

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

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

ЛИТОСФЕРА

Том 24 № 1 2024 Январь—Февраль

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 24 No. 1 2024 January—February

Founded in 2001
Issued 6 times a year

Литосфера, 2024. Том 24, № 1

Научный журнал

Основан в 2001 году

Учредитель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и геохимии им. академика 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

Главный редактор С.Л. Вотяков

Заместитель главного редактора В.В. Мурзин

Ответственный секретарь С.В. Берзин

ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Редакционная коллегия: А.И. Антошкина, ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия; Т.Б. Баянова, ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия; Ф. Беа, Университет г. Гранада, Испания; Н.С. Бортников, ИГЕМ, г. Москва, Россия; В.А. Верниковский, ИНГИГ СО РАН, г. Новосибирск, Россия; А. Вымазалова, Чешская геологическая служба, Прага, Чехия; Д. Гарути, Университет Леобена, Австрия; В. Давыдов, Пермский научно-исследовательский институт, Государственный университет Бойсе, Департамент геонаук, Айдахо, США; Д.Ю. Демежко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Р. Зельтманн, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; Е.С. Контарь, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; 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, ГИН РАН, г. Москва, Россия; Г.А. Мизенс, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Ф. Мэн, Институт геологии Китайской Академии геологических наук, Китай; В.М. Нечухин, 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; 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; 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: 620110, Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, Институт геологии и геохимии им. академика 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), 2024. Volume 24, No. 1

Scientific journal

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

Editor-in-chief Sergei L. Votyakov

Deputy Editor-in-chief Valerii V. Murzin

Secretary Stepan V. Berzin

IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia

Editorial board: Anna I. Antoshkina (Institute of Geology, Komi SC UB of RAS, Syktyvkar, 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 Seltmann (Natural History Museum, London, Great Britain); Efim S. Kontar' (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Mikhail G. Leonov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Petr S. Martyshko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Maslennikov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Andrei V. Maslov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Gunar A. Mizens (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); 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); 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 Akad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg 620110, Russia
Tel. (343) 287-90-45, Tel./fax (343) 287-90-12
E-mail: lithosphere@igg.uran.ru
Website: <http://lithosphere.ru>

© Institute of Geology and Geochemistry
© Authors of articles

СОДЕРЖАНИЕ

Том 24, № 1, 2024

Минералогия, флюидный режим и потенциальная рудоносность постааккреционного ивдельского габбро-долерит-монцонит-гранодиоритового комплекса (Северный Урал) <i>В. В. Холоднов, Е. С. Шагалов, Г. А. Петров</i>	5
Некоторые литогеохимические и изотопно-геохимические особенности глинистых пород и перерывы в стратотипе рифея <i>А. В. Маслов</i>	29
Литология и условия формирования верхнебатских отложений Когалымского региона (Западная Сибирь) <i>Г. М. Галимова, С. В. Астаркин, Е. В. Гибадуллина, А. А. Татаринцева</i>	49
Яновстанская свита Западной Сибири: литология, строение и корреляция отложений <i>Д. А. Староселец, П. В. Смирнов</i>	63
Стратотипический разрез войвывского горизонта венлока (западный склон Приполярного Урала) <i>Т. М. Безносова, В. А. Матвеев</i>	81
Верхнеордовикско-нижнесилурийские отложения в разрезе Закола (р. Илыч, Северный Урал): состав, строение, условия образования <i>Л. А. Шмелёва</i>	98
Золото в фосфоритах: формы накопления и практическая значимость <i>А. Ф. Георгиевский, В. М. Бугина</i>	115
Точечные дефекты в зонах неупорядоченной структуры кварца месторождений золота Дарасунского рудного поля (Восточное Забайкалье) <i>Л. Т. Раков, В. Ю. Прокофьев, В. А. Коваленкер, Л. Д. Зорина</i>	130
Малосульфидные платинометалльные месторождения в Кольском регионе: сравнительный анализ Южносопчинского рудопроявления и месторождения Федорова Тундра <i>Я. А. Рыбникова, Т. В. Рундквист</i>	147
Литологические особенности донных отложений озера Банное (Южный Урал) как индикатор изменений природной среды и климата голоцена <i>А. Р. Юсупова, Н. Г. Нургаalieва, Д. М. Кузина, А. М. Рогов, Г. Р. Нигаматзянова</i>	173

Вниманию читателей

Оформить подписку журнала на 1-е полугодие 2024 года можно во всех отделениях Почты России (подписной индекс издания в Общероссийском каталоге "Почта России" – ПР857)

Contents

Volume 24, No. 1, 2024

Mineralogy, fluid regime and potential ore content of the post-accretion Ivdel gabbrodolerite-monzonite-granodiorite complex (Northern Urals) <i>V. V. Kholodnov, E. S. Shagalov, G. A. Petrov</i>	5
Some lithogeochemical and isotope-geochemical features of clay rocks and hiatuses in the Riphean stratotype <i>A. V. Maslov</i>	29
Relationship of lithological data with the sedimentation environment of the Upper Batian deposits of the Kogalym region <i>G. M. Galimova, S. V. Astarkin, E. V. Gibadullina, A. A. Tatarintseva</i>	49
Yanovstan formation of Western Siberia: Lithology, structure, and correlation of deposits <i>D. A. Staroselets, P. V. Smirnov</i>	63
Stratotypic section of the Wenlockian Voyvyv horizon (Western slope of the Subpolar Urals) <i>T. M. Beznosova, V. A. Matveev</i>	81
Upper Ordovician–Lower Silurian deposits in the Zakola section (Ilych River, Northern Urals): Composition, structure, formation environments <i>L. A. Shmeleva</i>	98
Gold in phosphorites: Accumulation forms and practical significance <i>A. F. Georgievskiy, V. M. Bugina</i>	115
Lattice defects in the disordered quartz structure of gold deposits of the Darasun ore field (Eastern Transbaikalia) <i>L. T. Rakov, V. Yu. Prokofiev, V. A. Kovalenker, L. D. Zorina</i>	130
Low-sulfide platinum–metal deposits in the Kola region: A comparative analysis of the Yuzhnosopchinskoye ore occurrence and the Fedorova Tundra deposit <i>Ya. A. Rybnikova, T. V. Rundkvist</i>	147
Lithological features of Lake Bannoe sediments (Southern Urals) as an indicator of environmental and climate changes in the Holocene <i>A. R. Yusupova, N. G. Nurgalieva, D. M. Kuzina, A. M. Rogov, G. R. Nigamatzyanova</i>	173

Subscription

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

Минералогия, флюидный режим и потенциальная рудоносность постаккреционного ивдельского габбро-долерит-монцонит-гранодиоритового комплекса (Северный Урал)

В. В. Холоднов, Е. С. Шагалов, Г. А. Петров

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург,
ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: holodnov@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 20.04.2023 г., принята к печати 26.07.2023 г.

Объект исследования. Гипабиссальные интрузивные тела габбро-долерит-монцонит-гранодиоритового состава, распространенные среди девонских островодужных толщ Восточно-Тагильской структурно-формационной зоны на Северном Урале. Они датированы поздним девонем–ранним карбоном и отнесены к постаккреционному непрерывно-дифференцированному ивдельскому комплексу. **Материал и методы.** С использованием микроанализатора SX-100 изучен состав породообразующих и аксессуарных минералов этих интрузивных тел. Это позволило получить новые данные об условиях их формирования, особенностях флюидного режима и потенциальной рудоносности. Дополнительно уточнена геодинамическая обстановка этого периода, реставрирован состав, возможная позиция первичного мантийного источника и особенности его флюидного режима. **Результаты.** Установлено, что породы основного состава (долериты) в ивдельском комплексе отвечают производным деплетированной мантии с первичным источником, близким базальтам N-MORB. Обосновывается связь источника с отрывом слэба и “мантийным окном”, расположенным под фронтальной зоной бывшей Восточно-Тагильской островной дуги. Такая позиция очага плавления определяет первичную слабую водонасыщенность долеритовых магм и их окислительно-восстановительный режим. По минералогическим данным, это затем наследуется при формировании всей серии пород ивдельского комплекса (с увеличением железистости клинопироксенов и амфиболов, содержания титана в титаномagnetите и др.). Дальнейшая эволюция магм (от долеритов к монцонитам, кварцевым диоритам и гранодиоритам) происходила при их движении вверх к поверхности Земли и отражала усиливающуюся контаминацию дифференцированных расплавов надсубдукционным островодужным веществом. Другой важной петрологической особенностью этого комплекса является его формирование при участии богатого хлором магматогенного флюида. В зависимости от состава внедряющихся расплавов, содержащий в них воды, хлора и активности кислорода формируется ряд автономных дегазирующих флюидно-магматических систем, для которых характерны заметные особенности в процессах постмагматического аутометасоматоза – с участием железисто-хлоридного флюида. Общая принадлежность по режиму летучих (галогенов, воды и кислорода) таких автономных флюидно-магматических систем к титаномagnetитовой феррофации (по Г.Б. Ферштатеру) определяет и их общую металлогеническую специализацию, и потенциальную рудоносность. Вынос летучих из таких флюидно-магматических систем мог сопровождаться экстракцией и переносом из кристаллизующихся расплавов в экзо-контакты интрузивных тел хлорофильных рудных элементов. Это при наличии благоприятных для флюидов зон миграции (разломы, зоны дробления и т. д.) и геохимических барьеров (особенно при наличии благоприятных вмещающих сульфидоносных островодужных толщ) вполне могло способствовать формированию гидротермально-метасоматической рудной минерализации (Cu, Zn, Au, Mo и др.). Такие рудоносные зоны при эрозии могли быть коренным источником золота для известных россыпей этого района. Крупные тела габбро-долеритов ивдельского комплекса могут быть перспективными на высокотитанистое магнетит-ильменитовое оруденение.

Ключевые слова: габбро-долерит-монцонит-гранодиоритовый комплекс, Северный Урал, Тагильская мегазона, верхний девон, геохимия, минералогия, флюидный режим, феррофации, рудоносность, источники магм, геодинамика

Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, темы № 123011800009-9 (FUMZ-2023-0007) и № 123011800013-6, с использованием оборудования ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, соглашение № 075-15-2021-680

Для цитирования: Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Петров Г.А. (2024) Минералогия, флюидный режим и потенциальная рудоносность постаккреционного ивдельского габбро-долерит-монцонит-гранодиоритового комплекса (Северный Урал). *Литосфера*, 24(1), 5–28. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-5-28>

For citation: Kholodnov V.V., Shagalov E.S., Petrov G.A. (2024) Mineralogy, fluid regime and potential ore content of the post-accretion Ivdel gabbrodolerite-monzonite-granodiorite complex (Northern Urals). *Lithosphere (Russia)*, 24(1), 5–28. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-5-28>

Mineralogy, fluid regime and potential ore content of the post-accretion Ivdel gabbrodolerite-monzonite-granodiorite complex (Northern Urals)

Vladimir V. Kholodnov, Eugeni S. Shagalov, Georg A. Petrov

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia,
e-mail: kholodnov@igg.uran.ru

Received 20.04.2023, accepted 26.07.2023

Research subject. Hypabyssal intrusive bodies of a gabbro-dolerite-monzonite-granodiorite composition, common among the Devonian island-arc sequences of the East Tagil structural-formational zone in the Northern Urals. These bodies are dated as the Late Devonian-Early Carboniferous and attributed to the post-accretionary continuously differentiated Ivdel complex. **Material and methods.** The composition of rock-forming and accessory minerals of these intrusive bodies was studied using an SX-100 microanalyzer. This made it possible to obtain new data on the conditions of their formation, features of the fluid regime, and potential ore content. In addition, the geodynamic setting of this period was clarified, along with the composition, possible position of the primary mantle source, and the features of its fluid regime. **Results.** It was established that the mafic rocks (dolerites) in the Ivdel complex correspond to derivatives of the depleted mantle, with a primary source close to N-MORB basalts. The connection between the source and the separation of the slab and the “mantle window” located under the frontal zone of the former East Tagil island arc was substantiated. Such a position of the melting chamber determines the primary weak water saturation of dolerite magmas and their redox regime. According to mineralogical data, this feature is further manifested in the formation of the entire series of rocks of the Ivdel complex (with an increase in the iron index of clinopyroxenes and amphiboles, an increase in titanium contents in titanomagnetite, and other data). Further evolution of magmas (from dolerites to monzonites, quartz diorites, and granodiorites) occurred as they moved upward to the Earth’s surface and reflected the increasing contamination of differentiated melts by suprasubduction island-arc matter. Another important petrological feature of this complex is its formation with the participation of a chlorine-rich magmatogenic fluid. Depending on the composition of intruding melts, their contents of water, chlorine and oxygen activity, a number of autonomous degassing fluid-magmatic systems are formed. These systems are characterized by noticeable features in the processes of post-magmatic autometasomatism, with the participation of an iron-chloride fluid. According to the regime of volatiles (halogens, water, and oxygen), the common affiliation of such autonomous fluid-magmatic systems to titanomagnetite ferrofacies (according to G.B. Fershtater), determines both their general metallogenic specialization and potential ore content. The removal of volatiles from such fluid-magmatic systems could be accompanied by extraction and transfer of chlorophyll ore elements from crystallizing melts to exocontacts of intrusive bodies. This, in the presence of migration zones favorable for fluids (faults, crushing zones, etc.) and geochemical barriers (especially in the presence of favorable enclosing sulfide-bearing island-arc strata), could have contributed to the formation of hydrothermal-metasomatic ore mineralization (Cu, Zn, Au, Mo and etc.). Such ore-bearing zones during erosion could be the primary source of gold for the known placers of this region. Large bodies of gabbrodolerites of the Ivdel complex may be promising for high-Ti magnetite-ilmenite mineralization.

Keywords: gabbro-dolerite-monzonite-granodiorite complex, Northern Urals, Tagil megazone, Upper Devonian, geochemistry, mineralogy, fluid regime, ferrofacies, ore content, magma sources, geodynamics

Funding information

The research was carried out within the framework of the State tasks of the IGG of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, topic No. 123011800009-9 (FUMZ-2023-0007) and No. 123011800013-6, using the equipment of the “Geoanalitik” shared research facilities of the IGG UB RAS. The re-equipment and comprehensive development of the “Geoanalitik” shared research facilities of the IGG UB RAS is financially supported by the grant of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (agreement No. 075-15-2021-680)

ВВЕДЕНИЕ

Ивдельский комплекс выделен при геологическом картировании в районе г. Ивдель, на восточном склоне Северного Урала. Первоначально в него включались габбро-долериты, долериты и базальты, составляющие силлы, дайки и штоки в девонских толщах. Позднее в петротипической местности (Ивдельский район Свердловской об-

ласти) обнаружены единичные дайки диоритов и гранодиоритов и получено изотопно-геохронологическое обоснование позднедевонского возраста габбро-долеритов (Петров и др., 2021а, б). При продолжении исследований в северной части Тагильской мегазоны на территории ХМАО-Югра (рис. 1) выяснено, что в составе комплекса присутствует большое количество пород среднего и умеренно кислого состава, объемы которых впол-

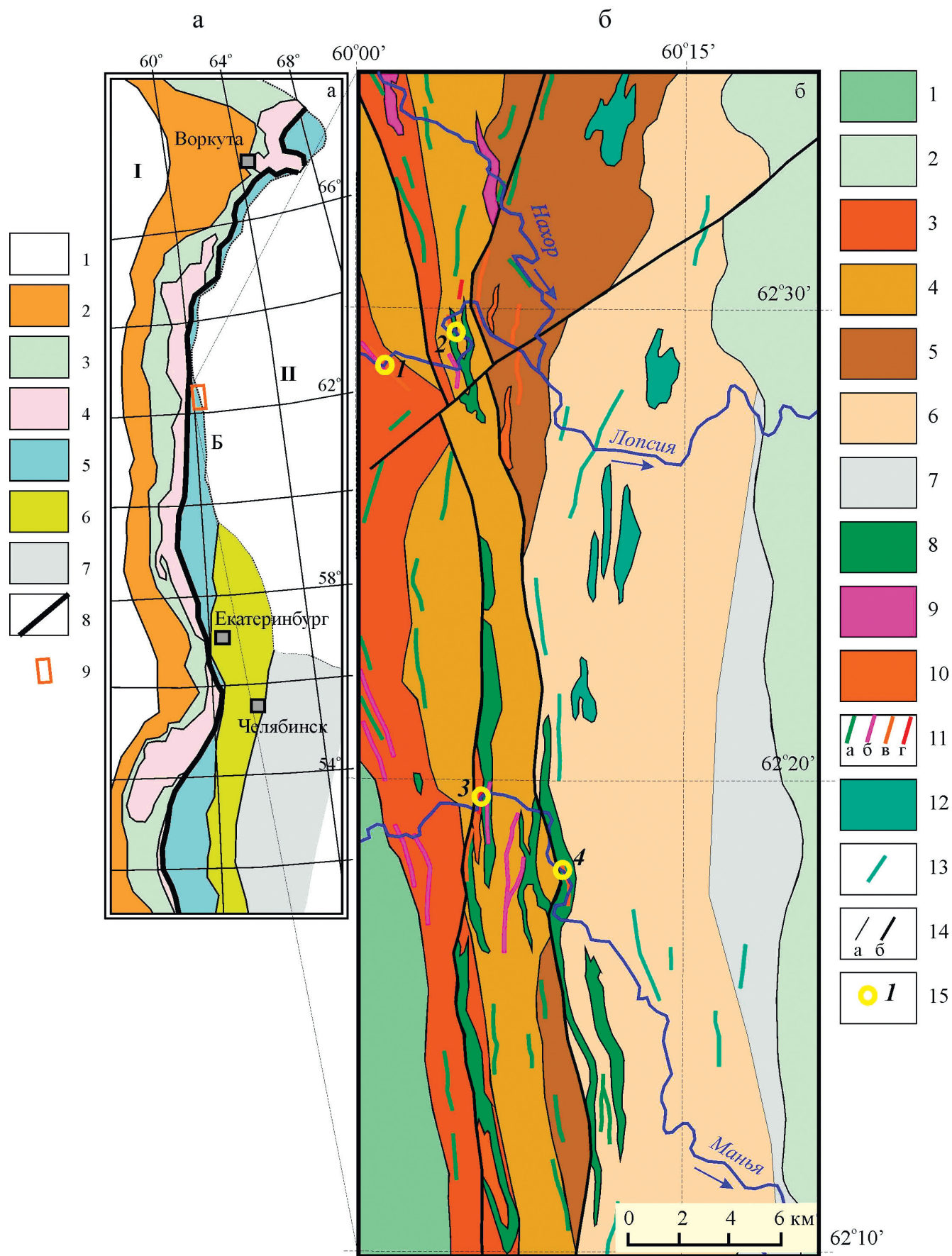


Рис. 1. Схема расположения главных структур Урала, по (Пучков, 2010) с изменениями (а) и схематическая геологическая карта исследуемого района, составленная по материалам геолого-съёмочных работ УГСЭ (б).

а. 1 – осадочный чехол Восточно-Европейской (I) и Западно-Сибирской (II) платформ; 2–4 – “Палеоконтинентальный” сектор Урала: 2 – Предуральский краевой прогиб, 3 – Западно-Уральская мегазона (палеозойские комплексы пассивной континентальной окраины и континентального склона), 4 – Центрально-Уральская мегазона (докембрийские образования); 5–7 – Палеоокеанический сектор Урала: 5 – Магнитогорская, Тагильская и Войкаро-Щучинская мегазоны (палеозойские преимущественно островодужные образования), 6, 7 – Восточно-Уральская и Зауральская мегазоны (коллаж блоков и пластин палеозойских и докембрийских комплексов); 8 – Главный Уральский разлом; 9 – исследуемая территория.

б. 1 – силурийско-лохковские образования Западно-Тагильской СФЗ (павдинская, именновская и туринская свиты); 2 – мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы; 3–13 – Нахорская подзона Восточно-Тагильской СФЗ: 3 – карбонатно-терригенная лопсийская толща D_{1-2} , 4 – карбонатно-кремнисто-терригенная арбыньинская толща D_2 , 5 – кремнисто-карбонатно-терригенно-вулканогенная нахорская толща D_3 , 6 – карбонатно-терригенно-вулканогенная иоутыньинская толща D_3 , 7 – нижнекаменноугольные терригенные, карбонатные и вулканогенные образования (косыньская и медногорская свиты, апсинская и песчанико-известняковая толщи), 8–11 – ивдельский комплекс габбро-долерит-монзонит-гранодиоритовый D_3 : 8 – габбро-долериты и долериты, 9 – диориты, 10 – монцодиориты и монзониты, 11 – дайки и силлы (а – долеритов, б – диоритов, в – монцодиоритов и монзонитов, г – гранодиоритов); 12, 13 – усть-маньинский комплекс габбро-долеритовый C_1 : 12 – габбро-долериты оливковые, 13 – дайки и силлы оливковых долеритов; 14 – стратиграфические и интрузивные геологические границы (а) и разрывные нарушения (б); 15 – точки отбора образцов по р. Лопсия (1 – 2671-1 монцодолерит порфировидный кварцевый, 2 – 2680-1 монцодолерит порфировидный; по р. Манья; 3 – 5048-1 кварцевый диорит и 5048-11 монзонит, 4 – 5040 долерит).

Fig. 1. The scheme of the main structures of the Urals by (Puchkov, 2010), with some changes (a), and a schematic geological map of the studied area, compiled from the materials of geological surveys of the UGSE (b).

a. 1 – sedimentary cover of East European (I) and West Siberian (II) platforms; 2–4 – “Paleocontinental” sector of the Urals: 2 – Pre-Uralian foredeep, 3 – West Uralian megazone (Paleozoic complexes of passive continental margin and continental slope), 4 – Central Uralian megazone (Precambrian formations); 5–7 – Paleooceanic sector of the Urals: 5 – Magnitogorsk, Tagil and Voykaro-Shchuchinskaya megazones (Paleozoic mainly island-arc formations), 6, 7 – East Uralian and Trans-Uralian megazones (collage of blocks and plates of Paleozoic and Precambrian complexes); 8 – The Main Uralian fault; 9 – contours of the studied area.

b. 1 – Silurian-Lochkovian formations of the West Tagil zone (Pavdinskaya, Imennovskaya and Turinskaya formations); 2 – Mesozoic-Cenozoic cover of the West Siberian Epipaleozoic platform; 3–13 – Nakhor subzone of the East Tagil zone: 3 – carbonate-terrigenous Lopsiinskaya strata D_{1-2} , 4 – carbonate-siliceous-terrigenous Arbyn'inskaya strata D_2 , 5 – siliceous-carbonate-terrigenous-volcanogenic Nakhorskaya strata D_3 , 6 – carbonate-terrigenous-volcanogenic Ioutin'inskaya strata D_3 , 7 – lower carboniferous terrigenous, carbonate and volcanogenic formations (Kosyinskaya and Mednogorskaya formations, Apsinskaya and Sandstone-limestone strata), 8–11 – Ivdel complex gabbrodolerite-monzonite-granodiorite D_3 : 8 – gabbro-dolerites and dolerites, 9 – diorites, 10 – monzodiorites and monzonites, 11 – dikes and sills (a – dolerites, б – diorites, в – monzodiorites and monzonites, г – granodiorites); 12, 13 – Ust-Maninsky gabbro-dolerite complex C_1 : 12 – olivine gabbro-dolerites, 13 – olivine dolerite dikes and sills; 14 – stratigraphic and intrusive geological boundaries (a) and faults (б); 15 – sampling points: 1 – 2671-1 porphyritic quartz monzodolerite (Lopsia River), 2 – 2680-1 porphyritic monzodolerite (Lopsia River), 3 – 5048-1 quartz diorite and 5048-11 monzonite (Manya River), 4 – 5040 dolerite (Manya River).

не сопоставимы с количеством габбро-долеритов и долеритов.

В составе ивдельского комплекса выделяют две фазы: первая, наиболее распространенная, включающая в себя штоки, дайки и силлы долеритов, габбро-долеритов, габбро-диоритов, монцодолеритов, и вторая, объединяющая силлы, дайки и единичные небольшие штоки диоритов, в том числе порфировидных, монцодиоритов и монзонитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов. Эти гипабиссальные интрузии широко распространены среди девонских и верхнесилурийских вулканогенных и осадочных (островодужных) образований, дайки и штоки часто приурочены к субмеридиональным разломам. Интрузивные образования второй фазы могут как присутствовать вместе с долеритами и габбро-долеритами в составе единых массивов, так и образовывать самостоятельные тела. Границы между породами разных фаз четкие, интрузивные. Контактные ореолы проявлены локально, мощность их обычно не превышает 2–3 м, пред-

ставлены развитием роговиков с минерализацией мусковита, биотита, иногда амфибола и вкрапленностью сульфидных минералов (пирита).

Геохимические особенности пород ивдельского комплекса сближают их как с островодужными вулканами, так и с магматическими образованиями дивергентных обстановок (Петров и др., 2021а, б). Тем самым это демонстрирует отчетливо выраженную двойственность (аномальность) его составов. С одной стороны, это сравнительно высокотитанистые породы, по содержанию ряда элементов (Ti, Cr, Ni, V и др.) и их отношений близкие к океаническим базальтам и гранитоидам, а с другой стороны, им присуще обогащение элементами с большими ионными радиусами и негативными аномалиями Ta и Nb, что характерно для надсубдукционных образований. Сочетание в породах ивдельского комплекса геохимических признаков магматических образований как конвергентных, так и дивергентных обстановок может быть объяснено, по-видимому, концепцией “мантийных окон”.

Поскольку данный комплекс изучен еще относительно недостаточно, условия его формирования и металлогеническая специализация до настоящего времени остаются не совсем ясными. В связи с этим группой авторов был запланирован цикл из двух статей. Первая из них – (Петров и др., 2023). В ней содержится петрографическая характеристика всех основных типов пород ивдельского комплекса. Вторая – настоящая статья. В ней приведены дополнительные данные об особенностях его состава и условиях формирования. Более детальное изучение состава как породообразующих, так и акцессорных минералов позволило установить некоторые особенности флюидного режима (галогены, водонасыщенность, режим кислорода) на магматическом и постмагматическом этапах формирования отдельных интрузий этого комплекса и на этом основании сделать ряд заключений о возможной их металлогенической специализации и потенциальной рудоносности.

В текст настоящей статьи включен также небольшой по объему раздел “Новые дополнительные геохимические данные по интерпретации геодинамической обстановки, предполагаемому составу и флюидному режиму мантийного источника”. Его включение в структуру данной статьи по минералогии, как будет показано далее, имеет (для ивдельского комплекса) непосредственное отношение к определению не только природы первичного для него магматического источника, но и оценки (с использованием литературных данных) особенностей флюидного режима, формирующегося мантийного долеритового расплава. Состав флюидной фазы, водонасыщенность первичного расплава, его хлороносность, характер окислительно-восстановительного режима – все эти факторы, как будет показано в статье, оказывают в дальнейшем решающее влияние на процессы петрогенезиса и потенциальную рудоносность кристаллизующихся интрузий (дайки, силы, штоки) разного состава.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИЗУЧЕННЫХ ТИПОВЫХ ПОРОД

Определение содержаний петрогенных окислов производилось рентгеноспектральным флуоресцентным методом в ЦЛ ВСЕГЕИ на установке ARL 9800 по стандартным методикам. Содержание редкоземельных и других петрологических информативных элементов устанавливалось методом ICP-MS в ЦЛ ВСЕГЕИ на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7700x, также с применением стандартных методик.

Изучение состава породообразующих (клинопироксен, плагиоклаз, амфибол, хлорит) и акцессорных (апатит, титаномагнетит, ильменит) минералов проведено с использованием оборудования

ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН – электронно-зондового рентгенофлуоресцентного микроанализатора SX-100 с пятью волно-дисперсионными спектрометрами.

В табл. 1 приведен химический состав исследованных типовых пород разного состава из обнажений ивдельского комплекса вдоль рек Манья и Лопсия (см. рис. 1).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

1. Новые дополнительные геохимические данные по интерпретации геодинамической обстановки, предполагаемому составу и флюидному режиму первичного мантийного источника.

В более ранних опубликованных работах показано (Петров, 2022; и др.), что на дискриминационной диаграмме Th/Yb–Ta/Yb точки состава пород ивдельского комплекса находятся в поле вулканитов островных дуг. При этом долериты ранней фазы, как видно на рис. 2а, формируют свой вертикальный тренд эволюции с ростом Th/Yb-отношения от 0.1 до 1.0 при относительно выдержанном значении отношения Ta/Yb – 0.05 (аналогично базальтам N-MORB). В составе долеритов с ростом Th/Yb увеличиваются содержания титана и железа при спаде содержания MgO. Породы поздней фазы (монзониты–кварцевые диориты–гранодиориты) на рис. 2а образуют широкий ареал в координатах Th/Yb–Ta/Yb. Разброс значений здесь варьируется: Th/Yb – 0.2–2.0, Ta/Yb – 0.02–0.1. Он практически полностью перекрывает диапазон этих параметров, характерных для вмещающих девонских D₁₋₃ свит Восточно-Тагильской островодужной зоны (ВТОЗ): перевозской (D₁), краснотурьинской (D₁) и частично лимкинской (D₂₋₃). Наличие такого перекрытия, возможно, отражает нарастающую контаминацию пород ивдельского комплекса (от долеритов к диоритам и гранодиоритам) островодужным веществом. При этом в связи с широким распространением интрузивных тел ивдельского комплекса по территории бывшей девонской островодужной системы одни из них контаминированы веществом с меньшим содержанием Nb, таким, например, как в перевозской свите, другие – с более высоким (краснотурьинская и лимкинская свиты). В то же время распределение РЗЭ во всех типах пород этого комплекса сохраняет первичную близость к N-MORB типу (Петров, 2022). В качестве возможных аналогий можно заметить, что присутствие “субдукционной компоненты” в составе постаккреционных магм отмечается для многих аккреционно-коллизонных орогенных поясов, формирующихся после замыкания зон субдукции (Лебедев и др., 2018; и др.).

На связь источника долеритов ивдельского комплекса с сильнодеплетированной мантией указывают и данные дискриминационной диаграммы

Таблица 1. Анализы петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в изученных (минералогия) типовых породах ивдельского комплекса**Table 1.** Analyses of petrogenic (wt %) and rare (ppm) elements in the researched samples of rocks of the Ivdel complex

Элемент	1	2	3	4	5
	5040	2680-1	5048-11	2671-1	5048-1
SiO ₂	47.00	50.40	54.00	54.10	63.80
TiO ₂	0.77	2.20	1.06	1.08	1.46
Al ₂ O ₃	19.10	14.60	18.10	15.80	12.90
Fe ₂ O ₃	2.60	4.25	3.38	4.71	3.24
FeO	4.26	7.88	4.87	5.62	5.46
MnO	0.12	0.26	0.15	0.19	0.13
MgO	7.07	5.70	3.23	3.84	1.42
CaO	12.70	5.51	6.15	6.11	2.46
Na ₂ O	2.57	5.11	4.83	3.77	4.11
K ₂ O	0.21	0.21	1.84	1.99	2.88
P ₂ O ₅	0.13	0.28	0.17	0.23	0.32
П.п.п.	2.91	2.69	1.76	1.96	1.09
Сумма	99.90	100.00	100.00	100.00	99.90
La	4.06	5.21	6.83	7.32	16.50
Ce	10.10	14.20	17.70	17.60	43.20
Pr	1.52	2.21	2.39	2.41	6.03
Nd	6.87	14.80	11.70	11.10	27.50
Sm	2.32	3.44	3.03	3.48	6.92
Eu	0.79	1.46	0.89	0.96	1.58
Gd	2.12	3.54	2.77	3.33	7.10
Tb	0.34	0.70	0.54	0.63	1.16
Dy	2.11	4.04	3.04	3.35	7.12
Ho	0.42	0.74	0.59	0.74	1.43
Er	1.27	2.47	2.10	2.26	4.54
Tm	0.22	0.37	0.32	0.35	0.68
Yb	1.11	2.13	1.87	2.33	3.92
Lu	0.17	0.34	0.28	0.37	0.69
V	188.00	360.00	304.00	331.00	92.40
Cr	666.00	13.50	108.00	63.80	214.00
Ni	65.40	12.30	23.90	21.50	6.42
Rb	2.73	3.51	37.20	37.60	57.40
Sr	463.00	109.00	455.00	484.00	234.00
Y	16.10	26.90	20.30	22.60	61.30
Zr	64.60	74.60	81.10	65.20	289.00
Nb	1.07	1.44	0.94	1.01	3.62
Ba	62.70	36.30	267.00	286.00	606.00
Hf	1.57	2.28	2.45	2.08	8.49
Ta	0.05	0.05	0.05	0.05	0.19
Pb	0.50	0.50	3.75	3.54	4.44
Th	0.36	0.67	1.29	1.90	4.73
U	0.17	0.27	0.60	0.95	2.10

Примечание. 5040 – долерит клинопироксеновый порфировидный; 2680-1 – монцодолерит клинопироксен-амфиболовый порфировидный хлоритизированный; 5048-11 – монзонит крупнозернистый клинопироксен- амфиболовый хлоритизированный; 2671-1 – кварцевый монцодиорит амфибол-клинопироксеновый порфировидный, хлоритизированный; 5048-1 – кварцевый диорит амфиболовый хлоритизированный. Геохимические особенности пород ивдельского комплекса подробно описаны в публикации (Петров, 2022) и первой статье из нашего цикла (Петров и др., 2023).

Note. 5040 – porphyritic clinopyroxene dolerite; 2680-1 – clinopyroxene-amphibole porphyritic monzodolerite, chloritized; 5048-11 – coarse-grained clinopyroxene-amphibole monzonite, chloritized; 2671-1 – quartz amphibole-clinopyroxene porphyritic monzodiorite, chloritized; 5048-1 – amphibole quartz diorite, chloritized. The geochemical features of the rocks of the Ivdel complex are described in detail in the publication (Petrov, 2022) and in the first article in our series (Petrov et al., 2023).

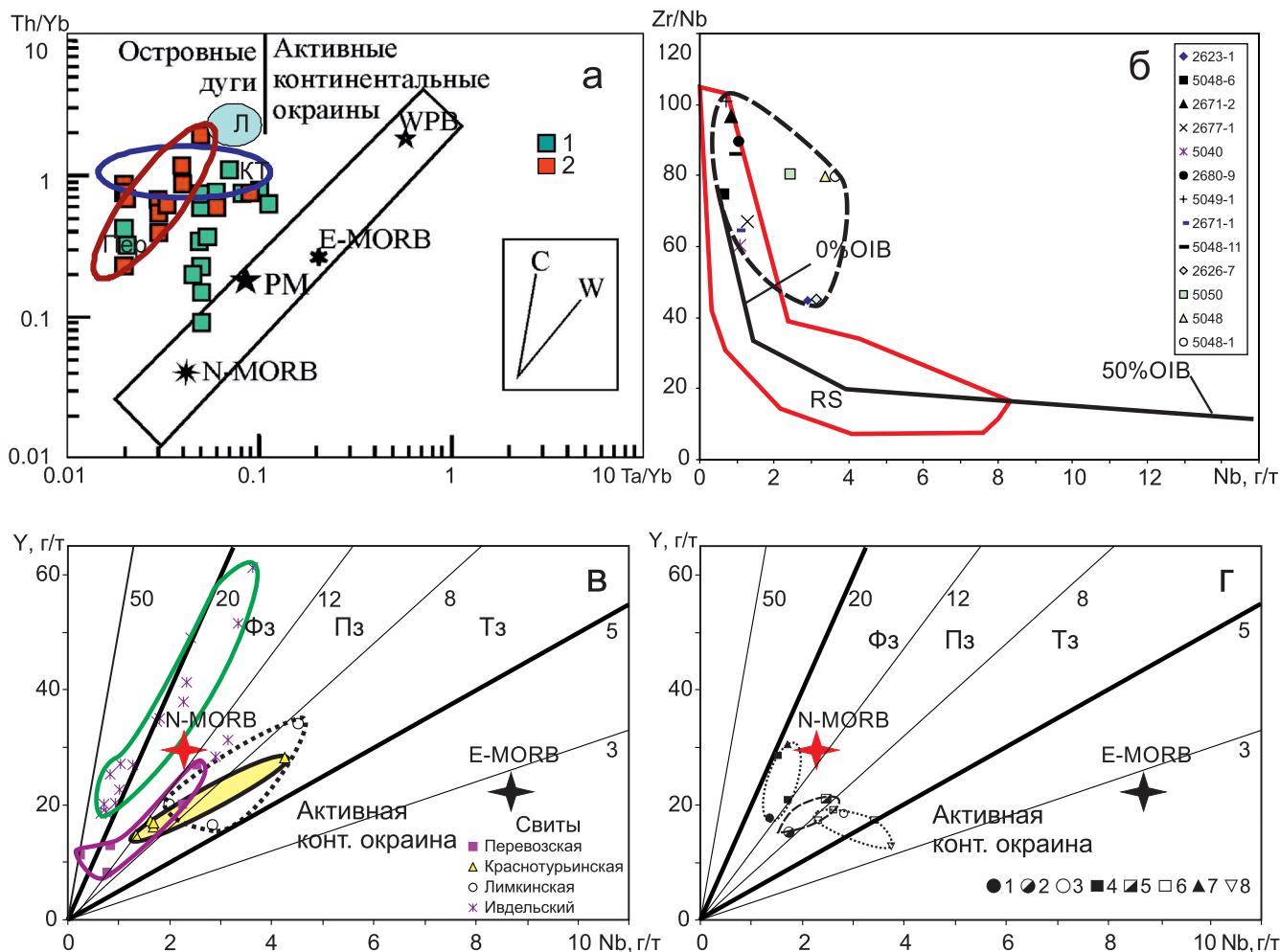


Рис. 2. Дискриминантные диаграммы геохимической и геодинамической типизации пород ивдельского комплекса.

а. Диаграмма Ta/Yb–Th/Yb (Pearce, 1983) для пород первой (1) и второй (2) фаз ивдельского комплекса с полями вмещающих островодужных свит D_{1-3} Восточно-Тагильской зоны. Свиты: Пер – Перевозская (D_1), красный овал; КТ – Краснотурьинская (D_1), синий овал; Л – Лимкинская (D_{2-3}). Средние составы пород эталонных обстановок N-MORB и E-MORB – по (Sun, McDonough, 1989), PM (примитивной мантии) – по (Taylor, McLennan, 1985) и WPB (базальтов внутриплитных обстановок) – по (Barberi et al., 1975). Тренды составов магматических серий, обусловленные коровой контаминацией (C) и дифференциацией мантийных магм (W), – по (Фролова, Бурикова, 1997).

б. Диаграмма Zr/Nb–Nb (Симонов и др., 2010) для пород ивдельского комплекса (поле, ограниченное пунктиром) с аналитическими данными из работ (Петров и др., 2021а, б; Петров, 2022). Красным цветом выделено поле (RS) рифтогенных базальтов (N-MORB) Красного моря. Стрелка характеризует долю плюмовых расплавов типа OIB (от 50 до 0%).

в. Геохимическая и геодинамическая типизация (Y/Nb-индекс) интрузивных (ивдельский комплекс – зеленое поле) и вулканогенных островодужных пород D_{1-3} Восточно-Тагильской зоны (в составе перевозской, краснотурьинской и лимкинской свит).

г. Диаграмма (Y/Nb-индексы), характеризующая поперечную геохимическую зональность четвертичного вулканизма Курильской островной дуги (Антонов, 2006). Значения Y/Nb-индекса составляют здесь для фронтальной зоны (ФЗ) – 20–12, переходной (ПЗ) – 12–8, тыловодужной (ТЗ) – 8–5. Средние составы пород: 1–3 – базальты ФЗ, ПЗ, ТЗ; 4–6 – андезибазальты и андезиты тех же зон, 7 и 8 – кислые вулканиты ФЗ и ТЗ. За граничное значение Y/Nb между островными дугами и активными континентальными окраинами принята величина 5.0. Обоснование – см. (Холоднов и др., 2021).

Fig. 2. Discriminant diagrams of geochemical and geodynamic typification of the rocks of the Ivdel complex, according to (Petrov, 2022; Petrov et al., 2021b, 2023).

а. Diagram Ta/Yb–Th/Yb (Pearce, 1983) for rocks of the first (1) and the second (2) phases of the Ivdel complex, with fields of host island-arc formations D_{1-3} of the East Tagil zone. Formations: Per – Perevozskaya (D_1), red oval; KT – Krasnoturinskaya (D_1), blue oval; L – Limkinskaya (D_{2-3}). Average rock compositions of reference settings: N-MORB and E-MORB – after (Sun, McDonough, 1989), PM (primitive mantle) – after (Taylor, McLennan, 1985), and WPB (within-plate basalts) – after (Barberi et al., 1975). Compositional trends of magmatic series due to crustal contamination (C) and differentiation of mantle magmas (W), after (Frolova, Burikova, 1997).

- б. Zr/Nb–Nb diagram (Simonov et al., 2010) for the rocks of the Ivdel complex (the field is bounded by a dotted line), with analytical data from the works (Petrov et al., 2021a, b; Petrov, 2022). The field (RS) of riftogenic basalts (N-MORB) of the Red Sea is highlighted in red. The arrow characterizes the proportion of plume melts of the OIB type (from 50 to 0%).
- в. Geochemical and geodynamic typification (Y/Nb-index) of intrusive (Ivdelsky complex – green field) and volcanogenic island-arc rocks D_{1-3} of the East Tagil zone (as part of the Perevozskaya, Krasnoturya, and Limkinskaya formations).
- г. Diagram (Y/Nb-indices) characterizing the transverse geochemical zoning of the Quaternary volcanism of the Kuril Island Arc (Antonov, 2006). The values of the Y/Nb-index are here: for the frontal zone (FZ) – 20–12, the transition zone (PT) – 12–8, for the back-arc zone (TZ) – 8–5. Average compositions of rocks: 1–3 – basalts FZ, PZ, TZ; 4–6 – basaltic andesites and andesites of the same zones; 7 and 8 – felsic volcanics FZ and TZ. The limit value of Y/Nb for the index between island arcs and similar continental margins is 5.0 (Kholodnov et al., 2021).

Zr/Nb–Nb (Симонов и др., 2010). Преобладающая часть пород ивдельского комплекса на рис. 2б, по данным (Петров и др., 2021а, б; Петров, 2022), находится в поле (красного цвета) рифтогенных базальтов типа N-MORB Красного моря. Эти базальты, как известно, образуются в процессе рифтогенеза и раскола древней континентальной коры Африканского континента с формированием в центральной части Красного моря рифтогенного бассейна с корой океанического типа. Стрелка на этом рисунке характеризует долю плюмовых расплавов типа OIB. Доля OIB этими геохимическими данными для ивдельского комплекса не фиксируется.

Геохимическая и геодинамическая типизация (Y/Nb-индекс) пород постагрегационного ивдельского комплекса и предшествующих островодужных пород Восточно-Тагильской зоны. Величина Y/Nb-индекса для пород ивдельского комплекса (см. рис. 2в) варьируется в диапазоне от 30 до 15, в среднем составляя 20. Все породы этого комплекса образуют единый тренд от долеритов через монциты к гранодиоритам, отвечающий дифференцированным сериям (Холоднов и др., 2021). В долеритах Y/Nb-индекс имеет максимальное значение 20–30. Это может означать, что мантийный источник для долеритов мог быть более деплетированным, чем источник для базальтов N-MORB типа (Y/Nb = 12) (Sun, McDonough, 1989). В более кремнекислых породах (монцитах, кварцевых диоритах и гранодиоритах) он снижается до 20–15.

Позиция пород постагрегационного ивдельского комплекса на этом рис. 2 заметно отличается от пород предшествующего островодужного цикла (перевозская, краснотурьинская и лимкинская свиты в составе ВТОЗ). Геохимическая типизация (Y/Nb-индекс) последних параллелизуется (см. рис. 2г) с поперечной геохимической зональностью вулканизма современной Курильской островной дуги (Антонов, 2006). Среди островодужных образований ВТОЗ наиболее близки к вулканитам фронтальной зоны Курильской дуги только вулканиты перевозской свиты (Y/Nb-индекс 30–10). Вулканиты краснотурьинской свиты тяготеют к образованиям переходной зоны, а лимкинской – к тыловодужным. Известные геологические данные такой геодинамической типизации этих свит не противоречат (Петров, 2022). Вулканиты перевозской свиты расположены на западе ВТОЗ, а краснотурьин-

ской и лимкинской – восточнее, отражая восточное направление погружения палеозоны субдукции.

Сопоставление данных рис. 2в и рис. 2г свидетельствует о том, что по значениям Y/Nb-индекса породы ивдельского комплекса наиболее близки к вулканитам фронтальной зоны Курильской дуги, а среди вулканитов ВТОЗ – к вулканитам перевозской свиты, отличаясь от них существенно более высокими содержаниями Y. Отмеченное выше снижение значения Y/Nb-индекса в кремнекислых породах ивдельского комплекса происходит за счет более быстрого роста содержаний Nb. Возможно, это отражает и данные рис. 2а – усиливающуюся контаминацию таких пород островодужным веществом.

Представляется, что наблюдаемая аналогия Y/Nb-индексов для пород ивдельского комплекса с вулканитами фронтальной зоны Курильской островной дуги, а также с вулканитами перевозской свиты ВТОЗ может быть связана с тем, что первичный очаг плавления сильнодеплетированного мантийного материала (с отрывом слэба и образованием “мантийного окна”) находился под фронтальной зоной (ФЗ) бывшей ВТОЗ. Предполагаемая позиция очага плавления имеет дополнительное, важное петрологическое следствие. Оно (как будет показано далее в статье) могло оказывать решающее влияние на минеральный состав формирующихся интрузий ивдельского комплекса и их потенциальную рудоносность. Так, известно (Авдейко и др., 2006), что поперечная зональность современных островных дуг определяется особенностями генерации магм. Для Курильской дуги, согласно разработанной модели магматизма, характерен дискретный характер зон магмообразования для фронтальной и тыловой ее частей. Это определяется как особенностями распределения температур и давлений в зоне субдукции, так и двумя уровнями отделения воды от разных океанических субстратов. Основным источником воды в области магмообразования ФЗ являются осадки и базальты слоев 1 и 2 океанической коры, а в тыловой зоне (ТЗ) – слой 3В. Здесь источником воды выступает дегидратация серпентина и талька водонасыщенных серпентинизированных перидотитов. Считается, что в тыловодужной зоне воды больше, чем в ФЗ. Это показывает наличие в породах (включая базальты) ТЗ таких водосодержащих ми-

нералов, как амфибол и биотит. В то же время лавы фронтальной зоны характеризуются двупироксеновыми ассоциациями фенокристаллов, т.е. они менее водонасыщенны. Вполне вероятно, что различия в *PT*-условиях и водонасыщенности генерируемых магм в ФЗ и ТЗ островных дуг могли иметь дополнительным следствием и существенные различия в режиме кислорода. Эти различия в водонасыщенности магм и их окислительно-восстановительного режима в ФЗ и ТЗ островных дуг затем по аналогии могли унаследованно проявляться и в особенностях наиболее раннего постаккреционного магматизма и флюидного режима бывших зональных островных дуг. Для Урала на примере таких девонских островодужных систем, как Восточно-Тагильская и Магнитогорская, первые результаты подобных аналогий уже наблюдаются (Салихов и др., 2019; Холодных и др., 2021; Петров, 2022). Предлагаемый цикл из двух статей продолжает развитие данного направления исследования.

2. Характеристика основных закономерностей в эволюции состава породообразующих и акцессорных минералов ивдельского комплекса.

Породообразующие минералы в породах ивдельского комплекса представляют клинопироксены, плагиоклазы, амфиболы и хлорит. Для наиболее кремнекислых разностей пород характерен кварц в гранофировых сростаниях с альбитизированным плагиоклазом. Наиболее распространенные акцессорные минералы – апатит, ильменит и титаномagnetит. Составы перечисленных минералов в виде таблиц находятся в особом приложении, которое по электронной почте может быть предоставлено всем заинтересованным исследователям.

Клинопироксены в породах имеют широкое развитие. Они изучены в долерите, монцодолерите, монзоните и монцодиорите. По составу отвечают диопсиду и авгитам (рис. 3а). Содержание главных элементов в минерале меняется по мере увеличения в породах концентраций кремнезема и щелочей. В долерите (обр. 5040) у р. Манья клинопироксен образует как отдельные крупные порфировидные выделения, так и мелкие зерна в основной массе породы. Крупные вкрапленники зональные: в центре кристаллов выше содержания MgO , Al_2O_3 , в краях – FeO и TiO_2 . Данная зональность позволяет выделить две генерации пироксена. Ранняя из них имеет более высокое содержание MgO (15.6–15 мас. %) при количестве Al_2O_3 2.4–2.8, FeO 6.4–6.5, TiO_2 0.5–0.7 мас. %. Вторая более железистая и титанистая: FeO – 7.9–9.8, TiO_2 – 1.0–1.3, MgO – 14.7–14, Al_2O_3 – 2.2–2.4 мас. %. В крупнозернистом монзоните (5048-11) р. Манья состав клинопироксена продолжает меняться в область составов, более богатых FeO (10.5–16.8 мас. %), также при пропорциональном снижении содержаний MgO – от 13 до 9.6 мас. % – и Al_2O_3 – от 2 до 1.4–0.87 мас. % (один ана-

лиз – до 0.19 мас. %). В то же время содержание TiO_2 (в отличие от предшествующей пробы) здесь с ростом содержаний FeO не повышается, а последовательно понижается (от 0.5–0.7 до 0.35–0.15 мас. %).

Клинопироксены в породах у р. Лопсия хорошо вписываются в данный тренд. Клинопироксен в монцодолерите (2680-1) имеет содержания MgO 14.2–15.1, FeO – 9.7–11.3 и TiO_2 – 0.58–0.95 мас. %. В порфировидном монцодиорите (2671-1) клинопироксен также более железистый. Его состав, мас. %: MgO – 12.2–12.58, Al_2O_3 – 2.5–2.64, FeO – 11.57–12.88, TiO_2 – 0.55–0.69. Здесь в пироксенах наблюдается появление фтора до 0.13 мас. % и хлора до 0.11 мас. %. Данные по составу клинопироксенов, таким образом, отражают их общую генетическую близость и принадлежность пород ивдельского комплекса к единой дифференцированной серии (Петров, 2022). Это подтверждают и данные рис. 4а, б, где точки состава клинопироксенов образуют единый линейный тренд, отражающий снижение содержаний MgO и Al_2O_3 по мере роста железистости ($f = (Fe^{2+}+Fe^{3+})/(Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mg)$), – от клинопироксена в долеритах к клинопироксенам монцодиоритов.

Плагиоклазы в породах ивдельского комплекса варьируются по составам от битовнита и лабрадора до альбита. В долерите (обр. 5040-1) плагиоклаз зональный, по составу – битовнит и лабрадор. Содержание CaO в зональных зернах меняется от внутренних к внешним зонам от 16.6 до 11.86 мас. % при росте Na_2O от 2.1 до 4.8, K_2O – от 0.08 до 0.28, FeO – от 0.55 до 0.74–1.15 мас. %. Рост количества FeO в плагиоклазе коррелирует с ростом железистости в зональном клинопироксене. Отмечено, что лабрадор с повышенным содержанием FeO образует в долерите включения в сидеронитовом титаномagnetите. Плагиоклаз всех остальных проб альбитизирован. Содержание Na_2O возрастает здесь до 11–12 мас. % при количестве K_2O 0.04–0.12, CaO – 1.57–0.63 мас. %.

Амфибол. Первоначально в заметном количестве он появляется только в монзоните на р. Манья (5048-11) и монцодолерите на р. Лопсия (2680-1). В кварцевом диорите (5048-1) р. Манья амфибол – это основной темноцветный минерал. Составы амфиболов охарактеризованы на рис. 3б и 4. На рис. 3б состав амфиболов отвечает в основном полю ферроэденита и железистой роговой обманки, несколько единичных анализов – полю ферроактинолита. По соотношению $MgO-(Fe^{2+}+Fe^{3+})/(Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mg)$ амфиболы (см. рис. 4а) продолжают тренд клинопироксенов в область более железистых составов. Часть анализов высокожелезистых амфиболов на рис. 4б отличается повышенным содержанием Al_2O_3 . Возможно, это свидетельствует о двух последовательных этапах его образования: позднемагматическом (субсолидусном) и постмагматическом. Температура кристаллизации

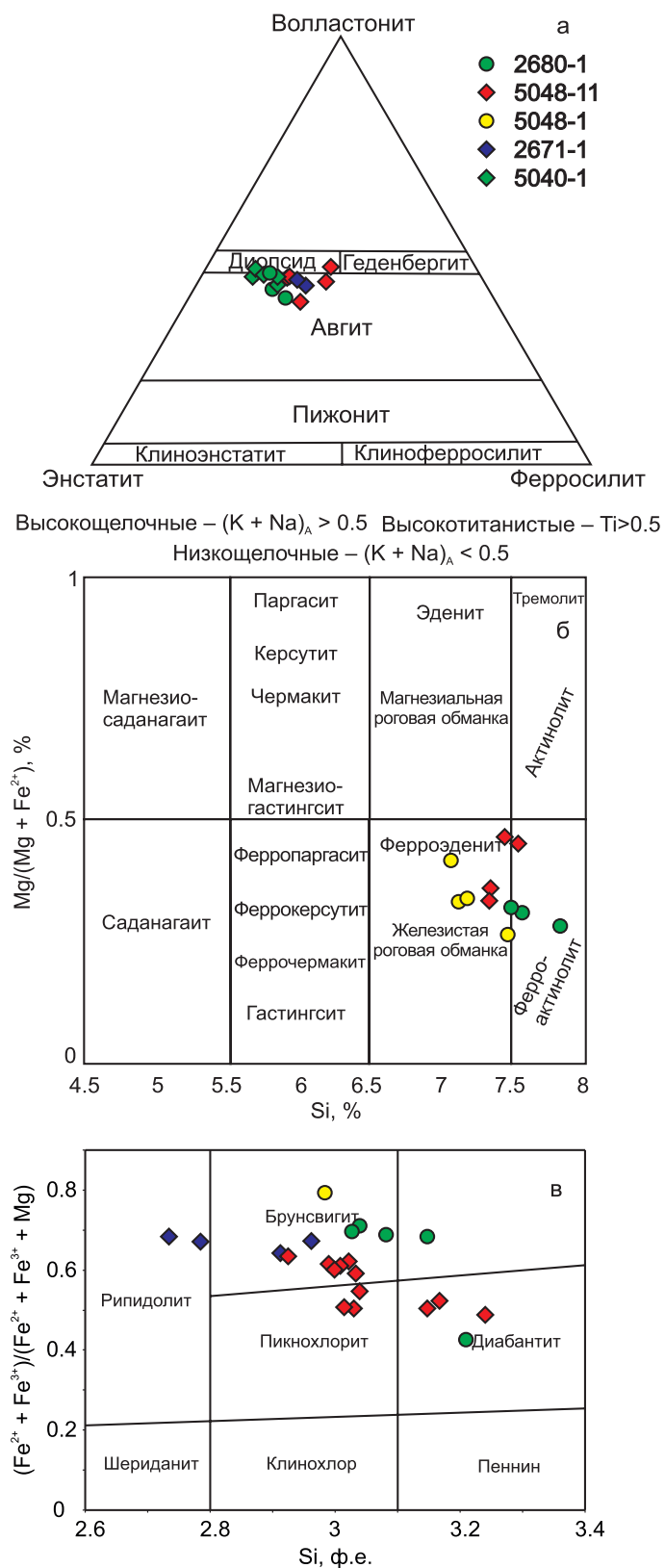


Рис. 3. Классификационные диаграммы для клинопироксенов (Morimoto et al., 1988) (а), амфиболов (Hawthorne et al., 2012) (б) и хлоритов (Hey, 1954) (в) ивдельского комплекса.

Fig. 3. Classification diagram for clinopyroxenes (Morimoto et al., 1988) (a), amphiboles (Hawthorne et al., 2012) (б) and chlorites (Hey, 1954) of the Ivdel complex.

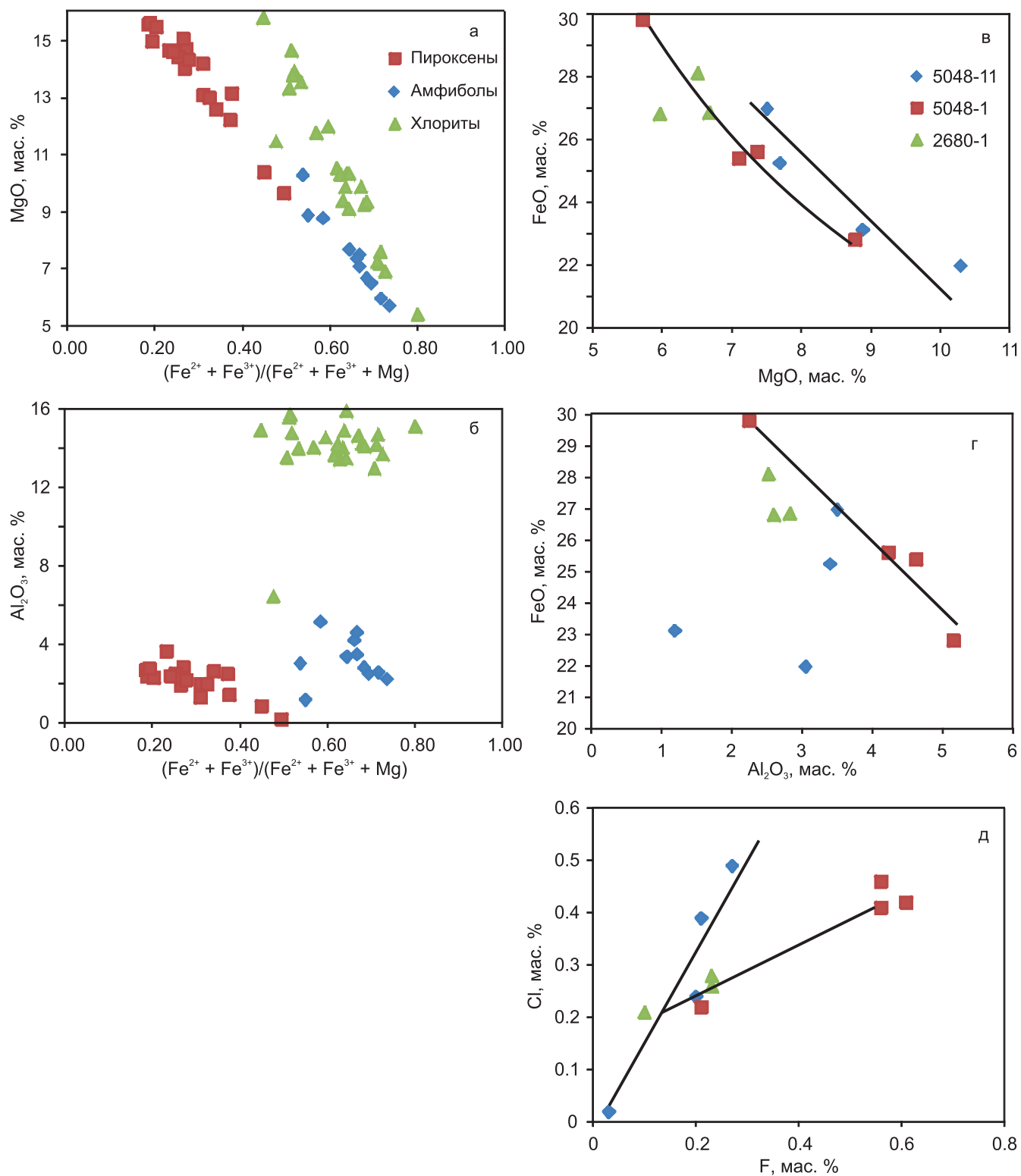


Рис. 4. Диаграммы $MgO-(Fe^{2+}+Fe^{3+})/(Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mg)$ (а), $Al_2O_3-(Fe^{2+}+Fe^{3+})/(Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mg)$ (б) для минералов (пироксены, амфиболы, хлориты) ивдельского комплекса и $FeO_{общ}-MgO$ (в), $FeO_{общ}-Al_2O_3$ (г), F-Cl (д) в амфиболах различных пород ивдельского комплекса. Номера проб на рис. 4в.

Fig. 4. Diagrams $Mg-(Fe^{2+}+Fe^{3+})/(Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mg)$ (а), $Al_2O_3-(Fe^{2+}+Fe^{3+})/(Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mg)$ (б) for minerals (pyroxenes, amphiboles, chlorites) of the rocks of Ivdel complex and $FeO_{tot}-MgO$ (в), $FeO_{tot}-Al_2O_3$ (г), F-Cl (д) in amphiboles from rocks of the Ivdel complex. Sample numbers in Fig. 4в.

амфиболов варьируется в диапазоне 696–556°C при $P < 1$ кбар (Otten, 1984; Hammarstrom, Zen, 1986; Schmidt, 1991; Hollister et al., 1987; Johnson, Rutherford, 1989). Снижение температуры кристаллизации амфиболов сопровождается ростом его железистости (от 0.55 до 0.75).

Ряд конкретных примеров по эволюции состава амфиболов в породах из разрезов вдоль рек Манья и Лопсия. В монцоните (обр. 5048-11) у р. Манья амфибол по составу (см. рис. 3б) варьируется от ферроэденита до железистой роговой обманки ($T_{\text{крист}}$ 570–556 °C, $f = 0.54–0.67$). Он характеризуется ростом содержаний FeO от 22 до 27 мас. % на фоне снижения содержаний MgO от 10 до 7 мас. % (см. рис. 4в). Количество TiO_2 0.63–0.74, Al_2O_3 – 3–3.5 мас. % (рис. 4г). Эти амфиболы имеют высокое содержание Cl (0.10–0.50 мас. %) при количестве F 0.10–0.27 мас. % (см. рис. 4д). При этом рост содержаний галогенов коррелирует с ростом железистости. Наряду с ферроэденитом и железистой роговой обманкой в этом монцоните в меньшей степени развит и актинолит. Он характеризуется пониженной железистостью, более низкими содержаниями Al_2O_3 (1.2–3 мас. %), TiO_2 , щелочей и галогенов.

В гранофировом кварцевом диорите (5048-1) р. Манья амфибол представлен ферроэденитом, железистой роговой обманкой и ферроактинолитом (см. рис. 3б). Их железистость f варьируется в диапазоне 0.58–0.74. Часть амфибола содержит больше Al_2O_3 (до 4–5 мас. %), чем это наблюдается в монцоните. Одновременно рост содержаний FeO в диапазоне 22.8–29.8 мас. % сопровождается здесь не только спадом содержания MgO от 8.8 до 5.7 мас. % (см. рис. 4в), но и пропорциональным снижением концентраций Al_2O_3 (от 5.16 до 2.25 мас. %; см. рис. 4г), а также TiO_2 (от 1.18 до 0.31 мас. %) и щелочей (K_2O – от 0.63 до 0.22, Na_2O – от 1.7 до 0.65 мас. %). Синхронно с этим снижается содержание галогенов: Cl – от 0.46 до 0.22, а F – от 0.61 до 0.21 мас. % (см. рис. 4д). Температура кристаллизации ферроэденита в этом типе пород сравнительно более высокая (696–603°C), чем амфиболов в монцоните (5048-11). Необходимо отметить, что первоначально амфиболы в гранофировом кварцевом диорите были богаче фтором, чем в этом монцоните (0.60 против 0.1–0.27 мас. %), при сходном количестве хлора (0.4–0.5 мас. %).

Амфиболы в монцодолерите (2680-1) у р. Лопсия по составу (см. рис. 3б) относятся к железистой роговой обманке и ферроактинолиту ($T_{\text{крист}}$ 617–592°C). Они характеризуются высокой железистостью ($f = 0.68–0.72$). По содержаниям FeO, MgO, Al_2O_3 больше соответствуют тренду амфиболов в монцоните р. Манья. Здесь с ростом содержаний FeO от 26.8 до 28.13 мас. % коррелирует рост TiO_2 (0.34–0.52 мас. %), щелочей и содержаний галогенов (фтора – от 0.1 до 0.23, хлора – от 0.21 до 0.28 мас. %) (см. рис. 4д).

Таким образом, приведенные выше примеры эволюции состава амфиболов в различных по составу породах из разрезов вдоль рек Манья и Лопсия свидетельствуют о следующем. Во-первых, составы амфиболов в целом наследуют и продолжают тренд эволюции клинопироксенов в область более железистых составов. Рост железистости амфиболов (от 0.55 до 0.75) при этом происходит на фоне снижения температуры их кристаллизации от 700 до 560°C при $P < 1$ кбар. Во-вторых, выявлены особенности в поведении галогенов. В монцоните р. Манья и монцодолерите р. Лопсия с ростом железистости амфиболов коррелирует рост содержания хлора (до 0.50 мас. %) и фтора (до 0.30 мас. %). В то же время в гранофировом кварцевом диорите (5048-1) р. Манья рост железистости в амфиболах происходит не только при высоких температурах (700–600°C), но и при существенном спаде содержаний галогенов – Cl и F. Первоначально амфиболы в гранофировом кварцевом диорите были более фтороносными (0.60 мас. % F) и хлороносными (0.4–0.5 мас. % Cl). Выявленное наличие особенностей в поведении галогенов в амфиболах монцонитов и кварцевых диоритов р. Манья, возможно, свидетельствует о принадлежности исследованных пород и интрузий такого состава к двум различным по режиму летучих флюидно-магматическим системам. Они формируются, вероятнее всего, на завершающих этапах кристаллизации расплавов такого состава (см. раздел “Обсуждение результатов”).

Хлориты. Все породы ивдельского комплекса, за исключением долеритов, интенсивно хлоритизированы. Состав хлоритов характеризуют данные классификационной диаграммы рис. 3в. Составы хлоритов широко варьируются и отвечают рипидолитам, брунсвигитам и диабантитам. На рис. 4а в координатах железистость–MgO хлориты формируют единый тренд – от более высокотемпературных железистых составов к более магнезиальным. Температура кристаллизации хлоритов, по данным геотермометров (Cathelineau, Nieva, 1985; Jowett, 1991; Kranidiotis, MacLean, 1987; Zang, Yaffe, 1995), меняется при этом от 312 до 173 °C. На рис. 4б основная масса хлоритов, за редким исключением, имеет постоянно высокое содержание Al_2O_3 – 14–16 мас. %, независимое от изменения железистости. По типам пород составы хлоритов распределяются следующим образом.

В долерите (5040) хлорит наименее глиноземистый, на рис. 4б его состав находится вне основного поля хлоритов, тяготея по низкому содержанию Al_2O_3 (6.48 мас. %) к составам амфибола.

В монцоните (5048-11) р. Манья спектр состава хлоритов обширный – от брунсвигитов до диабантитов. Первые из них (железистые) кристаллизовались при более высокой температуре ($T = 230–260$ °C), а менее железистые – при пониженной ($T = 173–200$ °C).

В первом более высокотемпературном типе хлоритов содержание FeO 26–32, TiO_2 – 2.0–4.5, K_2O – 0.70–1.2 при MgO 9–10.5 мас. %. Здесь самые высокие содержания Cl (0.24–0.45 мас. %) и F (0.12–0.22 мас. %). Второй, более магнезиальный и низкотемпературный тип (MgO 13.3–14.7, FeO 24.5–28, TiO_2 0–0.5, K_2O 0.01–0.06 мас. %) характеризуется низким содержанием Cl (0.01–0.05 мас. %) и F (0.06–0.11 мас. %). Под микроскопом в шлифах первая генерация представлена хлоритом бурого цвета. По-видимому, она развивается по первичному магматическому биотиту. Это подтверждают повышенные содержания калия и титана. Высокий уровень содержаний Cl (до 0.45 мас. %) и F (до 0.22 мас. %) в таком хлорите соответствует содержаниям этих галогенов в железистом амфиболе (ферроздените) этой породы. Магнезиальный хлорит поздней генерации по низкому уровню содержаний Cl и F близок к позднему актинолиту с содержанием Cl 0.02 мас. %, F 0.03 мас. %, с которым он образует совместный парагенезис. Этап позднего наложенного метасоматоза (метаморфизма?) характеризуется формированием агрегата вторичных низкотемпературных минералов – альбит-цоизит-актинолит-магнезиального хлорита.

В гранофировом кварцевом диорите (5048-1) р. Манья хлорит (брунсвит) ($T_{\text{крист}}$ 240 °C) максимально железистый, количество FeO возрастает в нем до 33.7–38.6 мас. % при содержаниях MgO 5.4–7.85, TiO_2 0.23–0.90, K_2O 0.04–0.23 мас. %. Количество Cl относительно хлорита в монзоните здесь понижается до 0.16–0.22 мас. %, а F – повышается до 0.29 мас. %.

В монцодолерите (2680-1) р. Лопсия хлорит имеет температуру кристаллизации (230–184°C) с той же тенденцией (как и у хлоритов монзонита р. Манья) снижения железистости по мере уменьшения температуры. В то же время необходимо отметить, что у хлоритов здесь общая для всех них большая железистость, чем у хлоритов монзонита р. Манья. Содержание FeO составляет 31–34, MgO – 6.9–7.6 мас. % при повышенном содержании TiO_2 (2.0–3.14 мас. %) и K_2O (1.05–2.26 мас. %). По-видимому, здесь также формировался наиболее железистый хлорит, замещающий биотит. Такой хлорит обнаруживает максимально высокое содержание Cl (0.71–0.79 мас. %) при количестве F 0.07–0.18 мас. %. Любопытно, что этап хлоритизации биотита происходил здесь с участием более хлороносного флюида, чем это при хлоритизации биотита в монзоните р. Манья. В данной породе отмечается присутствие и позднего низкотемпературного и низкожелезистого хлорита с содержанием FeO 22.96, MgO – 15.8, K_2O – 0.05 мас. %.

В монцодиорите (2671-1) р. Лопсия все хлориты также высокожелезистые: FeO – 33.2–34.8, MgO 9.3–10.35 мас. %, при количестве TiO_2 до 1.15 мас. % (в хлорите с содержанием Cl 0.32 мас. %). Содержа-

ние K_2O низкое (0.02–0.06 мас. %). В хлорите содержание Cl меняется здесь от 0.32 до 0.01–0.03 мас. % при количестве F 0.14–0.17 мас. %.

Таким образом, состав хлоритов характеризует следующий температурный этап (312–173 °C) в постмагматическом преобразовании (вслед за амфиболами (700–560°C)) первичного состава пород ивдельского комплекса. В отличие от направления эволюции в составах позднемагматического и постмагматического амфибола с ростом железистости – на фоне снижения температуры – в хлоритах наблюдается обратный процесс. Хлориты формируют тренд – от более ранних высокотемпературных железистых составов к более низкотемпературным магнезиальным. При этом в монзонитоиде первые из них (высокотемпературные, железистые) содержат наиболее высокие концентрации Cl (до 0.45–0.80 мас. %), тогда как более поздние низкотемпературные, магнезиальные хлориты характеризуются здесь низким содержанием Cl и F. В то же время в гранофировом кварцевом диорите (5048-1) р. Манья максимально железистый высокотемпературный хлорит относительно беден Cl (0.16–0.22 мас. %). Возможно, это последнее различие характеризует унаследованную аналогию с двумя предполагаемыми (по амфиболам) типами флюидно-магматических систем.

Наиболее распространенные акцессорные минералы в породах ивдельского комплекса – титаномагнетит, ильменит и апатит.

Титаномагнетит и ильменит. Эти минералы широко варьируются по составу. В долерите (5040-1) титаномагнетит имеет наиболее низкие содержания TiO_2 (6.2–7%), при этом он выделяется повышенным содержанием Al_2O_3 (2.2–3.25 мас. %) и MgO (0.55–1.23 мас. %) (рис. 5а, б). Крупный сидеронитовый титаномагнетит такого состава содержит идиоморфные включения плагиоклаза – лабрадора, что свидетельствует о их совместной кристаллизации в долеритовом расплаве. Ильменит, как и титаномагнетит, в долерите богат MgO (0.90–3.68 мас. %), при этом имеет самое низкое содержание (MnO 0.55–0.65 мас. %). Соотношение $TiO_2/FeO = 1.0$ в диапазоне концентраций того и другого 45–50 мас. %.

В крупнозернистом клинопироксен-амфиболовом монзоните (5048-11) составы титаномагнетита и ильменита другие. Титаномагнетит здесь высокотитанистый, с содержанием TiO_2 в диапазоне 9.3–15 мас. %. Характеризуется наличием структур распада. Содержания MgO и Al_2O_3 понижены и составляют, мас. %: MgO – 0.07–0.08, Al_2O_3 – 0.96–1.33 (см. рис. 5а, б). Ильменит здесь двух типов (рис. 5в). Один из них, по-видимому, более ранний, имеет низкое содержание MnO (0.90 мас. %) при содержаниях MgO 0.30, Al_2O_3 – 0.44, FeO – 48.5 мас. %. Другой, более крупный сегрегационный, находится в краевых зонах высокотита-

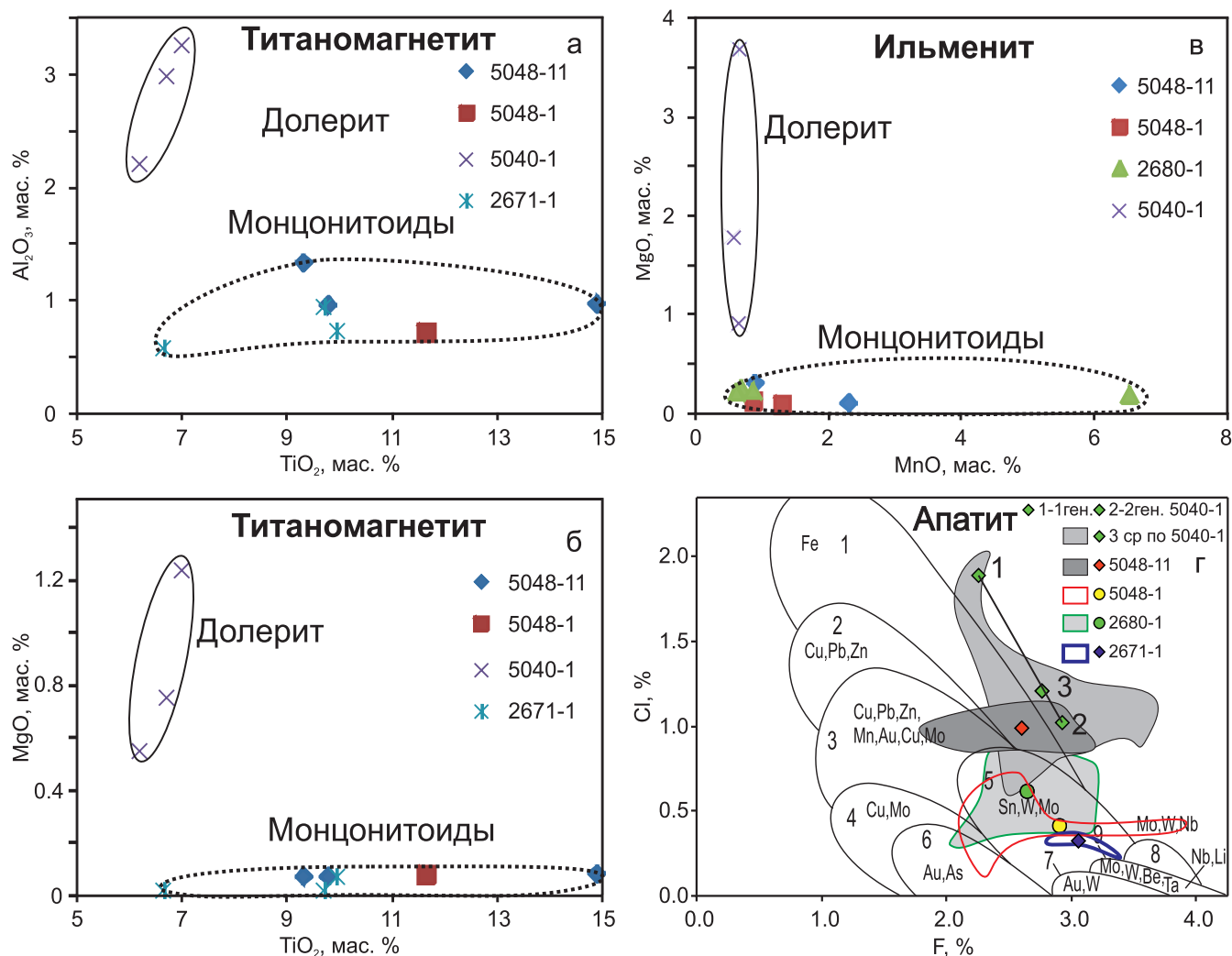


Рис. 5. Составы титаномагнетита (MgO, Al₂O₃, TiO₂) (а, б), ильменита (MgO, MnO) (в) и апатита (Cl, F) (г) в породах ивдельского комплекса.

На рис. 5г данные для апатита представлены в виде полей и средних составов. Для долерита (5040-1) показаны составы различных генераций апатита: 1 ген. и 2 ген. – первая и вторая генерации соответственно, 3ср – среднее значение по всем анализам. Здесь же в виде полей показано соотношение содержаний хлора и фтора в апатитах из гранитоидов с различной металлогенической специализацией и рудоносностью (Холоднов, Бушляков, 2002). Поля составов: 1 – габброиды и гранитоиды Урала со скарново-магнетитовым и титаномагнетитовым оруденением; 2 – вулканыты Урала с медно-колчеданным оруденением; 3, 4 – гранитоиды с медно-порфировым и полиметаллическим оруденением; 3 – Урал и США, 4 – Кураминский хребет; 5 – гранитоиды с вольфрам-оловянным и молибденовым оруденением Приморья и Забайкалья; 6, 7 – гранитоиды Урала с золотосульфидно-кварцевым и шеелитовым оруденением; 8, 9 – фтороносные гранитоиды Урала с молибден-вольфрамовой (степнинский, увильдинский комплексы и др.) и редкометалльной Be-, Ta-, Li-минерализацией (Адуйский, Кременкульский, Шотинский массивы и др.).

Fig. 5. Compositions of titanomagnetite (MgO, Al₂O₃, TiO₂) (a, б), ilmenite (MgO, MnO) (в), and apatite (Cl, F) (г) in rocks of the Ivdel complex.

On Fig. 5г, data for apatite are presented in the form of fields and average compositions, according to rocks and samples in the fields of Fig. 5г. For dolerite (5040-1), the compositions of different generations of apatite are shown: 1 ген. and 2 ген. – the first and second generations respectively, 3ср – is the average value for all analyses. Here, in the form of fields, the ratio of the contents of chlorine and fluorine in apatites from granitoids with different metallogenic specialization and ore content is shown (Kholodnov, Bushlyakov, 2002). These compositional fields are: 1 – gabbroids and granitoids of the Urals with skarn-magnetite and titanomagnetite mineralization; 2 – volcanic rocks of the Urals with copper-pyrite mineralization; 3, 4 – granitoids with porphyry copper and polymetallic mineralization: 3 – Urals and USA, 4 – Kuraminsky Range; 5 – granitoids with tungsten-tin and molybdenum mineralization in Primorye and Transbaikalia; 6, 7 – granitoids of the Urals with gold-sulfide-quartz and scheelite mineralization; 8, 9 – fluorine-bearing granitoids of the Urals with molybdenum-tungsten (Stepna, Uvilda complexes, etc.) and rare-metal Be, Ta, Li mineralization (Aduysky, Kremenkulsy, Shotinsky massifs, etc.).

нистого (со структурами распада) титаномagnetита. Этот ильменит имеет повышенное количество MnO (до 2.3 мас. %) при содержаниях MgO – 0.10, Al₂O₃ – 0.39, FeO – 45.7 мас. %.

В гранофировом амфиболовом кварцевом диорите (5048-1) титаномagnetит и ильменит по составам являются близкими к этим минералам в монзоните (5048-11). Титаномagnetит высокотитанистый (TiO₂ 11.6 мас. %) при низких содержаниях MgO и Al₂O₃ (см. рис. 5а, б). Первично обособленный ильменит (см. рис. 5в) также беден MnO (0.9–1.3 мас. %) при содержаниях MgO 0.09–0.13, Al₂O₃ – 0.39, FeO – 46.2–47.5 мас. %.

Титаномagnetиты и ильмениты в породах у р. Лопсия близки по составам аналогичным минералам в монзонитоидах р. Манья (см. рис. 5). Содержание TiO₂ в титаномagnetите (2671-1) р. Лопсия составляет 10–6.65, MgO – 0.02–0.07, Al₂O₃ – 0.57–0.94 мас. %. Ильменит в монцодолерите (2680-1) р. Лопсия беден MnO (0.62–0.87 мас. %) при содержаниях MgO 0.22–0.26, Al₂O₃ – 0.38–0.44, FeO – 47–48, TiO₂ – 49.1–50.5 мас. %. По составу этот ильменит наиболее близок к раннему обособленному ильмениту в монзоните (5046-11) р. Манья. Кроме того, здесь появляется ильменит, который наиболее обогащен MnO (до 6.53 мас. %). Его состав, мас. %: TiO₂ – 46.6, FeO – 40.16, MgO – 0.19.

Таким образом, в породах ивдельского комплекса титаномagnetиты и ильмениты также обнаруживают вполне определенную эволюцию своих составов (от долеритов к монзонитам и кварцевым диоритам), кроме того, образуют ряд последовательных генераций, отражающих стадийность кристаллизации самих этих типов пород. По аналогии можно отметить, что близкие по составам типы аксессуарных и рудных ильменитов и титаномagnetитов ранее установлены, например, в рифтогенных габброидах среднерифейского кусинско-копанского комплекса в Башкирском мегантиклинории Ю. Урала, а также в связанных с ними крупных magnetит-ильменитовых месторождениях (Холоднов и др., 2015, 2016). Здесь была выявлена зависимость состава этих минералов от температуры кристаллизации и фугитивности кислорода (см. далее раздел “Обсуждение результатов”).

Апатит. Этот аксессуарный минерал в породах ивдельского комплекса обнаруживает широкий диапазон вариаций в содержаниях Cl и F (см. рис. 5г). Максимальными концентрациями Cl (до 2.0 мас. %) характеризуется часть апатитов в долерите (5040-1). В других породах этого дифференцированного комплекса от долеритов к монзонитам и далее к кварцевому диориту происходит резкий (от породы к породе) дискретный спад концентраций Cl в апатитах на фоне роста содержаний F.

В долерите у р. Манья апатит по соотношению Cl и F образует ряд составов, которые на рис. 5г обозначены как средние составы двух его генера-

ций. Первая генерация (по-видимому, раннемагматическая) имеет наиболее высокие содержания Cl (1.5–2.0 мас. %) при количестве F 2.1–2.33 и SO₃ 0.0–0.02 мас. %. Величина Cl/F = 0.8. Вторая, более поздняя, генерация (возможно, позднемагматическая, “субсолидусная”) характеризуется пониженным количеством Cl (0.8–1.25 мас. %) при широком диапазоне концентраций F (2.4–3.7 мас. %). Содержание SO₃ 0–0.05 мас. %. Величина Cl/F = 0.3–0.5. В этой генерации появляются зональные зерна апатита, одни из зон в которых более богаты Cl и F относительно других. Эти данные отражают поведение галогенов при кристаллизации высокотемпературного и бедного водой (первичный амфибол здесь отсутствует) долеритового расплава. Они свидетельствуют о том, что кристаллизация долерита сопровождалась наиболее значительным снижением в нем содержаний хлора. Спад содержаний Cl в апатите составлял 1 мас. % (в среднем).

В клинопироксен-амфиболовом монзоните (5048-11) р. Манья апатит по содержаниям F (2.5–3.2 мас. %) и Cl (0.9–1.1 мас. %) является близким аналогом апатита второго (субсолидусного) этапа в долерите. Содержание SO₃ в апатитах здесь не превышает 0.03 мас. %. В амфиболовом кварцевом диорите (5048-1) этого же района апатит относительно предыдущих проб долерита и монзонита имеет заметно более низкие содержания Cl (в диапазоне 0.10–0.70 мас. %) на фоне широких вариаций в содержаниях F (от 2.1 до 3.9 мас. %) (что отражают данные рис. 5г). Содержание SO₃ в апатитах здесь составляет 0.01–0.03 мас. %.

Апатиты в монцодолерите (2680-1) и монзоните (2671-1) р. Лопсия, по сравнению с апатитами р. Манья, имеют в целом существенное снижение содержаний хлора. В монцодолерите (2680-1) содержание Cl в апатите составляет 0.60–0.85 мас. % при количестве F 2.3–3.2 мас. %. Величина Cl/F = 0.25–0.35. Содержание SO₃ 0–0.02 мас. %. В апатите кварцевого монзонита (2671-1) содержание хлора наиболее низкое (0.24–0.40 мас. %) при вариациях фтора 2.1–3.36 мас. % (см. рис. 5г), Cl/F = 0.15–0.10. Содержание SO₃ 0–0.05 мас. %.

Таким образом, состав апатита, по-видимому, в данном случае хорошо отражает первичную динамику в эволюции флюидной фазы на магматическом этапе кристаллизации дифференцированных расплавов разного состава. Можно предположить, что в ряду пород долерит–монзонит–кварцевый диорит (по данным апатита) происходит существенное снижение количества хлора в кристаллизующихся расплава, на фоне некоторого роста содержаний фтора. Спад содержаний Cl, по этим данным, мог быть наиболее значителен при кристаллизации долеритов. Последующая кристаллизация монзонитов и кварцевых диоритов сопровождалась дальнейшим выносом хлора из интрузивных тел такого состава. Монцодолерит и монцо-

нит из района р. Лопсия, по данным состава апатита, характеризуют менее насыщенные хлором магматические системы этого района, также на этапах их кристаллизации. Возможно, уже первоначально (еще до внедрения) эти магматические системы здесь могли быть более дегазированными в отношении хлора.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В предыдущих разделах данной статьи, а также в предыдущей статье данного цикла (Петров и др., 2023) приведен практически весь необходимый перечень геологических, геохимических и минералогических данных, позволяющий произвести реставрацию не только особенностей геодинамической позиции и состава первичного мантийного источника (N-MORB) для интрузий постагрегационного ивдельского комплекса, но и физико-химических условий петрогенезиса для магматических тел, внедренных в структуру ВТОЗ. Эти данные представляют собой и фактическую основу для теоретического обоснования прогноза рудообразующего потенциала этого комплекса.

Указанные данные свидетельствуют о том, что на самом раннем постагрегационном этапе в структуру ВТОЗ (ее фронтальную, переходную и тыловую зону) произошло массовое внедрение разнообразных по форме (силы, дайки, штоки) и составу (от долеритов и монцонитоидов до кварцевых диоритов и гранодиоритов) магматических тел. Такая позиция интрузивных тел имеет значение не только для процесса контаминации внедренных расплавов разным по составу островодужным веществом (см. рис. 2а), но и для их металлогенической специализации с экстракцией части рудного вещества из различных по составу островодужных толщ в ФЗ, ПЗ и ТЗ.

Установлено также, что породы основного состава (долериты) отвечают по составу производным сильнодеплетированной мантии с первичным источником, близким базальтам N-MORB. На основании геохимических данных (см. рис. 2б–г) обоснована связь этого источника с отрывом слэба и раскрытием “мантийного окна”, расположенного под фронтальной зоной бывшей ВТОЗ. По аналогии с современными островными дугами (Авдейко и др., 2006) подобный состав источника и очага плавления предполагает обедненность магм водой, а также и относительно низкую фугитивность кислорода, определяемую высокой температурой первичных магнетиальных долеритовых магм.

Задачи данного раздела. 1. Определение причин и факторов прогрессирующего роста железистости клинопироксенов на раннем этапе кристаллизации пород разного состава (от долерита до кварцевого монцонита), а затем и амфиболов на поздних и постмагматическом этапах (от монцодолеритов

к кварцевым диоритам). Эта задача распространяется и на эволюцию в составах титаномагнетита и ильменита с определением аналогичных причин роста в титаномагнетитах содержаний титана от долерита к монцонитоидам и кварцевому диориту. 2. Роль и особенности железисто-хлоридного автометасоматоза при преобразовании первичных магматических пород разного состава. Обоснование выделения двух типов (закрытого и открытого) ФМС, оценка их потенциальной рудоносности. 3. Разработка критериев потенциальной рудоносности для постагрегационных интрузий ивдельского типа с определением причин возможной их специализации на тот или иной комплекс рудных элементов.

Характеристика причин и факторов прогрессирующего роста железистости клинопироксенов и амфиболов, синхронного роста содержаний титана в акцессорных титаномагнетитах на этапах кристаллизации пород (от долерита к монцонитам и кварцевому диориту).

Проведенные исследования показали, что состав клинопироксенов отражает генетическую близость всех типов пород ивдельского комплекса и подтверждает их принадлежность к единой непрерывно-дифференцированной магматической серии (Петров, 2022). По ряду параметров химического состава (см. рис. 3а; 4а, б) клинопироксены образуют единые тренды эволюции (от долеритов к кварцевым монцонитам), отражающие общее снижение их магнетиальности и глиноземистости на фоне существенного роста железистости. На дискриминантной диаграмме TiO_2 –FeO (Симонов и др., 2010) (рис. 6а) клинопироксены на фоне последовательного роста в содержаниях FeO проходят через максимум (инверсию) в содержаниях TiO_2 . Она проявляется в клинопироксенах с содержанием FeO 8–10 мас. %. Пропорциональный рост железа и титана характеризует долерит р. Манья (5040-1) с увеличением концентраций FeO и TiO_2 от более ранних порфировидных выделений клинопироксена к его мелким зернам в основной массе породы. В крупных зональных вкрапленниках это коррелирует с ростом содержаний FeO и TiO_2 от центра к краям кристаллов. Второй обратный тренд корреляции образуют клинопироксены пород с более высокой щелочностью. Здесь от монцодолеритов р. Лопсия (2680-1) к более кремнекислым породам (монцонитам, кварцевым монцонитам и диоритам) рек Лопсия и Манья количество TiO_2 в клинопироксенах понижается на фоне дальнейшего роста содержаний FeO. Одновременно с этим данные дискриминантной диаграммы TiO_2 –FeO (см. рис. 6а) свидетельствуют о том, что клинопироксены ивдельского комплекса по соотношениям этих оксидов близки к полям клинопироксенов (Симонов и др., 2010) из базальтов внутритропических океанических островов и плато-

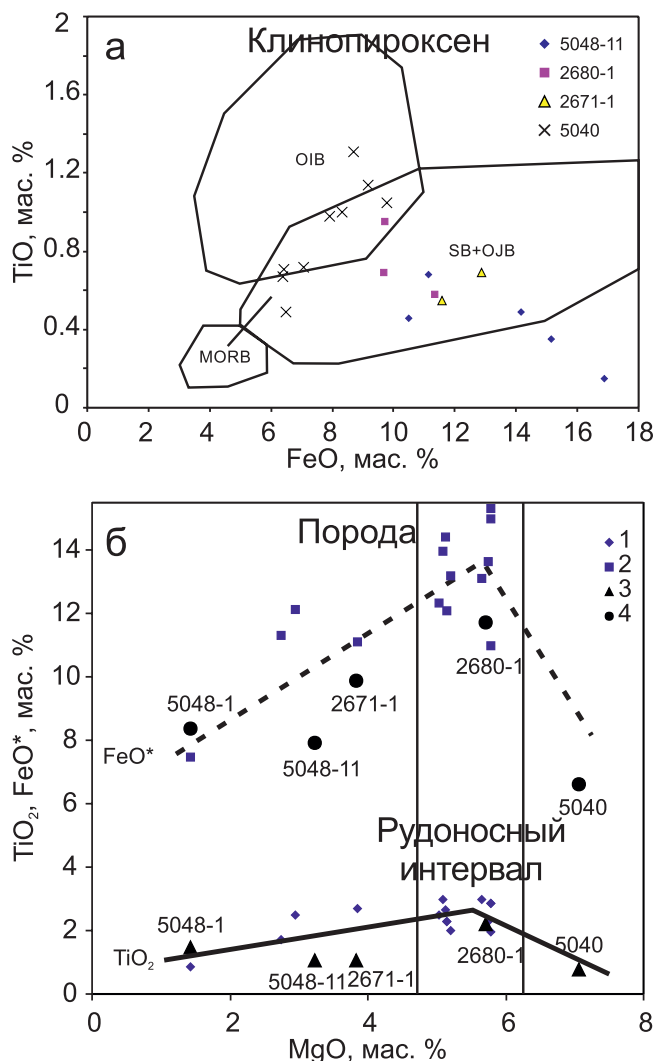


Рис. 6. Диаграммы, характеризующие составы клинопироксенов (а) и соотношение TiO_2 , FeO^* , MgO (б) в породах ивдельского комплекса.

а – дискриминантная диаграмма TiO_2 - FeO^* для клинопироксенов ивдельского комплекса с полями состава клинопироксена из базальтов внутриплитных океанических островов (OIB), срединно-океанических хребтов (MORB), платобазальтов Сибирской платформы (SB) и бассейна Науру океанического плато Онтонг Джава (OJB) в Тихом океане (Симонов и др., 2010); стрелка отражает состав предполагаемого первичного магматического источника для долеритов ивдельского комплекса; б – диаграмма соотношения содержания TiO_2 и FeO^* с MgO в породах ивдельского комплекса; 1 – TiO_2 и 2 – FeO^* , по данным (Петров и др., 2021а, б; Петров, 2022), 3 – TiO_2 и 4 – FeO^* с номерами проб (см. табл. 1).

Fig. 6. Diagrams characterizing the compositions of clinopyroxenes (a) and the ratio of TiO_2 , FeO^* , MgO (b) in rocks of the Ivdel complex.

a. Discriminant diagram TiO_2 - FeO^* for clinopyroxenes of the Ivdel Complex with fields of clinopyroxene composition from basalts of intraplate oceanic islands (OIB), mid-ocean ridges (MORB), plateau basalts of the Siberian Platform (SB) and the Nauru Basin of the Ontong Java Oceanic Plateau (OJB) in the Pacific Ocean (Simonov et al., 2010). Symbols for samples in the margins of the diagram. The arrow reflects the composition of the supposed primary magmatic source for the dolerites of the Ivdel'sky rock. b. The ratio of the contents of TiO_2 and FeO^* with MgO in the rocks of the Ivdel complex; 1 – TiO_2 and 2 – FeO^* , according to the data (Petrov et al., 2021a, b; Petrov, 2022), 3 – TiO_2 and 4 – FeO^* with sample numbers (see Table 1).

базальтов Сибирской платформы. Эта кажущаяся аналогия, по-видимому, отражает не столько роль геодинамических обстановок, сколько интенсивность эволюции состава клинопироксена, определяемую осушением дифференцированных расплавов (от долерита к кварцевым монзонитам и диоритам) и снижением в связи с этим фугитивности кислорода и некоторого роста $T_{\text{крист}}$. На рис. 6б показано соотношение содержаний TiO_2 и FeO с MgO уже непосредственно в самих породах ивдельского комплекса. Здесь также на более раннем этапе их эволюции спад в содержаниях MgO коррелирует с ростом в породах содержаний железа и титана с максимумом рудных элементов в долеритах с содержанием MgO 5–6 мас. %. Этому максимуму отвечает и наиболее высокое содержание в таких долеритах рудных минералов: титаномагнетита и ильменита. При этом необходимо отметить, что накопление титана и железа в породах в целом происходит более интенсивно, чем рост содержания в них такого высокозарядного некогерентного элемента, как Nb (см. рис. 2в), который устойчи-

ливо сохраняет индикаторные признаки первичного сильнодеплетированного источника. В дальнейшем (см. левую часть рис. 6а) кристаллизационная дифференциация ивдельского комплекса сопровождается уже синхронным спадом в породах содержаний MgO , FeO и TiO_2 . Это происходит на фоне продолжающегося роста в клинопироксенах его железистости, а в титаномагнетитах – содержания титана.

Возвращаясь к “аномальному” составу клинопироксенов ивдельского комплекса (близкому клинопироксенам в траппах Сибирской платформы), надо отметить, что первичный сильнодеплетированный магматический расплав этого комплекса мог быть более высокомагнезиальным, чем это демонстрируют известные анализы долеритов. Это позволяет связать возможный состав самых ранних вкрапленников клинопироксена, как показано на рис. 6а стрелкой, с клинопироксенами в поле (MORB).

Обоснование принадлежности пород ивдельского комплекса к титаномагнетитовой ферро-

фации (роль температурного фактора и окислительно-восстановительного режима).

Признаки осушения дифференцированных расплавов при их кристаллизации, снижения фугитивности кислорода и роста температуры кристаллизации характерны, помимо клинопироксена, и для эволюции состава акцессорных рудных минералов (титаномагнетита и ильменита) ивдельского комплекса. Тренды эволюции в составах акцессорного титаномагнетита и ильменита это подтверждают (см. рис. 5а–в). В долерите титаномагнетит имеет более низкие содержания TiO_2 (6–7 мас. %) относительно титаномагнетита в породах (9–15 мас. %) с более высоким содержанием кремнезема (монцонитах и кварцевых диоритах). Крупный сидеритовый титаномагнетит в долерите богат MgO и Al_2O_3 , тогда как в титаномагнетите кремнекислых пород содержания этих компонентов резко понижены. Ильменит в долерите также обогащен MgO , одновременно он имеет самое низкое содержание MnO . В монцоните и кварцевом диорите ильменит беден MgO при росте содержаний MnO . Эти минералогические данные соответствуют признакам принадлежности пород ивдельского комплекса к титаномагнетитовой феррофации (Ферштатер, 1987). Для этой феррофации, в отличие от магнетитовой (с более высокой фугитивностью кислорода), характерны высокотемпературные условия выделения богатого титаном магнетита (и ильменита определенного состава) из магматического расплава, образующего равновесный парагенезис с высокожелезистыми силикатами. Низкая летучесть кислорода отвечает здесь значениям $lgfO_2 = -12$ – -18 с ограничением поля титаномагнетитовой феррофации линиями буферных реакций $Ni-NiO$ и кварц-фаялит-магнетит.

На рис. 7а приведена диаграмма соотношения содержаний TiO_2 в ильмените и титаномагнетите для рудных минералов ивдельского комплекса. По данным термометра Баддингтона–Линдсли (Полтавец, 1975), кристаллизация ильменита и титаномагнетита в долеритах (5040-1) происходила при $T = 800$ °C и фугитивности кислорода $-lgfO_2 = 12$ – 15 бар. В монцоните и кварцевом диорите (5048-11 и 5048-1) температура кристаллизации этих минералов увеличивалась до 900–1000 °C при снижении фугитивности кислорода до $-lgfO_2 = 10$ – 12 бар.

На рис. 7б приведена схема феррофаций по (Ферштатер, 1987), породы ивдельского комплекса отвечают здесь полю значений титаномагнетитовой феррофации, низкая летучесть кислорода в которой ограничена линиями буферных реакций $Ni-NiO$ и кварц-фаялит-магнетит.

Роль и особенности железисто-хлоридного автометасоматоза при преобразовании постагрегационных магматических интрузий ивдельского типа. Обоснование выделения двух типов (закры-

того и открытого) ФМС. Оценка их возможной рудоносности.

Изучение содержаний галогенов в минералах (апатит, амфибол, хлорит) показало, что ивдельский комплекс относится к первично обогащенным хлором флюидно-магматическим системам (ФМС). Максимальное содержание Cl в апатите долеритов достигает 2.0 мас. %, а в наиболее железистых постмагматических амфиболах и хлоритах – до 0.49 и 0.79 мас. % соответственно. Принадлежность различных по составу интрузий ивдельского комплекса к общей для всех них сильнодегазирующей (с обеднением расплавов от долеритов к кварцевым диоритам хлором, водой и кислородом) ФМС проявляется и еще в одной важной черте его формирования. Это особенности преобразования минерального состава первичных магматических пород на постмагматическом этапе.

Типы ФМС. Как показано выше, состав **амфиболов** в процессе раннего более высокотемпературного железисто-хлоридного автометасоматоза варьируется по составу от ферроэденита и железистой роговой обманки до ферроактинолита. Температура кристаллизации этих разновидностей амфибола меняется в диапазоне 696–556 °C. При этом с ростом железистости f от 0.55 до 0.75 температура кристаллизации амфиболов понижается. Наблюдаются и некоторые различия в эволюции состава постмагматических амфиболов для двух типов пород: монцонитов и гранофировых кварцевых диоритов, в обнажениях у р. Манья. Эти различия могут быть проинтерпретированы как отражение особенностей для автономных ФМС (Марашев, Безмен, 1992). В первом типе пород (монцониты) рост железистости амфиболов сопровождался ростом содержаний галогенов (в первую очередь Cl). По-видимому, автометасоматоз монцонитов происходил в условиях ФМС относительно закрытого типа, как результат дополнительного накопления Cl в постмагматическом флюиде богатом Fe. В гранофировом кварцевом диорите железисто-хлоридный автометасоматоз сопровождался уже заметным снижением количества галогенов (Cl) в постмагматическом амфиболе (см. рис. 4д). Это может быть более открытый для летучих тип ФМС.

Амфибол в монцодолерите (2680-1) у р. Лопсия также характеризуется высокой железистостью – $f = 0.68$ – 0.72 ($T_{\text{крист}} = 617$ – 592 °C). По составу он близок к железистым амфиболам в монцоните у р. Манья. Как и в монцоните р. Манья, в амфиболах монцодолерита с ростом содержаний FeO растут содержания галогенов: хлора и фтора. Сходство в поведении галогенов позволяет предполагать, что автометасоматоз монцодолерита, как и монцонита р. Манья, происходил в условиях относительно закрытой ФМС.

Таким образом, на позднемагматическом этапе и ранней стадии постмагматических преобра-

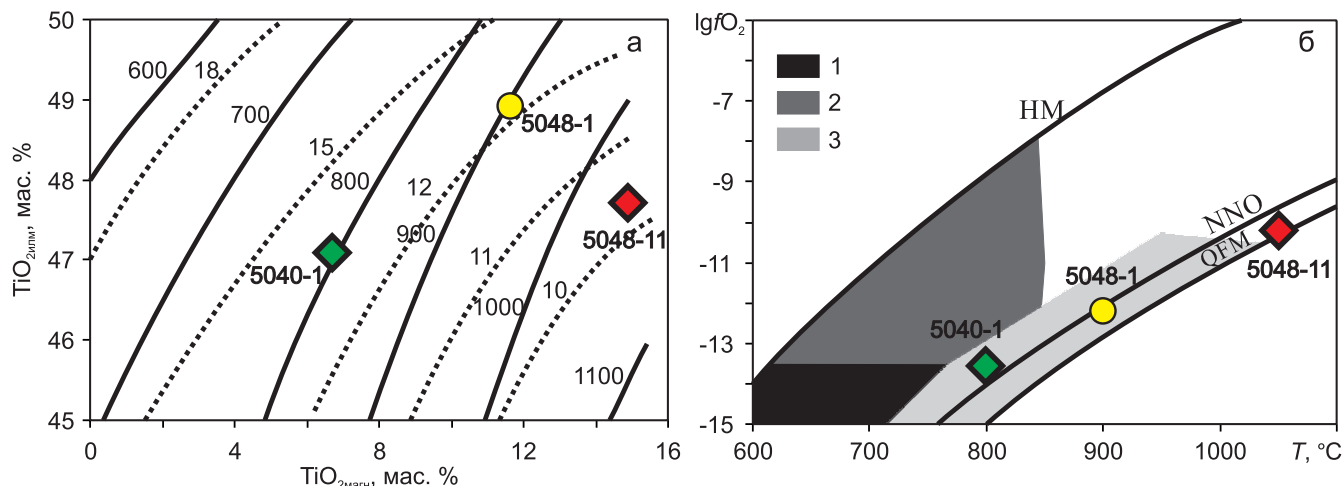


Рис. 7. Диаграмма соотношения содержаний TiO_2 в ильмените и магнетите для рудных минералов ивдельского комплекса (а) и схема феррофаций (Ферштатер, 1987) (б).

Сплошные – линии изотермы ($^{\circ}\text{C}$), точечные – изобары ($-\lg f\text{O}_2$, бар), построенные на основе модифицированного термометра Баддингтона–Линдсли (Полтавец, 1975). 1–3 – феррофации: 1 – магнетитсодержащая, 2 – магнетитовая, 3 – титаномагнетитовая. Линии буферных равновесий проведены по данным (Eugster, Wones, 1962). QFM = кварц + фаялит + магнетит; NNO = $\text{Ni} + \text{NiO}$; HM = гематит + магнетит.

Fig. 7. Diagram of the ratio of TiO_2 contents in ilmenite and magnetite for ore minerals of the Ivdel complex (a) and scheme of ferrofacies (Fershtater, 1987) (b).

Solid lines – isotherm lines ($^{\circ}\text{C}$), dotted lines – isobars ($-\lg f\text{O}_2$, bar), built on the basis of a modified Budington-Lindsley thermometer (Poltavets, 1975). 1–3 – ferrofacies: 1 – magnetite-bearing, 2 – magnetite, 3 – titanomagnetite. Buffer equilibrium lines are drawn according to (Eugster, Wones, 1962). QFM = quartz + fayalite + magnetite; NNO = $\text{Ni} + \text{NiO}$; HM = hematite + magnetite.

зований (этап амфиболизации пород) наблюдается продолжающийся рост железистости амфиболов. Поведение хлора на этом этапе различается: в одних случаях он накапливается при росте железистости амфибола (монзонитоиды), в другом случае его количество понижается также при росте железистости (кварцевые диориты).

Это предполагает наличие двух типов автономных ФМС. Флюидно-магматические системам закрытого типа характеризует завершение кристаллизации и последующий железисто-хлоридный аутометасоматоз монзонитоидов, а ФМС открытого типа – кристаллизацию и аутометасоматоз кварцевых диоритов. Представляется, что открытый тип ФМС может быть более эффективным в отношении предполагаемой рудоносности интрузий ивдельского комплекса, чем закрытый тип. В ФМС закрытого типа вынос хлора из системы не фиксируется, Cl остается в системе и накапливается сначала в амфиболе, а затем и в раннем высокожелезистом хлорите.

ПРОГНОЗ РУДОНОСНОСТИ

Для ивдельского комплекса в целом можно выделить два основных рудогенерирующих этапа в его эволюции. Первый этап связан с наличием

рудной магнетит-ильменитовой минерализации в дифференцированных долеритах (см. рис. 6б), с режимом воды и кислорода, соответствующим параметрам титаномагнетитовой феррофации. Это характеризует состав пироксена, плагиоклаза (битовнита-лабрадора), раннемагматического богатого хлором апатита и рудных минералов (титаномагнетита и ильменита) в долерите р. Манья. Титаномагнетит в таком типе долеритов содержит, мас. %: TiO_2 – 6–7, MgO – 0.5–1.25, Al_2O_3 – 2.2–3.25. Ильменит, как и титаномагнетит, богат здесь MgO (0.90–3.7 мас. %), имеет низкое содержание MnO (0.55–0.65 мас. %), соотношение $\text{TiO}_2/\text{FeO} = 1.0$ (в диапазоне концентраций того и другого 45–50 мас. %). Данные диаграмм рис. 7 свидетельствуют о том, что кристаллизация ильменита и титаномагнетита в рудоносных долеритах происходила при T , близкой к 800°C , и фугитивности кислорода $-\lg f\text{O}_2 = 12$ –15 бар, что отвечает полю значений титаномагнетитовой феррофации по (Ферштатер, 1987). Подобные типы рудных ильменитов и титаномагнетитов характерны, например, для рифтогенных магматических магнетит-ильменитовых месторождений в габброидах среднего рифея (кусинско-копанская группа) в Башкирском мегаантиклинории (Холоднов и др., 2015, 2016). На возможную рудоносность долеритов такого типа указыва-

ют и наблюдаемые (Петров и др., 2021a, б; Петров, 2022) повышенные суммарные содержания в них FeO^* (до 21%) и TiO_2 (2–2.5 мас. %). На рис. 6б выделен интервал в составах долеритов ($\text{MgO} = 5\text{--}6$ мас. %), с которым связаны наиболее высокие содержания железа и титана. Масштабы этого типа оруденения могут быть значительными в случае обнаружения более глубинных и крупных габбро-долеритовых интрузий.

Второй рудогенерирующий этап в эволюции ивдельского комплекса может быть связан с внедренными в структуру ВТОЗ интрузивных тел монцонитоидов и кварцевых диоритов, по режиму воды и кислорода также принадлежащих титаномagnetитовой феррофации. Здесь в зависимости от состава внедряющихся расплавов режима воды и галогенов, в первую очередь Cl, активности кислорода формируется ряд автономных ФМС. Они обнаруживают заметные особенности и в процессах постмагматического автометасоматоза: он происходит с участием железисто-хлоридного флюида. Два основных типа таких автономных ФМС описаны выше. ФМС закрытого типа характеризует процесс кристаллизации и последующий железисто-хлоридный автометасоматоз монцонитоидов, а ФМС открытого типа – кристаллизацию и автометасоматоз интрузий кварцевых диоритов. Открытый тип ФМС может быть более эффективным в отношении предполагаемой рудоносности интрузий ивдельского комплекса. Можно предположить, что в ФМС открытого типа более интенсивный вынос летучих компонентов мог сопровождаться экстракцией и выносом из кристаллизующихся расплавов в экзоконтакты интрузивных тел и особенно в их надинтрузивную зону хлорофильных рудных элементов, таких как Fe, Cu, Zn, Pb, Mo, Au и др. В этом случае, при наличии благоприятных для флюидов зон миграции (разломы, зоны дробления и т.д.), на геохимических барьерах (особенно при наличии здесь вмещающих сульфидоносных островодужных толщ) вполне могли формироваться гидротермально-метасоматические рудные залежи (Cu, Zn, Au, Mo и др.). Желательное наличие вмещающих сульфидоносных пород определяется тем, что расплавы, формирующие породы ивдельского комплекса, характеризуются практически полным отсутствием в их составе магматогенной серы. Поэтому для формирования рудной сульфидной минерализации, в частности содержащей Au и полиметаллы, необходим дополнительный источник серы. Можно предположить, что таким источником серы, а также источником части сульфурфильных металлов (Cu, Zn, Au и др.) вполне могли быть островодужные вулканогенные толщи, которые рассекаются интрузивными телами пород ивдельского комплекса, а затем дренируются связанными с ними потоками постмагматических хлорсодержащих флюидов.

На теоретическую реальность описанного выше процесса указывают наблюдаемые на практике проявления прожилково- и гнездово-вкрапленной сульфидной минерализации. Они приурочены к зонам дробления в районах распространения умеренно кислых интрузий ивдельского комплекса, сопровождаемых геохимическими аномалиями Cu, Zn, Pb, Mo, Ag, Co и минерализацией пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, блеклой руды, барита, халькозина, пирротина. Часто отмечается присутствие акцессорного флюорита. Один из примеров такой зоны сульфидной полиметаллической минерализации (в связи с кварцевыми монцонитоидитами ивдельского комплекса) показан на рис. 8. Учитывая наличие в данном районе золотых россыпей, можно предположить, что источником для них могли служить подобные золотосодержащие минерализованные зоны, представляющие собой отдельный поисковый интерес на рудное золото.

Сотрудниками ЦНИГРИ (Е.В. Матвеева и др., устное сообщение) установлено, что золото в россыпях связано преимущественно с оруденением золотосульфидно-кварцевого типа, а также с мало-глубинным низкотемпературным оруденением золотосеребряного типа. Последнее, по мнению указанных авторов, могло представлять собой позднюю стадию золотосульфидно-кварцевого рудогенного процесса. Формирование золотоносных зон кварц-сульфидной минерализации, с определенной долей вероятности, могло быть связано с разгрузкой хлороносных гидротерм, выделившихся в процессе магматической эволюции ивдельского комплекса.

Наряду с охарактеризованными выше теоретическими и практическими данными в качестве прогнозной может быть использована и известная диаграмма распределения галогенов (хлора и фтора) в акцессорных апатитах (см. рис. 5г) из гранитоидов с различной металлогенической специализацией и рудоносностью (Холоднов, Бушляков, 2002). Это связано с тем, что уровни концентраций Cl и F в акцессорных апатитах во многих случаях являются информативными в отношении состава сопутствующей гранитоидам разнообразной рудной минерализации. На этой диаграмме апатиты (5040-1) в долеритах у р. Манья (с максимальным содержанием Cl 1.5–2.0 мас. %) тяготеют к полю 1 (габброиды и гранитоиды со скарново-магнетитовым и титаномagnetитовым оруденением), тогда как основная часть позднего апатита (с содержанием Cl 0.8–1.25 мас. %) больше отвечает полю 3 (гранитоидам с медно-порфировым и полиметаллическим оруденением). Апатиты в монцоните р. Манья (5048-11) имеют аналогичную позицию (поле 3). В кварцевом диорите р. Манья содержания Cl в апатитах снижаются до минимальных значений, отвечая полям 5 и 6 (гранитоидам

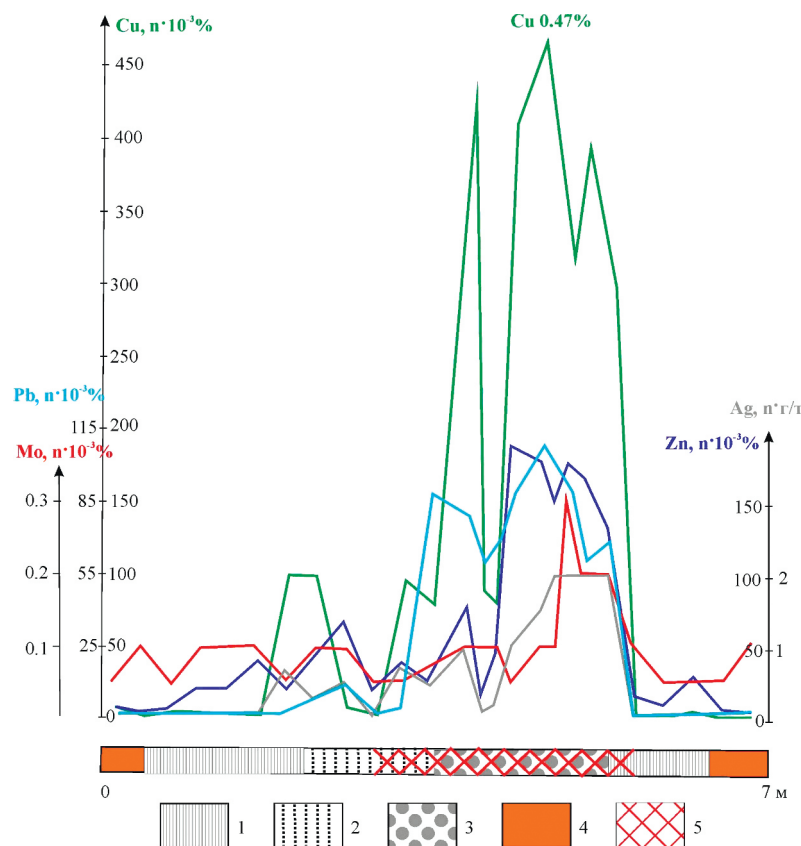


Рис. 8. Комплексная геохимическая аномалия в зоне сульфидной минерализации. Разрез составлен по материалам геолого-съемочных работ М.М. Павлова.

1–3 – арбыньинская толща D₂: 1 – алевролиты, кремнистые сланцы, 2 – вулканомиктовые песчаники, 3 – вулканомиктовые конгломераты; 4 – кварцевые монцодиориты ивдельского комплекса D₃; 5 – зона дробления с гнездово-вкрапленной сульфидной минерализацией.

Fig. 8. Complex geochemical anomaly in the zone of sulfide mineralization. The section is based on the materials of geological survey works by M.M. Pavlov.

1–3 – Arbyninskaya series D₂: 1 – siltstones, siliceous shales, 2 – volcanomictic sandstones, 3 – volcanomictic conglomerates; 4 – quartz monzodiorites of the Ivdel complex D₃; 5 – crushing zone with nest-interspersed sulfide mineralization.

с вольфрам-оловянным, молибденовым и золотым оруденением). Апатиты из пород р. Лопсия (монцодолерита и кварцевого монцодиорита), характеризующиеся существенно более низкими содержаниями хлора, на этой прогнозной диаграмме лежат преимущественно в поле 5, частично и 6 (в полях гранитоидов с вольфрамовым, оловянным, молибденовым и золотошеелитовым оруденением).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установлено, что интрузивные тела основного состава (долериты) в постаккреционном (D₃) ивдельском габбро-долерит-монзонит-гранодиоритовом комплексе по составу отвечают производным сильнодеплетированной мантии с первичным источником, близким базальтам N-MORB.

Обосновывается связь этого источника с отрывом слэба и “мантийным окном”, расположенным под фронтальной зоной бывшей ВТОЗ. Это определяется особенностям геохимической типизации (Y/Nb-индекс) пород как самого постаккреционного ивдельского комплекса, так и предшествующих островодужных пород ВТОЗ, а также наблюдаемой аналогией с вулканитами фронтальной зоны Курильской островной дуги (Антонов, 2006). Такая позиция очага плавления имеет важное петрологическое следствие. Водонасыщенность магм фронтальных зон современных островных дуг более низкая, чем в их тыловодужных зонах (Авдейко и др., 2006). Эти различия в водонасыщенности магм ФЗ и ТЗ островных дуг затем по аналогии могли унаследованно проявляться и в особенностях раннего постаккреционного магматизма и его флюид-

ного режима в структурах бывших островных дуг. Такое унаследование низкой водонасыщенности и связанных с этим других физико-химических особенностях (низкая фугитивность кислорода, роль высоких температур) могло быть характерным и для всей серии магматических пород ивдельского постагрегационного комплекса. Это подтверждается данными изучения минералогии пород ивдельского комплекса.

Дальнейшая эволюция магм (от долеритов к монцонитам, кварцевым диоритам и гранодиоритам) происходила при их движении вверх к поверхности Земли и отражала усиливающуюся контаминацию дифференцированных кремнекислых магм надсубдукционным островодужным веществом. Показано (Петров, 2022), что на дискриминационной диаграмме Th/Yb–Ta/Yb точки состава пород ивдельского комплекса находятся в поле вулканитов островных дуг. При этом породы поздней фазы (монцониты–кварцевые диориты–гранодиориты) образуют самый широкий ареал в координатах Th/Yb–Ta/Yb, разброс значений которого практически полностью перекрывает диапазон этих параметров, характерных для вмещающих девонских D₁₋₃ свит ВТОЗ. При этом в связи с широким распространением интрузивных тел ивдельского комплекса по всей территории бывшей девонской островодужной системы одни из них контаминированы веществом с меньшим содержанием Nb (перевозская свита), другие – веществом с более высоким содержанием Nb (краснотурьинская и лимкинская свиты). В то же время распределение R_{3Э} во всех типах пород этого комплекса сохраняет первичную близость к N-MORB типу.

Детальное изучение минералогии пород ивдельского комплекса показало следующее. Установлен прогрессирующий рост железистости клинопироксенов на этапе его кристаллизации в породах разного состава (от долерита до кварцевого монцонита), эту тенденцию наследуют и амфиболы в ряду пород от монцодолеритов к кварцевым диоритам. Нарастание железистости клинопироксена отражает интенсивность осушения дифференцированных расплавов (от долерита к кварцевым монцонитам и диоритам) и снижения в связи с этим фугитивности кислорода и роста температуры кристаллизации. Подобные признаки характерны и для эволюции составов акцессорных рудных минералов (титаномагнетита и ильменита). Эти минералогические данные соответствуют признакам принадлежности пород ивдельского комплекса к титаномагнетитовой феррофации (Ферштатер, 1987). По данным модифицированного геотермометра Баддингтона–Линдсли (Полтавец, 1975), кристаллизация ильменита и титаномагнетита в долеритах происходила здесь при $T = 800^\circ\text{C}$ и фугитивности кислорода $-\lg f\text{O}_2 = 12\text{--}15$ бар. В монцоните и кварцевом диорите температура

кристаллизации этих минералов возрастала до $900\text{--}1000^\circ\text{C}$ при снижении фугитивности кислорода до $-\lg f\text{O}_2 = 10\text{--}12$ бар.

Другой важной петрологической особенностью этого комплекса является его формирование при участии богатого хлором магматогенного флюида. В зависимости от состава внедряющихся расплавов, содержаний в них воды, хлора и активности кислорода формируется ряд автономных сильно-дегазирующих флюидно-магматических систем, для которых характерны заметные особенности в процессах постмагматического автометасоматоза (вторичный амфибол, хлорит) – он происходит с участием железисто-хлоридного флюида. Общая принадлежность по режиму летучих (галогенов, воды и кислорода) таких автономных ФМС к титаномагнетитовой феррофации (Ферштатер, 1987) может определять и их общую металлогеническую специализацию, и возможную потенциальную рудоносность.

Вынос летучих из таких ФМС мог сопровождаться экстракцией и переносом из кристаллизующихся расплавов в экзоконтакты интрузивных тел и в их надинтрузивные зоны – хлорофильных рудных элементов. Это при наличии благоприятных для флюидов зон миграции (разломы, зоны дробления и т.д.) и геохимических барьеров (особенно при наличии благоприятных вмещающих сульфидоносных островодужных толщ) вполне могли формироваться гидротермально-метасоматические зоны рудной минерализации, обогащенные Cu, Zn, Au, Mo и др. Данные зоны при эрозии могли быть коренным источником золота для известных россыпей данного района. Крупные тела габбро-долеритов этого комплекса, возможно, перспективны на высокотитанистое магнетит-ильменитовое оруденение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. (2006) Геодинамические условия вулканизма и магнезиализации Курило-Камчатской островодужной системы. *Петрология*, **14**(3), 248–265.
- Антонов А.Ю. (2006) Вещественная зональность четвертичного вулканизма Курильской островной дуги и новые петрологические следствия. *Литосфера*, (1), 22–44.
- Лебедев В.А., Парфенов А.В., Якушев А.И. (2018) Неоген-четвертичный магматизм Чалдыранской равнины и ее обрамления (восточная Турция): пример постколлизийной эволюции от надсубдукционного к внутриплитному типу. *Петрология*, **26**(5), 486–510.
- Маракушев А.А., Безмен Н.И. (1992) Минералогическо-петрологические критерии рудоносности изверженных пород. М.: Наука, 316 с.
- Петров Г.А. (2022) Геохимические особенности вулканитов северной части Тагильской структуры как отражение эволюции палеозоны субдукции. *Литосфера*, **22**(6), 709–740.

- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В. (2021a) Проявление позднедевонского постаккреционного магматизма на восточном склоне Северного Урала: новые данные о возрасте и геохимии. *Докл. РАН*, **500**(1), 38-46.
- Петров Г.А., Тристан Н.И., Бороздина Г.Н., Маслов А.В. (2021b) Стратиграфия и обстановки формирования девонских толщ Тагильской мегазоны на Северном Урале. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **29**(3), 3-28.
- Петров Г.А., Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Ронкин Ю.Л. (2023) Позднедевонский габбро-долерит-монзонит-гранодиоритовый комплекс в бассейне р. Северная Сосьва (Северный Урал): новые данные о составе, возрасте и геохимии. *Литосфера*, **23**(6), 1038-1058. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-6-1038-1058>
- Полтавец А.Ю. (1975) Обсуждение титаномagnetитового геотермометра Баддингтона-Линдсли на основе сравнительного анализа равновесий шпинелидов магнетитовой серии. *Изв. АН СССР. Сер. Геол.*, (6), 63-72.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. (2019) Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. М.: Наука, 392 с.
- Симонов В.А., Клец А.Г., Ковязин С.В., Ступаков С.И., Травин А.В. (2010) Физико-химические условия раннего плюмового магматизма Западной Сибири. *Геология и геофизика*, **51**(9), 1277-1297.
- Ферштатер Г.Б. (1987) Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 232 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. (1997) Магматические формации современных геотектонических обстановок: Уч. пособие. М.: Изд-во МГУ, 320 с.
- Холоднов В.В., Бушляков И.Н. (2002). Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 390 с.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бочарникова Т.Д., Коновалова Е.В. (2015) Состав и условия формирования Ti-Fe-V оруденения в двупироксеновом габбро Медведевского месторождения (Ю. Урал). Ч. I. Петрохимическая и геохимическая характеристика пород и руд. *Литосфера*, (6), 69-83.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бочарникова Т.Д., Коновалова Е.В. (2016) Состав и условия формирования Ti-Fe-V оруденения в двупироксеновом габбро Медведевского месторождения (Ю. Урал). Ч. II. Стадийность рудообразования как результат эволюции рудоносного расплава. *Литосфера*, (2), 48-70.
- Холоднов В.В., Шардакова Г.Ю., Пучков В.Н., Петров Г.А., Шагалов Е.С., Салихов Д.Н., Коровко А.В., Прибавкин С.В., Рахимов И.Р., Бородин Н.С. (2021) Палеозойский гранитоидный магматизм Северного, Среднего и Южного Урала как отражение этапов геодинамической и геохимической эволюции коллизионного орогена. *Геодинамика и тектонофизика*, **12**(2), 225-245.
- Barberi F., Ferrara G., Santacroce R., Treuil M., Varet J. (1975) A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia). *J. Petrol.*, (16), 22-56.
- Cathelineau M., Nieva D.A. (1985) chlorite solid solution geothermometer The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **91**, 235-244.
- Eugster H.P., Wones D.R. (1962) Stability relations of the ferruginous biotite, annite. *J. Petrol.*, **3**(1), 82-125.
- Hammarstrom J.M., Zen E.-An. (1986) Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Amer. Miner.*, **71**(11/12), 1297-1313.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *Amer. Miner.*, **97**, 2031-2048.
- Hey M.H. (1954) A new review of the chlorites. *Mineral. Magaz. J. Mineral. Soc.*, **XXX**(224), 277-292.
- Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. (1987) Conformation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calcalkaline plutons. *Amer. Miner.*, **72**, 231-239.
- Johnson M.C. Rutherford M.J. (1989) Experimental calibration of the aluminium in hornblende geobarometer with application to Long valley Caldera, California volcanic rocks. *Geology*, **17**, 837-841.
- Jowett E.C. (1991) Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. *GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting, Program with Abstracts*, **16**, A62, Toronto.
- Kranidiotis P., MacLean W.H. (1987) Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, **82**, 1898-1911.
- Morimoto, N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Mineral. Petrol.*, **39**, 55-76.
- Otten M.T. (1984) The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 189-199.
- Pearce J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publishing Ltd., Cambridge, Mass., 230-249.
- Schmidt M.W. (1991) Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650 °C, 3.5–13.0 kbar. *Terra Abstr.*, **3**(1), 30.
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. *Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. Lond.*, **42**, 313-345.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Cambridge, Mass., 312.
- Zang W., Fyfe W.S. (1995) Chloritization of the hydrothermally altered bedrock Igarape Bahia gold deposit, Carajas, Brazil. *Mineral. Depos.*, **30**, 30-38.

REFERENCES

- Avdeiko G.P., Palueva A.A., Khleborodova O.A. (2006) Geodynamic conditions of volcanism and magma formation in the Kurile-Kamchatka Island-arc system. *Petrology*, **14**(3), 230-246. (In Russ.)
- Antonov A.Yu. (2006) The matter zoning of Kurile Island arc volcanism and new petrogenetic consequences. *Lithosphere (Russia)*, (1), 22-44. (In Russ.)
- Barberi F., Ferrara G., Santacroce R., Treuil M., Varet J. (1975) A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina centre (Afar rift,

- Ethiopia). *J. Petrol.*, (16), 22-56.
- Cathelineau M., Nieva D.A. (1985) chlorite solid solution geothermometer The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **91**, 235-244.
- Eugster H.P., Wones D.R. (1962) Stability relations of the ferruginous biotite, annite. *J. Petrol.*, **3**(1), 82-125.
- Fershtater G.B. (1987) Petrology of major intrusive associations. Moscow, Nauka Publ., 232 p. (In Russ.)
- Frolova T.I., Burikova I.A. (1997) Igneous formations of modern geotectonic settings: A textbook. Moscow, Publishing House of Moscow State University, 320 p. (In Russ.)
- Hammarstrom J.M., Zen E.-An. (1986) Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Amer. Miner.*, **71**(11/12), 1297-1313.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *Amer. Miner.*, **97**, 2031-2048.
- Hey M.H. (1954) A new review of the chlorites. *Mineral. Magaz. J. Mineral. Soc.*, **XXX**(224), 277-292.
- Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Sttowell H.H., Sisson V.B. (1987) Conformation of the empirical correlation of AI in hornblende with pressure of solidification of calcalkaline plutons. *Amer. Miner.*, **72**, 231-239.
- Johnson M.C., Rutherford M.J. (1989) Experimental calibration of the aluminium in hornblende geobarometer with application to Long valley Caldera, California volcanic rocks. *Geology*, **17**, 837-841.
- Jowett E.C. (1991) Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. *GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting, Program with Abstracts*, **16**, A62, Toronto.
- Kholodnov V.V., Bushlyakov I.N. (2002) Halogens in endogenous ore formation. Ekaterinburg, UB RAS, 390 p. (In Russ.)
- Kholodnov V.V., Shagalov E.S., Bocharnikova T.D., Konovalova E.V. (2015) Composition and formation conditions of ilmenite and titanomagnetite mineralization in two-pyroxene gabbro Medvedevskoe deposit (Southern Urals). I. Petrochemical and geochemical characteristics of rocks and ores. *Lithosphere (Russia)*, (6), 69-82. (In Russ.)
- Kholodnov V.V., Shagalov E.S., Bocharnikova T.D., Konovalova E.V. (2016) Composition and conditions of ilmenite and titanomagnetite ore formation in two-pyroxene gabbro of Medvedevskoe deposit (Southern Urals). II. Staging of ore genesis as a result of evolution of ore-bearing melt. *Lithosphere (Russia)*, (2), 48-69. (In Russ.)
- Kholodnov V.V., Shadakova G.Yu., Puchkov V.N., Petrov G.A., Shagalov E.S., Salikhov D.N., Korovko A.V., Pribavkin S.V., Rakhimov I.R., Borodina N.S. (2021) Paleozoic granitoid magmatism of the Urals: the reflection of the stages of the geodynamic and geochemical evolution of a collisional orogen. *Geodynam. Tectonophys.*, **12**(2), 225-245. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-2-0522> (In Russ.)
- Kranidiotis P., MacLean W.H. (1987) Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, **82**, 1898-1911.
- Lebedev V.A., Parfenov A.V., Yakushev A.I. (2018) Neogene-quaternary magmatism of the Çaldıran plain and its vicinity (Eastern Turkey): an example of post-collisional transition from subduction to intraplate type. *Petrology*, **26**(5), 469-491. <https://doi.org/10.1134/S0869590318050059> (In Russ.)
- Marakushev A.A., Bezmen N.I. (1992) Mineralogical and petrological criteria for the ore content of igneous rocks. Moscow, Nauka Publ., 316 p. (In Russ.)
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Mineral. Petrol.*, **39**, 55-76.
- Otten M.T. (1984) The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 189-99.
- Pearce J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publishing Ltd., Cambridge, Mass., 230-249.
- Petrov G.A. (2022) Geochemical features of volcanites of the northern part of the Tagil structure as a reflection of the evolution of the paleozoic of subduction. *Lithosphere (Russia)*, **22**(6), 709-740. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-709-740> (In Russ.)
- Petrov G.A., Kholodnov V.V., Shagalov E.S., Ronkin Yu.L. (2023) Late Devonian gabbro-dolerite-monzonite-granodiorite complex in the basin of the Severnaya Sosva River (Northern Urals): New data on composition, age, and geochemistry. *Lithosphere (Russia)*, **23**(6), 1038-1058. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-6-1038-1058> (In Russ.)
- Petrov G.A., Ronkin Y.L., Maslov A.V. (2021a) Manifestation of late devonian post-accretionary magmatism on the eastern slope of the Northern Urals: new data on the age and geochemistry. *Dokl. Earth Sci.*, **500**(1), 738-745. <https://doi.org/10.31857/S2686739721090152>
- Petrov G.A., Tristan N.I., Borozdina G.N., Maslov A.V. (2021b) Stratigraphy and Environments for Forming of the Devonian Strata of the Tagil Megazone in the Northern Urals. *Stratigr. Geol. Correl.*, **29**(3), 263-286.
- Poltavets A.Yu. (1975) Discussion of the Buddington-Lindsley titanomagnetite geothermometer based on a comparative analysis of the equilibria of spinels of the magnetite series. *Izv. Akad. Nauk SSSR. Ser. Geol.*, (6), 63-72. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis-Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russ.)
- Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhimov I.R. (2019) Magnitogorsk zone of the Southern Urals in the late Paleozoic: magmatism, fluid regime, metallogeny, geodynamics. Moscow, Nauka Publ., 392 p. (In Russ.)
- Schmidt M.W. (1991) Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650 °C, 3.5–13.0 kbar. *Terra Abstr.*, **3**(1), 30.
- Simonov V.A., Kovyazin S.V., Stupakov S.I., Travin A.V., Klets A.G. (2010) The physicochemical conditions of early plume magmatism in West Siberia. *Russ. Geol. Geophys.*, **51**(9), 995-1011.
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. *Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. Lond.*, **42**, 313-345.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust; its composition and evolution. Blackwell, Cambridge, Mass., 312.
- Zang W., Fyfe W.S. (1995) Chloritization of the hydrothermally altered bedrock Igarape Bahia gold deposit, Carajas, Brazil. *Mineral. Depos.*, **30**, 30-38.

УДК 551.72 (470.55/58)+550.93

DOI: 10.24930/1681-9004-2024-24-1-29-48

Некоторые литогеохимические и изотопно-геохимические особенности глинистых пород и перерывы в стратотипе рифея

А. В. Маслов

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург,
ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: amas2004@mail.ru

Поступила в редакцию 10.05.2023 г., принята к печати 26.07.2023 г.

Объект исследований в данной работе – глинистые породы нижнего, среднего и верхнего рифея (соответственно – бурзянской, юрматинской и каратауской серий) западного склона Южного Урала. Рассмотрены изменения свойственных им значений ряда отношений оксидов и некоторых редких и рассеянных элементов – индикаторов состава пород на палеоводосборах с учетом присутствующих в стратотипе рифея перерывов разной длительности. Основной метод исследований – расчет характерных для глинистых сланцев, мелкозернистых глинистых алевролитов и аргиллитов основных литостратиграфических единиц стратотипа рифея (свит и в ряде случаев подсвит) усредненных величин $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, Th/Sc , La/Co и $(\text{La}/\text{Yb})_N$ и анализ их изменения с учетом известных в стратотипе рифея предмашакского/предзигальгинского, предзильмердакского, предминьярского и преддукского перерывов. **Результаты.** Установлено, что на протяжении всего рифея, вне зависимости от перерывов в осадконакоплении, связанных с теми или иными перестройками в областях питания и осадконакопления, ряд литогеохимических характеристик тонкозернистых обломочных пород бурзянской, юрматинской и каратауской серий (такие как $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, Th/Sc , La/Co и в существенной степени $(\text{La}/\text{Yb})_N$) практически не испытывали значимых изменений. **Выводы.** Полученные результаты дают повод думать, что принципиальных изменений в составе комплексов пород – источников тонкой алюмосиликокластики для осадочных последовательностей рифея на протяжении более 1 млрд лет не происходило, и противоречат активному сценарию тектонических процессов конца раннего докембрия и всего позднего докембрия. Напротив, данные о значениях $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ в 37 образцах глинистых пород стратотипа рифея все же отражают смену состава пород питающих провинций и так или иначе вписываются в канву субглобальных событий, установленных традиционными геологическими методами в стратотипической местности рифея. В соответствии с ними в айсское и машакское время в областях сноса имело место увеличение доли ювенильного материала. К этому же привел и предзильмердакский перерыв.

Ключевые слова: глинистые породы, литогеохимия, перерывы, стратотип рифея, Южный Урал

Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках темы государственного задания ИГГ УрО РАН (номер госрегистрации 123011800013-6)

Some lithogeochemical and isotope-geochemical features of clay rocks and hiatuses in the Riphean stratotype

Andrey V. Maslov

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia,
e-mail: amas2004@mail.ru

Received 10.05.2023, accepted 26.07.2023

Research subject. Clay rocks of the Lower, Middle, and Upper Riphean (respectively, the Burzyan, Yurmatau, and Karatau groups) of the Western slope of the Southern Urals. Changes in their characteristic values of a number of ratios of oxides and some trace elements that are indicators of rock composition in provenances are considered, taking into account the breaks of different duration present in the Riphean stratotype. **Methods.** Calculation of the average values of $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, Th/Sc , La/Co and $(\text{La}/\text{Yb})_N$, typical for shales, fine-grained clay siltstones, and mudstones of the main lithostratigraphic units of the Riphean stratotype (formation and, in some cases, subformation) and analysis

Для цитирования: Маслов А.В. (2024) Некоторые литогеохимические и изотопно-геохимические особенности глинистых пород и перерывы в стратотипе рифея. *Литосфера*, 24(1), 29–48. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-29-48>

For citation: Maslov A.V. (2024) Some lithogeochemical and isotope-geochemical features of clay rocks and hiatuses in the Riphean stratotype. *Lithosphere (Russia)*, 24(1), 29–48. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-29-48>

of their changes taking into account the hiatuses known in the Riphean stratotype (Pre-Mashak/Pre-Zigalga, Pre-Zilmerdak, Pre-Minyar, Pred-Uk). *Results.* It was established that throughout the entire Riphean, regardless of breaks in sedimentation, presumably associated with certain transformations in the areas of erosion and sedimentation, a number of lithogeochemical characteristics of fine-grained clastic rocks of the Burzyan, Yurmatau, and Karatau groups (such as $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, Th/Sc, La/Co, and, to a significant extent, $(\text{La}/\text{Yb})_N$) practically did not experience significant changes. *Conclusions.* The data obtained give reason to think that there were no fundamental changes in the composition of the sources of fine-grained aluminosiliciclastics for the Riphean sedimentary sequences for more than 1 Ga, and contradict the rather active scenario of tectonic processes at the end of the Early Precambrian and the entire Late Precambrian. Conversely, the data on the values of $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ in 37 samples of clay rocks of the Riphean stratotype nevertheless reflect a change in the composition of the rocks of the feeding provinces and, one way or another, fit into the outline of subglobal events established by conventional geological methods in the stratotype area of the Riphean. In accordance with them, in the Ai and Mashak times, an increase in the proportion of juvenile material took place in the areas of erosion. Apparently, the Pre-Zilmerdak hiatus also led to the appearance of a significant proportion of basic igneous rocks among the rocks of the provenances.

Keywords: clay rocks, lithogeochemistry, hiatuses, Riphean stratotype, Southern Urals

Funding information

The research was carried out in accordance with the State Contract No. 123011800013-6 of the Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS

Acknowledgements

The author is sincerely grateful to the reviewers for the useful discussion of the issues raised in the article, comments and recommendations, most of which were taken into account. The illustrations for this work were made by N.S. Glushkova.

ВВЕДЕНИЕ

Считается, что минеральный и химический состав, а также изотопно-геохимические особенности тонкозернистых обломочных/глинистых пород отражают преобладающий/интегральный тип пород – источников кластики в областях размыва (Taylor, McLennan, 1985; Geochemistry..., 2003). Разнообразные тектонические и магматические события приводят или могут приводить к преобразованию состава пород в областях сноса, что должно сказываться на изменении литогеохимических характеристик тонкозернистой алюмосиликокластики, поступающей в бассейны седиментации.

Наиболее эффективными инструментами для реконструкции интегрированного состава пород, слагающих области питания осадочных бассейнов, являются распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) и Sm-Nd изотопная систематика тонкозернистых обломочных/глинистых пород (аргиллитов, глинистых сланцев, мелкозернистых глинистых алевролитов). Соотношения РЗЭ и величины отношения Sm/Nd в большинстве случаев сохраняются в слагающем их материале в тех же пропорциях, что и в материнских породах, несмотря на выветривание, транспортировку, аккумуляцию и метаморфизм (Taylor, McLennan, 1985; McLennan, 1989; Cullers, 1995, 2002; Geochemistry..., 2003; и др.).

Sm-Nd изотопная характеристика осадочных пород позволяет получить информацию о соотношении в их составе мантийного и корового материала и их модельном возрасте (времени пребывания в коре). Появление на палеоводосборах нового мантийного материала увеличивает отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в формирующихся за их счет размыва осадках, уменьшает их модельный возраст $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$, а также сдвигает величину $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ в сторону больших значений (McCulloch, Wasserburg, 1978; Michard et al., 1985; и др.). Вариации названных параметров отражают изменения палеогеографической и тектонической обстановки в прошлом, а их анализ предоставляет важную информацию, получить которую иными способами невозможно.

Наряду с Sm-Nd изотопной систематикой для реконструкции состава пород – источников сноса широко используются данные о содержании и соотношениях в тонкозернистых обломочных породах редких и рассеянных элементов. Считается, что геохимические характеристики глинистых пород отражают состав существенно больших по площади водосборов, чем аналогичные параметры песчаных пород (Taylor, McLennan, 1985; см. также ссылки в этой работе). Эти подходы предполагают анализ присущих тонкозернистым обломочным породам индикаторных отношений La, Th, Co, Sc, Cr, Ni, V, Zr и ряда других элементов. Используют-

ся для этой цели и соотношения ряда основных породообразующих оксидов (Маслов и др., 2020; см. также ссылки в этой работе). Еще один подход такого плана – анализ соотношений в глинистых породах оксидов алюминия и титана (McLennan et al., 1979; Ray, Paul, 2021).

В настоящей работе на примере стратотипического разреза рифея Южного Урала, расположенного на восточной (в современных координатах) окраине Балтики, сопоставляются данные о составе пород в источниках сноса, полученные как при анализе геохимических характеристик слагающих их глинистых пород, так и при рассмотрении соотношений ряда главных породообразующих оксидов. Основное внимание при этом уделено изменению различных литогеохимических параметров глинистых пород рифея до ряда известных в стратотипе рифея перерывов и после них, длительность которых оценивается, по разным данным, от первых десятков миллионов лет до почти четверти миллиарда лет. Мы намеренно не привлекаем к рассмотрению имеющиеся в литературе сведения о возрастах обломочного циркона, выделенного из песчаников стратотипа рифея. Таких данных все еще мало, а появляющиеся в последнее время (см., например: Маслов и др., 2018; Зайцева и др., 2022; и др.) показывают, что общая картина распределения возрастов обломочного циркона в песчаниках стратотипа рифея еще далека от идеала.

Проблема возможного влияния перерывов на формирование состава слагающих стратотип рифея осадочных образований рассматривается нами не впервые. Так, в публикации (Маслов, 2020б) показано следующее: 1) при общей длительности формирования осадочных последовательностей всех четырех седиментационных серий верхнего докембрия западного склона Южного Урала порядка 1200 млн лет примерно 460 млн лет из них (т. е. около 40%) в геологической летописи здесь, по всей видимости, не представлено; 2) получение методически надежных данных об изотопном возрасте авзянской свиты позволило бы верифицировать представления о наличии в типовой местности рифея длительного перерыва между юрматинием и каратавием. В статье (Маслов, 2020а) для тестирования гипотезы о том, что известные в верхнерифейско-вендской последовательности Южного Урала перерывы могли сопровождаться перестройками областей питания и это приводило к появлению на них ранее не подверженных выветриванию комплексов пород, проанализированы литогеохимические особенности глинистых пород инзерской, миньярской, укской, бакеевской и басинской свит. В результате оказалось, что единственным литостратиграфическим подразделением в указанной осадочной последовательности, глинистые породы которого обладают химически заметно менее зрелым характером по сравнению с таковым под-

стилающих их образований, выступает нижнеукская подсвита. Высказано предположение, что это служит следствием появления в преддукское время на палеоводоразделах менее преобразованных процессами выветривания комплексов пород. Настоящая работа продолжает исследования влияния перерывов в стратотипе рифея на литогеохимические и Sm-Nd изотопно-геохимические характеристики слагающих его тонкозернистых обломочных/глинистых пород.

СТРОЕНИЕ ЭТАЛОННОГО РАЗРЕЗА РИФЕЯ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СЛАГАЮЩИХ ЕГО ОСАДОЧНЫХ АССОЦИАЦИЙ

Стратотипический разрез рифея расположен на западном склоне Южного Урала в Башкирском мегантиклинории (рис. 1) и представлен интра- и перикратонными терригенными, карбонатно-терригенными и карбонатными последовательностями, на некоторых уровнях среди которых присутствуют также вулканиты (Стратотип..., 1983; Нижний рифей..., 1989; Маслов и др., 2001, 2002). Он объединяет три крупные седиментационные серии: бурзянскую, юрматинскую и каратаускую (рис. 2), являющиеся типовыми подразделениями соответственно нижнего, среднего и верхнего рифея (Стратотип..., 1983; Семихатов и др., 2009, 2015).

Бурзянская серия несогласно залегает на метаморфических породах архея – раннего протерозоя тараташского комплекса и на северо-востоке Башкирского мегантиклинория (Бакало-Саткинский район) объединяет айскую, саткинскую и бакальскую свиты. Айская свита представлена преимущественно терригенными породами. В нижней ее части известны вулканиты с U-Pb изотопным возрастом циркона 1752 ± 11 млн лет (Краснобаев и др., 2013а). Саткинская свита объединяет в основном доломиты. Известняки, слагающие маломощную пачку у ее кровли, имеют Pb-Pb возраст 1550 ± 30 млн (Кузнецов и др., 2008). Бакальская свита сложена в нижней части низкоуглеродистыми глинистыми сланцами, а в верхней – несколькими терригенными и карбонатными пачками; возраст раннего диагенеза известняков одной из таких пачек равен 1430 ± 30 млн лет (Кузнецов и др., 2003). Переходы между названными свитами постепенные, через переслаивание (Стратотип..., 1983; Нижний рифей..., 1989). В центральных районах Башкирского мегантиклинория аналогами названных стратонів считаются большеинзерская, суранская и юшинская свиты (Стратотип..., 1983; Нижний рифей..., 1989).

На отложениях бурзянской серии с перерывом (его максимальная длительность может быть порядка 40–50 млн лет) и угловым несогласием залегают терригенные и терригенно-карбонатные об-

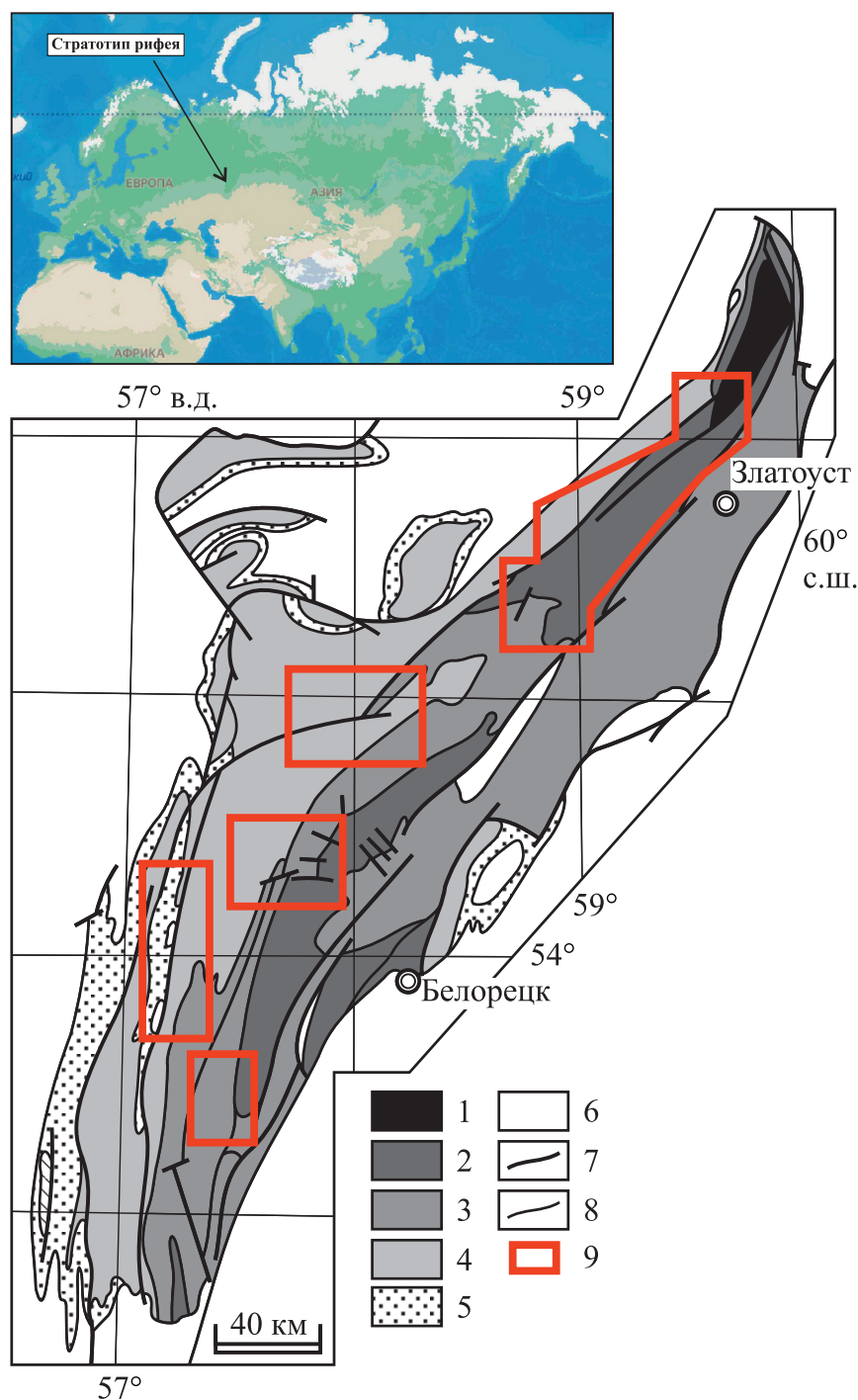


Рис. 1. Положение стратотипического разреза рифея на территории Евразии и схематическая геологическая карта Башкирского мегантиклинория.

1 – архей и нижний протерозой; 2 – нижний рифей; 3 – средний рифей; 4 – верхний рифей; 5 – венд; 6 – палеозой; 7 – разрывные нарушения; 8 – геологические границы; 9 – районы основного отбора образцов. Географическая основа – Яндекс Карты (<https://yandex.ru/maps/?ll=103.964267%2C28.775506&z=2>).

Fig. 1. The position of the stratotype section of the Riphean in the territory of Eurasia and a schematic geological map of the Bashkirian meganticlinorium.

1 – Archean and Lower Proterozoic; 2 – Lower Riphean; 3 – Middle Riphean; 4 – Upper Riphean; 5 – Vendian; 6 – Paleozoic; 7 – discontinuities; 8 – geological boundaries; 9 – areas of main sampling. Geographical basis – Yandex Maps (<https://yandex.ru/maps/?ll=103.964267%2C28.775506&z=2>).

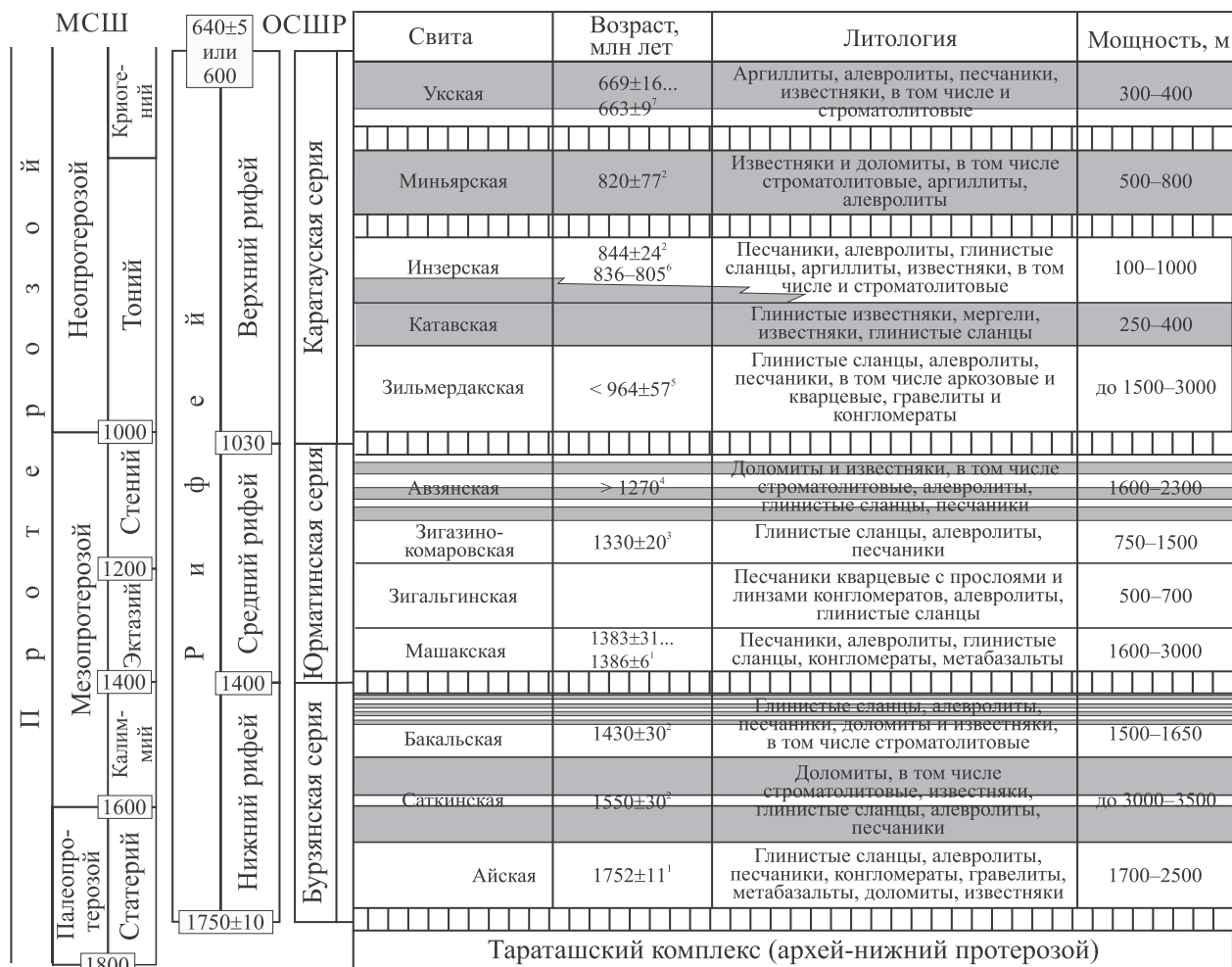


Рис. 2. Стратотипический разрез рифея (Маслов и др., 2022 с изменениями, а также ссылки в этой работе).

Серый фон – интервалы развития карбонатных пород, вертикальная штриховка – перерывы без указания длительности. 1 – U-Th-Pb (SIMS) датировки циркона магматических пород; 2 – Pb-Pb возраст карбонатных пород; 3 – Pb-Pb возраст диагенетических фосфатных конкреций; 4 – оценочные данные Sr-хемостратиграфии; 5 – минимальный U-Th-Pb возраст обломочного циркона; 6 – Rb-Sr возраст 1М иллита; 7 – Rb-Sr возраст глауконита.

МСШ – Международная стратиграфическая шкала (версия v2020/03, www.stratigraphy.org); ОСШР – Общая стратиграфическая (геохронологическая) шкала России (по состоянию на 2019 г., http://www.vsegei.com/ru/info/stratigraphy/stratigraphic_scale/); возраст нижних границ нижнего и среднего рифея показан в соответствии с представлениями (Краснобаев и др., 2013а, 2013б; Семихатов и др., 2015).

Fig. 2. Riphean stratotype section (Maslov et al., 2022 with modifications, and references there).

Gray background – intervals of development of carbonate rocks, vertical shading – hiatuses without indication of duration.

1 – U-Th-Pb (SIMS) dating of zircon from igneous rocks; 2 – Pb-Pb age of carbonate rocks; 3 – Pb-Pb age of diagenetic phosphate nodules; 4 – estimated data of Sr-chemostratigraphy; 5 – minimum U-Th-Pb age of detrital zircon; 6 – Rb-Sr age of 1M illite; 7 – Rb-Sr age of glauconite.

МСШ – International Chronostratigraphic Chart (version v2020/03, www.stratigraphy.org); ОСШР – General stratigraphic (geochronological) scale of Russia (as of 2019, http://www.vsegei.com/ru/info/stratigraphy/stratigraphic_scale/); the age of the lower boundaries of the Lower and Middle Riphean is shown in accordance with the concepts (Krasnobayev et al., 2013a, 2013b; Semikhatov et al., 2015).

разования юрматинской серии. В центральной части Башкирского мегантиклинория эта серия объединяет машакскую, зигальгинскую, зигазино-комаровскую и авзянскую свиты. В Бакало-Саткинском районе машакская свита отсутствует и юрма-

тинская серия представлена зигальгинско-авзянской последовательностью. Машакская свита залегает с угловым несогласием на породах юшинской свиты нижнего рифея. Она сложена в основном песчаниками и конгломератами, чередую-

щимися с метабазами и метариолитами. Для циркона из последних получен U-Th-Pb возраст 1383 ± 3 , 1386 ± 5 и 1386 ± 6 млн лет (Краснобаев и др., 2013б; Семихатов и др., 2015). Начальные этапы “машакского магматического события” датированы Sm-Nd методом в 1409 ± 89 млн лет (Ковалев и др., 2019). Зигальгинская свита объединяет преимущественно кварцевые песчаники. Зигазино-комаровская свита представлена пакетами и пачками переслаивания глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Pb-Pb изотопный возраст раннедиагенетических фосфоритовых конкреций из основания свиты составляет 1330 ± 20 млн лет (Овчинникова и др., 2013). Авзянская свита включает несколько карбонатных и алюмосиликокластических толщ. На основании С-хемостратиграфических данных (Bartley et al., 2007) считается, что формирование отложений этого уровня стратотипа происходило не позже ≈ 1270 млн лет назад. Переходы между входящими в состав юрматинской серии свитами также постепенные, через переслаивание (Стратотип..., 1983).

Каратауская серия объединяет в типовых разрезах, т. е. в западной и центральной частях Башкирского мегантиклинория, зильмердакскую, катавскую, инзерскую, миньярскую и укскую свиты. На породах юрматинской серии она залегает с перерывом, длительность которого могла достигать 250 млн лет. Зильмердакская свита включает аркозовые песчаники (бирьянская подсвита), пачки переслаивания песчаников, алевролитов и глинистых сланцев (нугушская и бедерышинская подсвиты), а также толщу кварцевых песчаников (лемезинская подсвита). U-Th-Pb изотопный возраст самого молодого зерна обломочного циркона из аркозовых песчаников бирьянской подсвиты составляет 964 ± 57 млн лет (Маслов и др., 2018). Катавская свита сложена преимущественно глинистыми известняками и мергелями. Инзерская свита представлена пачками переслаивания глауконито-кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов. В основании западной части Башкирского мегантиклинория присутствует толща сероцветных известняков (подинзерские слои, мощность до 200 м). Время раннего диагенеза этих известняков определено как 836 ± 25 млн лет (Овчинникова и др., 1998). Rb-Sr изотопный возраст раннедиагенетического иллита из глинистых сланцев инзерской свиты составляет 805–835 млн лет (Горохов и др., 2019). Зильмердакская, катавская и инзерская свиты связаны постепенными переходами. Миньярская свита сложена преимущественно доломитами, Pb-Pb изотопный возраст которых равен 780 ± 85 млн лет (Овчинникова и др., 2000). В публикации (Kuznetsov et al., 2017) приведены несколько иные данные – Pb-Pb изотопный возраст карбонатных пород инзерской и миньярской свит составляет 844 ± 24 и 820 ± 77 млн лет со-

ответственно. В основании миньярской свиты, по данным М.Е. Раабен (1975), присутствует небольшой перерыв; длительность его составляла, вероятно, первые миллионы лет. По мнению авторов работы (Кузнецов и др., 2003), перерывы в основании и средней части миньярской свиты были кратковременными и обусловлены ограниченными по площади эпизодами субаэральной экспозиции осадков. Укская свита в нижней части представлена терригенными и карбонатными породами, а в верхней – известняками. K-Ar и Rb-Sr изохронный возраст глауконита из песчаников нижнеукской подсвиты равен 669 ± 16 и 663 ± 9 млн лет (Зайцева и др., 2008). По мнению ряда авторов, возраст укской свиты может быть древнее: ≈ 720 млн лет (Маслов и др., 2019). В основании свиты установлен перерыв, длительность которого оценивается по-разному – от 20–30 до 80–100 млн лет (Беккер, 1988; Маслов, Крупенин, 1991; Подковыров и др., 1998; Маслов и др., 2002). Al-глауконит из песчаников бакеевской свиты, перекрывающей с размывом породы укской свиты, имеет Rb-Sr изохронный возраст 638 ± 13 млн лет (Зайцева и др., 2013) или 642 ± 9 млн лет (Зайцева и др., 2019).

В раннем и среднем рифее в пределах современного Башкирского мегантиклинория и прилежащих к нему районах Восточно-Европейской платформы существовали, по всей видимости, относительно небольшие эпикратонные/надрифтовые бассейны, в которых накапливались как континентальные, так и прибрежно- и мелководно-морские отложения. Для позднего рифея вырисовывается латеральный ряд осадочных ассоциаций, напоминающий последовательность отложений пассивных континентальных окраин, – бирьянская подсвита зильмердакской свиты сложена преимущественно аллювиально-дельтовыми отложениями, а все более молодые литостратиграфические единицы каратауской серии представлены как мелководно-морскими, так и, по-видимому, образованиями открытого / относительно глубоководного шельфа (Маслов, 1988; Маслов и др., 2002, 2010; Пучков, 2010).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Общая характеристика состава глинистых пород рифея Южного Урала рассмотрена по данным более 240 валовых химических анализов (коллекции образцов Э.З. Гареева, М.Т. Крупенина и автора), выполненных в разные годы в лабораториях ПГО “Башкиргеология” и Института геологии УНЦ РАН (г. Уфа), а также Института геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург) методами мокрой химии, рентгенофлуоресцентного анализа и ИСП-МС, при этом не вся в целом коллекция исследована каждым из указанных методов. Образцы для аналитических работ готовились

стандартным образом: использованы только свежие фрагменты пород, отобранные из естественных обнажений. Они были растерты до состояния пудры. Какой-либо селекции образцов ни до аналитических исследований, ни после них не производилось. Данные о содержании основных породообразующих оксидов, а также ряда редких и рассеянных элементов в изучаемой коллекции частично приведены в работе (Маслов и др., 2022, дополнительные материалы, табл. 1, 2). Привлечены также данные Sm-Nd систематики глинистых пород, проанализированные в публикации (Маслов и др., 2022). Эти сведения получены для 37 образцов глинистых сланцев и аргиллитов из нашей коллекции. Изучение Sm-Nd системы в валовых образцах глинистых пород проведено в ИГГД РАН (Санкт-Петербург) методом изотопного разбавления. Лабораторное загрязнение, по данным холостых опытов, составляло 0.05 нг для Sm и 0.2 нг для Nd. Точность определения отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ составила $\pm 0.5\%$, а отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.005\%$. Величины $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ и $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ рассчитаны на основании значений для CHUR: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ (Jacobsen, Wasserburg, 1984); DM: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$.

Входящие в проанализированную коллекцию образцы отобраны из типовых и опорных разрезов рифея в Бакало-Саткинской районе, в окрестностях пос. Верх Авзян и Инзер, а также в бассейнах рек Юрюзань, Катав, Лемеза, Зилим, Бол. Нугуш и др. (см. рис. 1). Послойные описания этих разрезов можно найти в монографиях (Маслов, Крупенин, 1991; Маслов и др., 2001).

Рассматриваемые далее средние арифметические значения тех или иных индикаторных отношений, величины стандартных отклонений по выборкам, а также значения коэффициентов корреляции между двумя множествами данных рассчитаны рутинным образом с помощью программы Excel 97–2003. Используемые нами далее индикаторные отношения $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, Th/Sc , La/Co и $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ выбраны потому, что имеют существенный разброс значений в магматических породах различного состава – возможных источниках тонкой алюмосиликокластики (McLennan et al., 1979; Condie, 1993; Маслов и др., 2020; см. также ссылки в этой работе).

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

На классификационной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ (Юдович, Кетрис, 2000) фигуративные точки глинистых сланцев и аргиллитов рифея демонстрируют существенную дисперсию по горизонтальной оси (Маслов и др., 2008) (рис. 3а). Их подавляющее большинство расположено в полях V и VI, что указывает на доминирование в типовом разрезе рифея “стандарт-

ных” трехкомпонентных (хлорит, смектит, иллит) глинистых пород с примесью тонкорастертых полевых шпатов. Точки состава глинистых сланцев бакальской свиты тяготеют к полям II и V; в поле II (породы с преобладанием смектита при подчиненной роли каолинита и иллита) локализованы также точки состава тонкозернистых обломочных пород машакской свиты. Фигуративные точки глинистых сланцев бирьянской и бедерышинской подсвит зильмердакской свиты расположены преимущественно в поле VI.

На диаграмме $\text{K}/\text{Al} - \text{Mg}/\text{Al}$ (Turgeon, Brumsack, 2006) фигуративные точки глинистых пород бурзянской и юрматинской серий в основном локализованы у референтных точек иллита и среднего постархейского австралийского глинистого сланца (PAAS (Taylor, McLennan, 1985)) (рис. 3б). Точки состава глинистых пород каратауской серии сдвинуты от точки иллита в сторону больших значений K/Al .

Приведенные данные хорошо соотносятся со сведениями о вещественном составе глинистых пород стратотипа рифея, суммированными в монографии (Маслов и др., 1999).

Тонкозернистые обломочные породы нижнего рифея обладают значениями $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ от 0.025 до 0.054. Глинистые сланцы и мелкозернистые глинистые алевролиты среднего рифея имеют несколько больший разброс данного отношения – от 0.032 до 0.093. Максимальный разброс минимального и максимального значений $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ характерен глинистым породам каратауской серии (0.016–0.101). По данным (Condie, 1993), средние значения $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ для гранитоидов архея – протерозоя составляют 0.017–0.021, а для известково-щелочных базальтов того же возраста – 0.065–0.098.

Величина отношения Th/Sc в глинистых породах нижнего рифея варьирует от 0.14 до 2.12. Глинистые породы среднего рифея обладают значениями данного параметра, изменяющимися в пределах от 0.04 до 1.49. Глинистые сланцы и аргиллиты верхнего рифея имеют в целом несколько больше, как минимальные, так и максимальные величины Th/Sc (0.38–3.30). Для гранитоидов архея – протерозоя средние значения Th/Sc отвечают интервалу 3.60–3.75; известково-щелочные базальты этого же возраста характеризуются величинами данного индикаторного отношения от 0.03 до 0.08 (Condie, 1993).

Глинистые сланцы бурзянской серии характеризуются значениями La/Co от 0.42 до 15.90. Тонкозернистые обломочные породы среднего рифея обладают примерно таким же разбросом величин рассматриваемого индикаторного отношения (0.43–14.87), тогда как глинистые породы каратауской серии имеют заметно больший разброс минимального и максимального значений La/Co (0.36–22.11). Кислые изверженные породы архея – протерозоя обладают

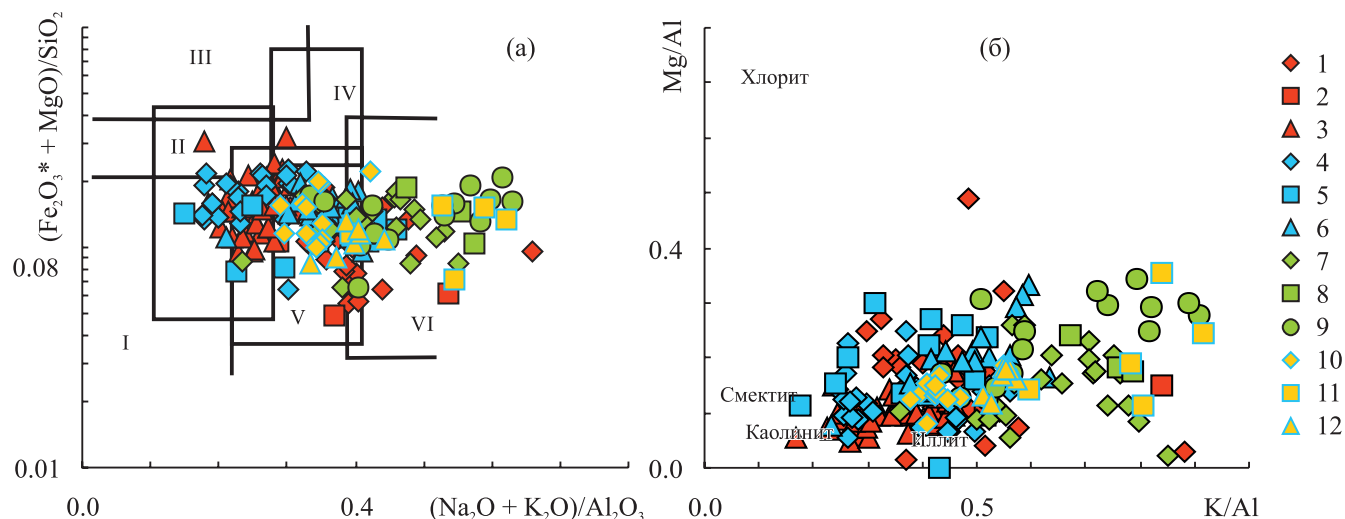


Рис. 3. Распределение фигуративных точек индивидуальных образцов глинистых пород стратотипа рифея на диаграммах $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ – $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ (а) и K/Al – Mg/Al (б).

Свиты: 1 – айская; 2 – саткинская; 3 – бакальская; 4 – машакская; 5 – зигазино-комаровская; 6 – авзянская; 7 – бирьянская подсвита зильмердакской свиты; 8 – нугушская подсвита той же свиты; 9 – бедерышинская подсвита той же свиты; 10 – инзерская; 11 – миньярская; 12 – укская.

Поля: I – преимущественно каолиновых глин; II – преимущественно смектитовых с примесью каолинита и иллита глин; III – преимущественно хлоритовых с примесью Fe-иллита глин; IV – хлорит-иллитовых глин; V – хлорит-смектит-иллитовых глин; VI – иллитовых глин со значительной примесью дисперсных полевых шпатов.

Fig. 3. Distribution of individual data points of the Riphean clayey rocks on the $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ – $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ (a) and K/Al – Mg/Al (b) diagrams.

Formations: 1 – Ai; 2 – Satka; 3 – Bakal; 4 – Mashak; 5 – Zigaza-Komarovo; 6 – Avzyan; 7 – Biryana Subformation of the Zilmardak Formation; 8 – Nugush Subformation of the same formation; 9 – Bederysh Subformation of the same formation; 10 – Inzer; 11 – Minyar; 12 – Uk.

Fields: I – of predominantly kaolinite clays; II – of predominantly smectite clays with an admixture of kaolinite and illite; III – of predominantly chlorite clays with an admixture of Fe-illite; IV – of chlorite-illite clays; V – of chlorite-smectite-illite clays; VI – of illite clays with a significant admixture of dispersed feldspars.

средними значениями La/Co в интервале 8.73–14.29; базальты архея – протерозоя имеют значения названного индикаторного отношения от 0.13 до 0.31 (Condie, 1993).

Глинистые породы нижнего рифея характеризуются средними величинами $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ от 9.87 ± 4.18 (айская свита) до 15.00 ± 4.07 (бакальская свита). Разброс значений $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ составляет здесь 2.84–24.04. Мелкозернистые алевролиты и глинистые сланцы машакского уровня имеют среднее значение $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$, равное 10.65 ± 3.82 . Тонкозернистые обломочные породы зигазино-комаровской и авзянской свит обладают весьма близкими величинами $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{Ncp}}$ (9.08 ± 5.15 и 8.40 ± 3.98) (Маслов и др., 2022). Разброс минимального и максимального значений $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ для данного уровня стратотипа рифея составляет 2.90–24.32. Глинистые породы верхнего рифея обладают значениями $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{Ncp}}$, варьирующими от 6.05 ± 0.94 (миньярская свита) до 8.45 ± 1.69 (бедерышинская подсвита зильмердакской свиты) и 8.45 ± 0.95 (укская свита). Минимальная величина $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ в глинистых породах

каратауской серии равна 2.02, максимальная достигает 11.33.

Большинство глинистых пород нижнего и среднего рифея характеризуется значениями $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) > 2.4$ млрд лет; тонкозернистые обломочные породы верхнего рифея обладают величинами данного параметра от 2.4 до 2.0 млрд лет. Глинистые породы бурзянской серии имеют значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от –10.3 до –5.1. Величина $\epsilon_{\text{Nd}}(1380)$ для глинистых пород машакской свиты варьирует от –8.3 до –6.2. Глинистые сланцы зигазино-комаровской и авзянской свит характеризуются значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ –7.7...–7.1 и –12.3...–9.3. Пределы вариаций $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ для глинистых пород верхнего рифея составляют –12.9...–5.9 (Маслов и др., 2022).

Величина коэффициента корреляции между значениями Th/Sc и $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ составляет 0.17. Для пары La/Co и $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ его величина несколько выше – 0.29. Индикаторное отношение $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ и параметр $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ имеют коэффициента корреляции для всей выборки ($n = 38$), равный 0.20. При удалении из выборки одного образца глинистых сланцев бакаль-

ской свиты, для которого $(La/Yb)_N = 20.21$, тогда как основная масса глинистых пород этого стратиграфического уровня обладает средней величиной $(La/Yb)_N 13.1 \pm 4.4$, коэффициент корреляции возрастает до 0.28. Для того чтобы читатель мог самостоятельно оценить приведенные соотношения, напомним, что критические значения коэффициентов корреляции r_{xy} для 10-, 5- и 1%-го уровней значимости для числа степеней свободы $f = n - 2$ составляют 0.275, 0.325 и 0.418 соответственно (Соловов, Матвеев, 1985).

ОБСУЖДЕНИЕ ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА И ВЫВОДЫ

Обратимся теперь к рассмотрению особенностей распределения свойственных глинистым породам различных свит рифея Южного Урала средних величин ряда литогеохимических параметров (TiO_2/Al_2O_3 , Th/Sc , La/Co , $(Yb/La)_N$), а также $t_{Nd}(DM)$ и $\varepsilon_{Nd}(t)$.

Подавляющее большинство индивидуальных фигуративных точек глинистых пород стратотипа рифея на диаграмме $Al_2O_3-TiO_2$ тяготеет к линиям, отвечающим соотношению “3 гранит + 1 базальт” и “6 гранит + 1 базальт” (рис. 4а). У линий “базальт” и “гранит” расположены единичные точки глинистых сланцев и аргиллитов машакской и миньярской свит и айской, инзерской и зильмердакской (бирьянская подсвита) свит соответственно. Средние точки глинистых пород бурзянской и каратауской серий также сосредоточены у указанных линий промежуточных составов (рис. 4б, г). Напротив, средние точки глинистых сланцев юрматинской серии локализованы у линии “3 гранит + 1 базальт” (рис. 4в).

Вариации отношения TiO_2/Al_2O_3 в глинистых сланцах стратотипа рифея снизу вверх по разрезу имеют следующий вид. Породы айской и саткинской свит характеризуются сопоставимыми значениями данного параметра (0.041 ± 0.008 и 0.034 ± 0.002) (рис. 5а). Породы бакальской свиты обладают статистически несколько более высокой средней величиной TiO_2/Al_2O_3 (0.041 ± 0.004), чем породы саткинского уровня, однако она сопоставима с учетом погрешностей с TiO_2/Al_2O_3 для глинистых сланцев айской свиты.

Средняя величина TiO_2/Al_2O_3 для тонкозернистых обломочных пород машакской свиты несколько выше (0.049 ± 0.014), чем ее значение в глинистых породах бакальской свиты (с ней, напомним, непосредственных взаимоотношений у машакской свиты нет). Глинистые сланцы юшинской свиты, перекрытой с угловым несогласием породами машакской свиты, характеризуются средней величиной $TiO_2/Al_2O_3 0.038$ (Гареев, 1997), что статистически не отличается от значений данного параметра в тонкозернистых обломочных породах ма-

шакского уровня. Глинистые породы среднего рифея (машакская, зигазино-комаровская и авзянская свиты) обладают сопоставимыми средними величинами TiO_2/Al_2O_3 (0.049 ± 0.014 , 0.051 ± 0.007 и 0.050 ± 0.006).

Средняя величина TiO_2/Al_2O_3 в тонкозернистых обломочных породах бирьянской подсвиты зильмердакской свиты, залегающих с перерывом и угловым несогласием на породах авзянской свиты, заметно меньше (0.037 ± 0.009), хотя с учетом погрешностей представляется сопоставимой. Глинистые породы двух других подсвит зильмердакской свиты имеют несколько более высокие средние величины TiO_2/Al_2O_3 (нугушская подсвита – 0.044 ± 0.004 , бедерышинская – 0.050 ± 0.008). С ними сопоставимо и значение TiO_2/Al_2O_{3cp} для глинистых сланцев инзерского уровня (0.048 ± 0.011). Глинистые породы миньярской свиты, отделенной от инзерской свиты небольшим перерывом, обладают статистически сопоставимой с подстилающими глинистыми сланцами средней величиной TiO_2/Al_2O_3 (0.064 ± 0.022). Это же характерно и для аргиллитов укского уровня. Значение TiO_2/Al_2O_{3cp} для них равно 0.056 ± 0.003 , что статистически сопоставимо с величиной в миньярских аргиллитах.

Таким образом, преукский перерыв, как и все другие, не оказал, по всей видимости, какого-либо отчетливо выраженного влияния на состав тонкозернистых обломочных пород, определяемый индикаторным отношением TiO_2/Al_2O_3 . Свойственные глинистым породам его значения, как уже отмечалось, позволяют считать, что на всем протяжении рифея в области размыва присутствовали как кислые магматические породы, так и основные.

Несмотря на некоторое снижение средних значений Th/Sc в глинистых породах снизу вверх по разрезу бурзянской серии (айская свита – 1.23 ± 0.50 , саткинская – 0.89 ± 0.25 , бакальская – 0.81 ± 0.31), их можно рассматривать как статистически сопоставимые (см. рис. 5б). Параметр Th/Sc_{cp} для глинистых пород юшинской свиты, на которой в центральной части Башкирского мегантиклинория несогласно залегает машакская свита, составляет 0.73 ± 0.10 . Таким образом, он с учетом погрешностей принципиально не отличается от Th/Sc_{cp} для глинистых пород бакальского уровня.

Тонкозернистые обломочные породы машакской свиты обладают величиной $Th/Sc_{cp} 0.63 \pm 0.12$. Сопоставление данных для юшинской и машакской свит показывает, что предмашакский перерыв не привел к кардинальному изменению величины Th/Sc в поступающей в область седиментации тонкой алюмосиликокластике и, соответственно, состава пород на палеоводосборах. Глинистые породы юрматинской серии, несмотря на вариации свойственных им средних величин рассматриваемого индикаторного отношения, характеризуются сопоставимыми его значениями (зи-

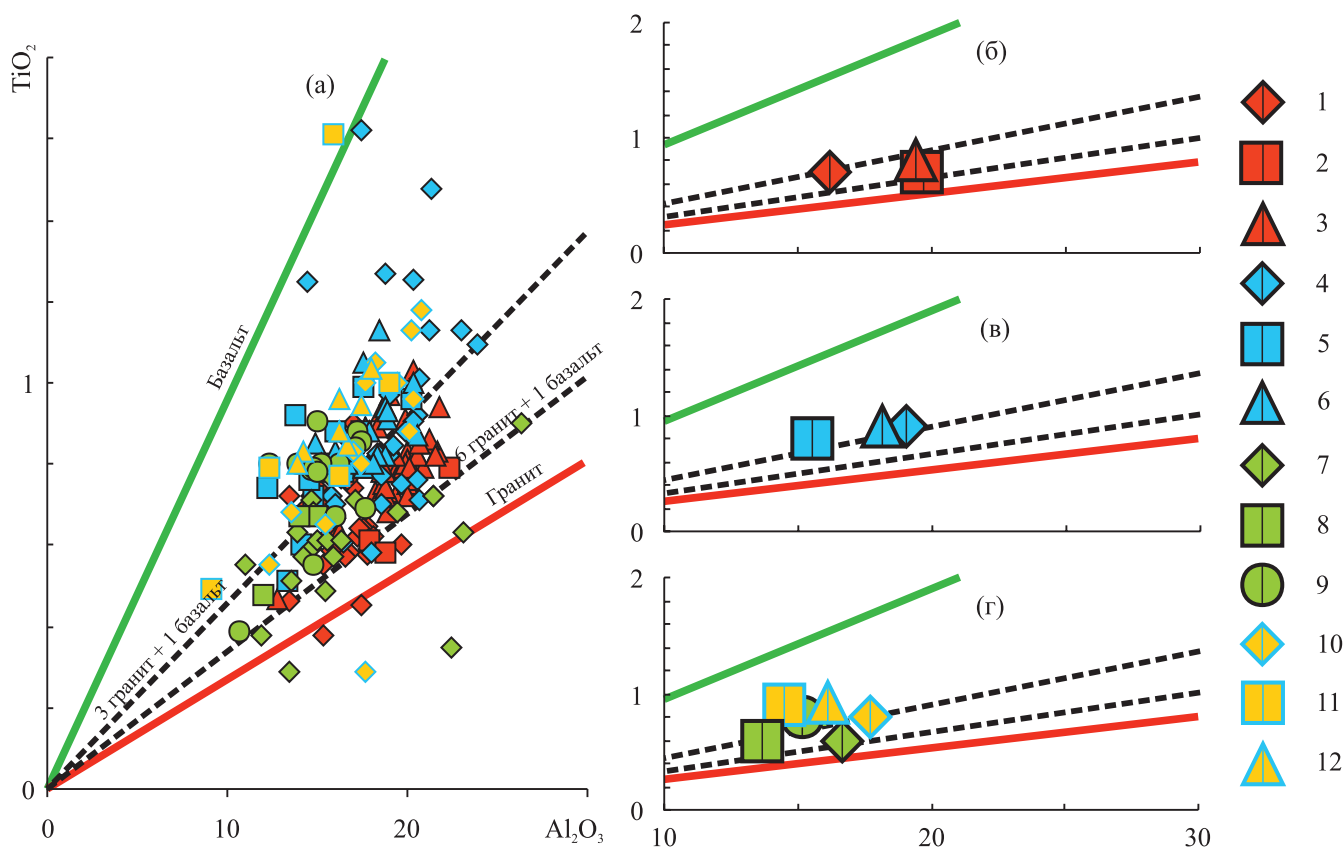


Рис. 4. Распределение индивидуальных (а) и усредненных точек состава глинистых пород различных литостратиграфических подразделений (б–г) стратотипа рифея на диаграмме Al_2O_3 – TiO_2 .

Свиты (усредненные точки): 1 – айская; 2 – саткинская; 3 – бакальская; 4 – машакская; 5 – зигазино-комаровская; 6 – авзянская; 7 – бирьянская подсвита зильмердакской свиты; 8 – нугушская подсвита той же свиты; 9 – бедерышинская подсвита той же свиты; 10 – инзерская; 11 – миньярская; 12 – укская.
Остальные условные обозначения – см. рис. 3.

Fig. 4. Distribution of individual (a) and averaged data points of the clay rocks of different lithostratigraphic units (б–г) of the Riphean stratotype on the Al_2O_3 – TiO_2 diagram.

Suites (averaged data points): 1 – Ai; 2 – Satka; 3 – Bakal; 4 – Mashak; 5 – Zigaza-Komarovo; 6 – Avzyan; 7 – Biryas Subformation of the Zilmerdak Formation; 8 – Nugush Subformation of the same formation; 9 – Bederysh Subformation of the same formation; 10 – Inzer; 11 – Mynyar; 12 – Uk.
Other symbols – see Fig. 3.

гальгинская свита – 1.08 ± 0.59 , зигазино-комаровская – 0.71 ± 0.23 , авзянская – 0.67 ± 0.29).

Средняя величина Th/Sc для тонкозернистых обломочных пород бирьянской подсвиты (1.20 ± 0.57) зильмердакской свиты почти в 2 раза больше, чем для глинистых сланцев авзянской свиты, но с учетом большого стандартного отклонения два этих числа можно считать статистически сопоставимыми. Значения $\text{Th}/\text{Sc}_{\text{cp}}$ для глинистых сланцев остальных подсвит зильмердакской свиты (нугушская подсвита – 0.91 ± 0.21 , бедерышинская – 0.85 ± 0.11) и аргиллитов инзерской свиты (0.83 ± 0.18) с учетом погрешностей принципиально не различаются. Аргиллиты миньярской свиты, отделенной от инзерской, как считается, непро-

должительным перерывом, обладают на первый взгляд заметно большей средней величиной Th/Sc (1.26), но, принимая во внимание существенную величину стандартного отношения (0.50), можно считать, что названный перерыв, как и предмашакский, а также предзильмердакский, не привел к принципиальному изменению состава размывавшихся на палеоводосборах пород. Это же характерно и для преддукского перерыва: аргиллиты укской свиты обладают величиной $\text{Th}/\text{Sc}_{\text{cp}}$, равной 0.90 ± 0.31 , что статистически не отличается от среднего значения данного параметра, свойственного глинистым породам миньярского уровня.

Суммируя сказанное, можно сделать вывод, что на всем протяжении рифея в области размыва при-

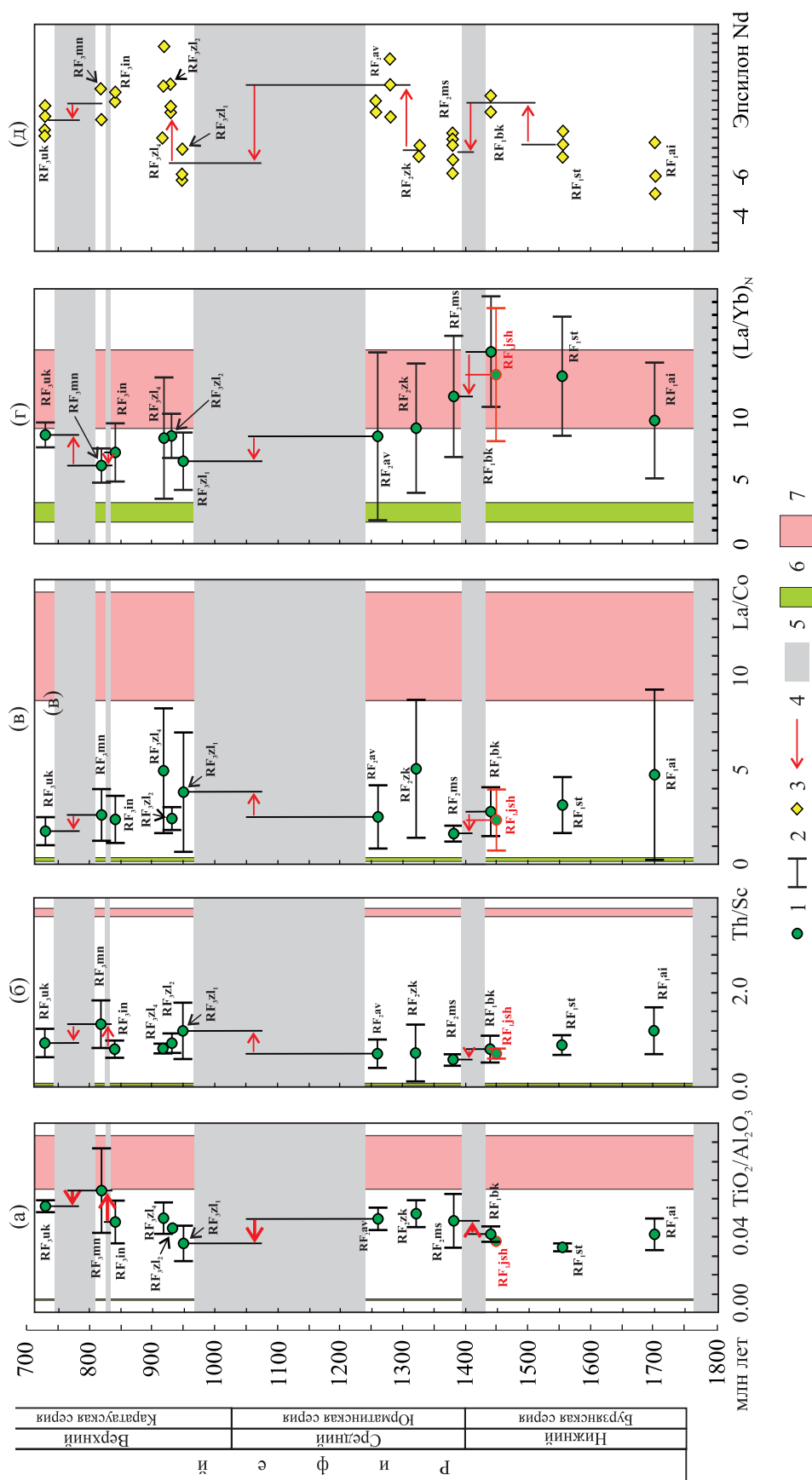


Рис. 5. Вариации усредненных для глинистых пород разных свит стратотипа рифа значений $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (а), Th/Sc (б), La/Co (в), La/Yb_N (г) и $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (д). 1 – средние значения индикаторных отношений оксидов титана и алюминия и ряда редких и рассеянных элементов; 2 – величины стандартных отклонений ($\pm 1\sigma$); 3 – значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ для индивидуальных образцов; 4 – изменение рассматриваемых параметров во время перерывов различной длительности; 5 – перерывы; 6 – значения рассматриваемых параметров для базальтов архея-протерозоя; 7 – то же для гранитоидов архея-протерозоя (Condie, 1993).

Свиты, подевиты: $\text{RF}_{1\text{ai}}$ – айская; $\text{RF}_{1\text{st}}$ – саткинская; $\text{RF}_{1\text{bk}}$ – бакальская; $\text{RF}_{1\text{jsh}}$ – юшинская; $\text{RF}_{2\text{ms}}$ – машакская; $\text{RF}_{2\text{zk}}$ – машакская; $\text{RF}_{2\text{av}}$ – авзянская; RF_{3zl_1} – бирьянская; RF_{3zl_2} – нугушская; RF_{3zl_4} – бедершинская; $\text{RF}_{3\text{in}}$ – инзерская; $\text{RF}_{3\text{mn}}$ – миньярская; $\text{RF}_{3\text{uk}}$ – укская.

Fig. 5. Variations in averaged $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (a), Th/Sc (б), La/Co (в), La/Yb_N (г), and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (д) values for clay rocks of different formations of the Riphean stratotype.

1 – average values of indicator ratios of titanium and aluminum oxides and a number of trace elements; 2 – standard deviations ($\pm 1\sigma$); 3 – $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values for individual samples; 4 – change of the parameters under consideration during hiatuses of various durations; 5 – hiatuses; 6 – values of the considered parameters for Archean–Proterozoic basalts; 7 – the same for Archean–Proterozoic granitoids (Condie, 1993).

Formations, subformations: $\text{RF}_{1\text{ai}}$ – Ai; $\text{RF}_{1\text{st}}$ – Satka; $\text{RF}_{1\text{bk}}$ – Bakal; $\text{RF}_{1\text{jsh}}$ – Yusha; $\text{RF}_{2\text{ms}}$ – Mashak; $\text{RF}_{2\text{zk}}$ – Zigaza-Komarovo; $\text{RF}_{2\text{av}}$ – Avzyan; RF_{3zl_1} – Biryani; RF_{3zl_2} – Nugush; RF_{3zl_4} – Bederysh; $\text{RF}_{3\text{in}}$ – Inzer; $\text{RF}_{3\text{mn}}$ – Mynyar; $\text{RF}_{3\text{uk}}$ – Uk.

существовали как кислые, так и основные магматические породы, соотношение между которыми / их роль в питании бассейна (-ов) тонкой алюмосиликокластикой со временем принципиально не менялись.

Средние значения индикаторного отношения La/Co для глинистых пород бурзянской серии снизу вверх снижаются от 4.77 (айская свита) до 2.91 (бакальская свита), но с учетом значительной величины стандартного отклонения для глинистых сланцев айской свиты (4.46) можно полагать, что существенного изменения состава пород на палеоводосборах на протяжении раннего рифея не было (см. рис. 5в). Средняя величина La/Co для глинистых сланцев юшинской свиты (2.20 ± 1.61) сопоставима со значением данного параметра для глинистых пород бакальской свиты (2.91 ± 1.31).

Предмашакский перерыв не оказал заметного влияния на состав пород на палеоводосборах; среднее значение La/Co для тонкозернистых обломочных пород машакской свиты составляет 1.66 ± 0.47 , что статистически не отличается ни от значения La/Co_{cp} для глинистых пород бакальской свиты, ни от такого же параметра для глинистых сланцев юшинского уровня. Средние величины La/Co для глинистых пород трех других свит юрматинской серии статистически не отличаются от значения данного показателя для тонкозернистых обломочных пород машакской свиты.

Параметр La/Co_{cp} для тонкозернистых обломочных пород бирьянской подсвиты зильмердакской свиты примерно в 1,5 раза больше, чем для глинистых пород авзянского уровня (3.86 против 2.47), но с учетом величин стандартных отклонений (± 3.11 и ± 1.56) оба значения представляются статистически сопоставимыми. Это же можно сказать и о глинистых породах нугушской и бедершинской подсвит зильмердакской свиты, а также инзерской свиты ($La/Co_{cp} = 2.28 \pm 0.61$, 2.93 ± 1.11 и 2.31 ± 1.23 соответственно). Аргиллиты миньярской свиты, отделенной от инзерской непродолжительным перерывом, также характеризуются сопоставимой с ними величиной La/Co_{cp} (2.53 ± 1.44). Сказанное свойственно и аргиллитам укской свиты (1.84 ± 0.69), также отделенной от миньярской свиты перерывом.

Следовательно, фиксируемые в стратотипическом разрезе рифея различной длительности перерывы не оказали, по имеющимся в нашем распоряжении данным, какого-либо существенного влияния на величину индикаторного отношения La/Co в поступавшей в области осадконакопления тонкой алюмосиликокластике.

Средние значения индикаторного отношения $(La/Yb)_N$ в тонкозернистых обломочных породах айско-машакского интервала находятся в области величин, характерных для гранитоидов архея – протерозоя (см. рис. 5г). Для глинистых по-

род авзянско-укской последовательности параметры $(La/Yb)_{Ncp}$ несколько ниже, но с учетом величин стандартных отклонений значения $(La/Yb)_N$ для глинистых пород всего стратотипического разреза рифея можно считать сопоставимыми.

Ни предмашакский, ни предзильмердакский, ни предминьярский перерывы не привели к сколько-нибудь значимому изменению величин $(La/Yb)_N$ в поступавшей в области седиментации тонкой алюмосиликокластике, что может свидетельствовать о неизменности состава слагавших палеоводосборы комплексов пород на протяжении почти всего рифея.

Несколько иначе обстоит ситуация с предукским перерывом: аргиллиты миньярской свиты обладают, по нашим данным, значениями $(La/Yb)_{Ncp} = 6.05 \pm 0.94$, а аргиллиты укской свиты характеризуются величиной данного параметра 8.45 ± 0.95 . Формально указанные числа статистически различны. В то же время разброс минимального и максимального значений $(La/Yb)_N$ для глинистых пород миньярской свиты отвечает интервалу 4.56–7.57, а для аргиллитов укской свиты – 6.30–9.47. Однако и в этом случае мы имеем дело с похожим по РЗЭ-систематике материалом.

По данным, приведенным в публикации (Маслов и др., 2022), значения $\epsilon_{Nd}(t)$ в глинистых породах бурзянской серии снизу вверх по разрезу снижаются от $-5.1 \dots -7.8$ в глинистых сланцах айской свиты до $-10.3 \dots -9.4$ в породах бакальского уровня (см. рис. 4д). Начиная после непродолжительного перерыва разрез юрматинской серии тонкозернистые обломочные породы машакской свиты обладают значениями $\epsilon_{Nd}(t)$, варьирующими от -8.3 до -6.2 , т. е. предмашакский перерыв все же тем или иным образом повлиял на состав пород на палеоводосборах; на последних появились источники, в составе которых заметную роль играл ювенильный мантийный материал (Маслов и др., 2022). Для глинистых сланцев зигазино-комаровской свиты характерны величины $\epsilon_{Nd}(t)$ -7.7 и -7.1 (возможно, это также следствие изменения Sm-Nd изотопно-геохимической систематики размывавшихся на палеоводосборах в среднем рифее комплексов пород). Глинистые породы авзянской свиты имеют существенно большие значения рассматриваемого параметра – от -12.3 до -9.3 .

Накапливавшиеся после предзильмердакского перерыва тонкозернистые обломочные породы бирьянской подсвиты зильмердакской свиты обладают существенно иными, чем глинистые сланцы авзянского уровня, величинами $\epsilon_{Nd}(t)$ ($-7.5 \dots -5.9$). Как и в случае машакской свиты, это дает основание предполагать, что особенности Sm-Nd систематики тонкозернистых обломочных пород основания каратауской серии отражают существенное изменение состава пород питающей провинции и появление в ней источников ювенильного мантий-

ного материала. Значения данного параметра в более молодых породах сопоставимы с теми, что мы видим для глинистых сланцев авзянского уровня (нугушская подсвита зильмердакской свиты –10.9...–9.5, бедерышинская подсвита той же свиты –12.9...–8.0, инзерская свита –10.3...–9.9). Не меняются, по всей видимости, значения $\epsilon_{Nd}(t)$ принципиально и после предминьярского (–10.6...–9.0), и после преддукского (–9.9...–8.1) перерывов, хотя ранее (Маслов и др., 2022) нам представлялось, что преддукский перерыв привел к появлению на палеодосборах некоторой доли ювенильных мантийных пород.

* * *

Считается, что в рассматриваемый нами период геологической истории, начало которого относится примерно к 2 млрд лет назад, развитие Земли уже определялось процессами глобальной тектоники (тектоники литосферных плит + тектоники мантийных плюмов) (Якубчук, 2019; Кузьмин, Ярмолюк, 2021; Кузьмин и др., 2021; и др.). Примерно 1.8 млрд лет назад образовался суперконтинент Нуна/Коламбия, а около 1.3 (1.1?) млрд лет назад сформировалась Родиния (Богданова и др., 2009; Meert, 2012; Zhang et al., 2012; и др.). Интересно, что в ряде реконструкций Нуны (см., например: Evans, Mitchell, 2011) южные и восточные окраины Сибири сопоставляются непосредственно с арктической окраиной Лаврентии и уральской окраиной Балтики. Тем самым в какой-то мере верифицируются наши представления о существовании в раннем и среднем рифее (1.75...1.0 млрд лет назад) на уральской “окраине” Балтики относительно небольших эпиконтинентальных бассейнов, сменившихся в позднем рифее бассейном, сходным с теми, что типичны для пассивных континентальных окраин (Маслов и др., 2002, 2010, 2016; см. также ссылки в этих работах). Примерно таких же взглядов на формирование осадочных последовательностей стратотипа рифея придерживается и В.Н. Пучков (2010; и др.).

Распад каждого суперконтинента был длительным, финальные стадии распада одного шли на фоне роста другого (Huang et al., 2019; и др.). С периодом существования Родинии совпадают два ярко выраженных мантийно-плюмовых события – Маккензи (1270–1250 млн лет назад) и Кивини (≈1100 млн лет назад). По мнению Т.Н. Херасковой с соавторами (2010), примерно до 750–700 млн лет назад Родиния характеризовалась асимметричным строением: восточные ее окраины преимущественно имели активный характер, западные являлись пассивными. В то же время в публикации (Ernst et al., 2016) показано, что Южная Сибирь и Лаврентия сочленились / “были, вероятно, соседями” на протяжении почти 1200 млн лет (от ≈1900

до 720 млн лет назад), и, соответственно, представления об асимметрии Родинии требуют определенной коррекции. Начало распада Родинии, предположительно связанное с мантийным суперплюмом¹, пришлось, по разным оценкам, на период 850(830?)–700(650–550?) млн лет назад (Богданова и др., 2009; см. также ссылки в этой работе). Его результатом стало образование различных океанических бассейнов, континентов и микроконтинентов. На фоне распада Родинии планета испытывала серию субглобальных оледенений (Стерт, Марино, Гаскье).

Все сказанное в столь тезисной форме может показаться сумбурным, но хорошо иллюстрирует, на наш взгляд, простой вывод. В тектоническом отношении конец раннего докембрия и практически весь поздний докембрий отнюдь не являлись в чем-то похожими на “скупный миллиард или полтора миллиарда лет” – термин, активно используемый при анализе эволюции органического мира на Земле на протяжении значительной части протерозоя (Knoll et al., 2006; Roberts, 2013; Sawood, Hawkesworth, 2014; см. также ссылки в этой работе; Mukherjee et al., 2018). Напротив, это было время, когда, по мнению авторов монографии (Кузьмин и др., 2021; см. также ссылки в этой работе), пожалуй, впервые масштабные перемещения литосферных плит шли параллельно со спредингом и субдукцией, ярко проявилась суперконтинентальная цикличность.

Приведенные в настоящей статье данные показывают, однако, что на восточной (в современных координатах) окраине (?) Балтики на протяжении всего рифея, вне зависимости от перерывов в осадконакоплении, связанных с теми или иными перестройками в областях питания и осадконакопления, ряд литогеохимических характеристик тонкозернистых обломочных пород бурзянской, юрматинской и каратауской серий, такие как TiO_2/Al_2O_3 , Th/Sc , La/Co и в существенной степени – $(La/Yb)_N$, практически не испытывали значимых изменений.

¹ В последние годы роль плюмов в формировании крупных магматических провинций и вклад их в процессы рифтогенеза подвергаются существенной переоценке (Niu, 2021, 2022; Lustrino et al., 2022; и др.). Так, например, предполагается, что степень плавления мантии, глубины формирования расплавов и составы базальтов определяются в первую очередь мощностью литосферы. Последняя контролирует состав расплава мантии во всех тектонических обстановках. Мощность литосферы определяет также способность “мантийных плюмов” выйти на поверхность, а крупные магматические провинции указывают на существование тонкой или утонченной литосферы во время их внедрения (Niu, 2021). Но, очевидно, что это не влияет на приведенные оценки времени начала распада Родинии, хотя и они могут подвергнуться в будущем той или иной коррекции.

Это дает повод думать, что принципиальных изменений в составе комплексов пород – источников тонкой алюмосиликокластики для осадочных последовательностей рифея на протяжении более 1 млрд лет как будто бы не происходило и противоречит сценарию тектонических процессов конца раннего докембрия и всего позднего докембрия, очерченному нами предельно кратко.

В то же время данные о значениях $t_{Nd}(DM)$ и $\epsilon_{Nd}(t)$ в глинистых породах стратотипа рифея (Маслов и др., 2022), по всей видимости, отражают смену состава пород питающих провинций и так или иначе вписываются в общую канву субглобальных событий (формирование крупных магматических провинций, сборка и распад суперконтинентов, процессы рифтогенеза), т. е. не противоречат установленным традиционными геологическими методами событиям рифея в его стратотипической местности. В соответствии с ними в айское и машакское время накопление осадков шло на фоне плюмовых/рифтогенных событий, что отразилось на увеличении доли ювенильного материала, особенно в тонкозернистых породах машакской свиты. К появлению среди пород питающей провинции заметной доли основных магматических пород привел и предзильмердакский перерыв (глинистые породы бирьянской подсвиты зильмердакской свиты имеют более низкие величины $(La/Yb)_N$, чем свойственно глинистым сланцам авзянского уровня). Возрастание параметра $\epsilon_{Nd}(t)$ в глинистых породах бирьянской подсвиты до -5.9 по сравнению с подстилающими их отложениями ($-12.3...-9.3$) также предполагает появление на палеоводосборе продуктов ювенильной коры.

Почему эти выводы не согласуются с полученными в рамках рутинных литогеохимических исследований (анализ соотношений основных породобразующих оксидов и ряда редких и рассеянных элементов) – сказать сейчас сложно. По видимому, это задача ближайшего будущего.

Общая канва событий, на фоне которых шло формирование осадочных последовательностей стратотипа рифея, может быть представлена следующим образом. Начало рифея (≈ 1750 млн лет назад) – накопление грубообломочных преимущественно континентальных терригенных толщ и вулканитов нижней части айской свиты в обстановке рассеянного рифтогенеза (захватывавшего и территорию много западнее от современного Башкирского мегантиклинория) в условиях недостаточно мягкого климата. Основная масса кластики в это время поступала с Восточно-Европейской платформы. Со второй половины айского времени и до конца раннего рифея на территории современного Башкирского мегантиклинория существовал относительно крупный надрифтовый/интракратонный осадочный бассейн, в котором в саткинское и во второй половине бакальского времени формировались

карбонатные платформы различных размеров (саткинская платформа была крупной, позднебакальские – небольшими). Климат айско-саткинского времени не способствовал существенному преобразованию пород палеоводосборов процессами химического выветривания; климат бакальского времени был заметно более теплым. Источником кластики на всем протяжении указанного интервала времени продолжали являться восточные районы Восточно-Европейской платформы. В начале среднего рифея (≈ 1380 млн лет назад) вновь следует импульс рифтогенеза и магматизма (Машакское магматическое событие, близкое по времени проявления к событию Zig-Zag Dal – Midsommerso в северной Гренландии и ряду других), приведший к накоплению мощных толщ песчаников, конгломератов, а также кислых и основных магматических пород машакской свиты. Указанный импульс можно связать, вероятно, с процессами распада суперконтинента Коламбия/Нуна. Состав обломков конгломератов машакской свиты значительно отличается от состава обломков в конгломератах нижней части айской свиты, тем не менее это не сказывается на литогеохимических характеристиках тонкозернистых обломочных пород, залегающих ниже предмашакского перерыва и выше него. Зигальгинско-авзянский интервал среднего рифея – время формирования относительно крупного надрифтового бассейна, на заключительных этапах которого, как и в бакальское время, имело место формирование небольших карбонатных платформ. Климат зигальгинского, зигазино-комаровского и авзянского времени может быть охарактеризован как в той или иной степени похожий на аридный или нивальный. Климат машакского времени был, напротив, близким к климату конца раннего рифея, т. е. теплым. Главным источником кластики в среднем рифее продолжала оставаться, как это следует из имеющихся данных о возрасте обломочного циркона в песчаниках и Sm-Nd изотопной систематики глинистых пород, по всей видимости, Восточно-Европейская платформа. Формирование базальных толщ верхнего рифея (аллювиально-дельтовые аркозовые и сходные с ними по составу песчаники бирьянской подсвиты зильмердакской свиты, $\approx ???$ млн лет назад) связано также с процессами рифтогенеза и началом формирования пассивной окраины, протягивавшейся (в современных координатах) от Южного Урала до севера Норвегии². Предверхнерифейский перерыв, длительность которого оценить в настоящее время более или менее точно не представляется возможным, также не привел к какому-либо ощутимому изменению состава пород на

² То, что это действительно могло быть так, подтверждают недавно полученные данные о возрастах обломочного циркона в песчаниках Тимана (Андреичев и др., 2014; Соболева и др., 2019; Брусницына и др., 2021; и др.).

водосборах и, соответственно, трансформации литогеохимических характеристик глинистых пород ниже и выше него. Однако Sm-Nd систематика глинистых пород авзянской свиты (последняя залегает непосредственно ниже предверхнерифейского перерыва) и тонкозернистых обломочных пород бирьянской подсвиты зильмердакской свиты (залегает выше указанного перерыва) заметно различается, что и позволяет предполагать появление в областях питания новых порций ювенильного материала. Возможно, это своеобразный отблеск гренвилльских событий. Накопление осадочных последовательностей верхней части зильмердакской, катавской, инзерской, миньярской и укской свит шло преимущественно в мелководно-морских обстановках в условиях относительно слабо выраженных процессов химического выветривания на палеоводосборах. Источниками основного объема кластики для них продолжала выступать Восточно-Европейская платформа, хотя в ряде случаев прослой терригенных пород устанавливаются и в карбонатных толщах восточных районов Башкирского мегантиклинория. Несколько фиксируемых в верхнерифейской осадочной последовательности Южного Урала перерывов разной длительности (за исключением преддукского), которые, по-видимому, можно так или иначе рассматривать как отражение процессов распада Родинии, также принципиальным образом не влияли на состав поступающей в область седиментации тонкой алюмосиликокластики.

Благодарности

Автор признателен анонимным рецензентам и редактору раздела за полезное обсуждение поднятых в статье вопросов, замечания и рекомендации, большинство из которых было так или иначе учтено. Иллюстрации к работе выполнены Н.С. Глушковой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреичев В.Л., Соболева А.А., Герелс Дж. (2014) U-Pb возраст и источники сноса обломочных цирконов из верхнедокембрийских отложений Северного Тимана. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **22**, 32-45.
- Беккер Ю.Р. (1988) Молассы докембрия. Л.: Наука, 288 с.
- Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х. (2009) Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **17**(3), 29-45.
- Брусницына Е.А., Ершова В.Б., Худолей А.К., Андерсон Т., Маслов А.В. (2021) Возраст и источники сноса пород четласской серии (рифей) Среднего Тимана по результатам U-Th-Pb (LA-ICP-MS) датирования обломочных цирконов. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **29**(2), 3-23.
- Гареев Э.З. (1997) Петрохимические и геохимические особенности и эволюция состава осадочных пород стратотипического разреза рифея на Южном Урале. *Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии*. (Под ред. В.А. Коротеева). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 171-182.
- Горохов И.М., Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Аракелянц М.М., Ковач В.П., Константинова Г.В., Турченко Т.Л., Васильева И.М. (2019) Изотопная систематика и возраст аутигенных минералов в аргиллитах инзерской свиты Южного Урала. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **27**(2), 3-30.
- Зайцева Т.С., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Мельников Н.Н., Аракелянц М.М., Яковлева О.В. (2008) Мессбауэровские характеристики, минералогия и изотопный возраст (Rb-Sr, K-Ar) верхнерифейских глауконитов укской свиты Южного Урала. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **16**(3), 3-25.
- Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Горожанин В.М., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Константинова Г.В. (2019) Основание венда на Южном Урале: Rb-Sr возраст глауконитов бакеевской свиты. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **27**(5), 82-96.
- Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Сергеева