаллические соединения железа и хрома – хромферид и ферхромид. *Записки ВМО*, Ч. СХV. Вып. 3, 355-360.
- Новгородова М.И., Юсупов Р.Г., Лапутина И.П., Цепин А.И., Дмитриева Т.М. (1981) Самородный хром и природные соединения системы Fe-Cr-Si. *Докл. АН СССР*, **256**(4), 958-961.
- Рамдор П. (1962) Рудные минералы и их сростания. М.: Иностранная литература, 1132 с.
- Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Сандимирова Е.И. (1996) Рудные и силикатные магнитные шарики как индикаторы структуры, флюидного режима и минералорудообразования в современной гидротермальной системе Барановского (о-в Итуруп). *Геология руд. месторождений*, **38**(1), 31-40.
- Сунгатуллин Р.Х., Сунгатуллина Г.М., Глухов М.С., Осин Ю.Н., Воробьев В.В. (2015) Возможности использования космических микросфер при корреляции нефтегазоносных отложений. *Нефть. хозяйство*, **32**, 16-19.
- Сунгатуллин Р.Х., Цельмович В.А., Вафин Р.А., Сунгатуллина Г.М. (2016) Геоморфологические и геолого-минералогические признаки импактного происхождения озерной котловины Рабига Куль, Республика Татарстан. *Геоморфология*, (1), 64-72.
- Хансен М., Анерко К. (1962) Структура двойных сплавов. М.: Металлургиздат, 556-564.
- Finkelman R.B. (1970) Magnetic particles extracted from manganese nodules: suggested origin from stone and iron meteorites. *Science*, **167**, 982-984.

REFERENCES

- Badyukov D.D., Ivanov A.V., Raitala Y., Khisina N.R. (2011) Spherical microparticles from the Tunguska event area: can their source be the Tunguska cosmic body? *Geokhimiya*, (7), 675-689. (In Russian)
- Betekhtin A.G., Kashin S.A. (1937) Khalilovsky deposits of chromic ironstone in the southern Urals. *Khromity SSSR*.

- Moscow, Publishing house of the SSSR Academy of Sciences. Vol. 1, 158 p. (In Russian)
- Ermakov V.I., Okhlopkov V.P., Stozhkov Yu.I. (2009) Influence of space dust on the Earth's climate. *Vestn. Mosk. Univ., Ser. 3, Fizika, Astronomiya*, (2), 100-102. (In Russian)
- Finkelman R.B. (1970) Magnetic particles extracted from manganese nodules: suggested origin from stone and iron meteorites. *Science*, **167**, 982-984.
- Glukhovskii M.Z., Kuz'min M.I. (2013) Kotuikan ring structure: possible evidence of a large-scale impact event in the North of the Siberian craton. *Geol. Geofiz.*, **54**(1), 3-26. (In Russian)
- Grachev A.F. (2010) On the nature of cosmic dust in sedimentary rocks. *Fizika Zemli*, (11), 3-13. (In Russian)
- Hansen M., Anerko K. (1962) Structure of double alloys. Moscow, Metallurgizdat Publ., 556-564. (In Russian)
- Korchagin O.A., Tsel'movich V.A., Dubinina S.V. (2007) Meteor microspheres and particles from deep-water limestones of the Upper Cambrian (Batterby, South Kazakhstan). *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geol. Razved.* (3), 17-22. (In Russian)
- Korchagin O.A., Tsel'movich V.A., Pospelov I.I., Canto Binh. (2010) Cosmic magnetite microspheres and metal particles near the Permian-Triassic boundary at the point of the global stratotype boundary (layer 27, Meishan, China). *Dokl. Akad. Nauk*, **432**(2), 232-238. (In Russian)
- Lozovskii V.R. (2013) Permo-Triassic crisis and its possible cause. *Bul. MOIP. Geol.*, **88**(1), 49-58. (In Russian)
- Murdma I.O., Pecherskii D.M., Nurgaliev D.K., Kuzina (Gil'manova) D.M., Sloistov S.M. (2015) Native iron of cosmic origin in deep-water deposits of the North-Western Atlantic according to thermomagnetic analysis. *Litol. Polezn. Iskop.*, (2), 129-147. (In Russian)
- Novgorodova M.I. (1983) Native metals in hydrothermal ores. Moscow, Nauka Publ., 287 p. (In Russian)
- Novgorodova M.I., Gorshkov A.I., Trubkin I.V., Tsepina A.I., Dmitrieva M.T. (1986) New natural intermetallic compounds of iron and chromium-chromferide and ferchromide. *Zapiski WMO*, Pt CXV. Iss. 3, 355-360. (In Russian)
- Novgorodova M.I., Yusupov R.G., Iaputina I.P., Tsepina A.I., Dmitrieva T.M. (1981) Native chromium and natural compounds of the Fe-Cr-Si system. *Dokl. AN SSSR*, **256**(4), 958-961. (In Russian)
- Ramdor P. (1962) Ore minerals and their fusion. Moscow, Inostr. Literatura Publ., 1132 p. (In Russian)
- Rychagov S.N., Glavatskikh S.F., Sandimirova E.I. (1996) Ore and silicate magnetic balls as indicators of structure, fluid regime and mineral formation in the modern Baranovsky hydrothermal system (Iturup island). *Geol. Rud. Mestorozhd.*, **38**(1), 31-40. (In Russian)
- Sungatullin R.H., Sungatullina G.M., Glukhov M.S., Osin Yu.N., Vorob'ev V.V. (2015) Possibilities of using space microspheres for correlation of oil and gas deposits. *Neftyanoe Khozyaistvo*, **32**, 16-19. (In Russian)
- Sungatullin R.H., Tsel'movich V.A., Vafin R.A., Sungatullina G.M. (2016) Geomorphological and geological-mineralogical features of impact origin of the lake basin Rabiga Kul, Republic of Tatarstan. *Geomorfologiya*, (1), 64-72. (In Russian)

ЛИТОСФЕРА Том 21 № 2

Март–Апрель 2021

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

Учредитель
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого
Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации ПИИ № ФС77-77043 от 21 октября 2019 г.
в Министерстве цифрового развития, связи и массовых коммуникаций
Российской Федерации

Технический редактор Е.И. Богданова
Корректоры Н.М. Катаева, М.О. Тюлюкова
Оригинал-макет Н.С. Глушковой
Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН № 107	Дата выхода в свет 26.04.2021	Формат 60 × 84 $\frac{1}{8}$	Печать офсетная
Усл. печ. л. 18,75	Уч.-изд. л. 18,75	Тираж 120	Цена 990 руб. 00 коп. Заказ _____

Институт геологии и геохимии УрО РАН	Екатеринбург, 620016, ул. Акад. Вонсовского, 15
--------------------------------------	---

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии
ООО Универсальная Типография “Альфа Принт”
620049, г. Екатеринбург, переулок Автоматики, 2ж.
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru

LITHOSPHERE (Russia) Vol. 21 No. 2

March–April 2021

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

Founder
The Federal State Institution of Science
the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry
Russian Academy of Sciences Ural Branch

Registration certificate PI No. FS77-77043 from October 21, 2019
Ministry of Digital Development, Communications and Mass Media
of the Russian Federation

Technical editor E.I. Bogdanova
Correctors N.M. Kataeva, M.O. Tulukova
Original-layout N.S. Glushkova
Cover layout A.Yu. Savelieva

IPD IGG UB RAS № 107	Signed in print 26.04.2021	Format 60 × 84½	Offset print
Cond. print. sh. 18,75	Found.-publ. sh. 18,75	Circulation 120	Price 990 rub. 00 kopecks
			Order _____

Institute of Geology and Geochemistry UB RAS	15 Acad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016
--	--

Printed from the ready-made original layout in typography
OOO Universal Printing House “Alpha Print”
2ж Automation Lane, Ekaterinburg, 620049
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru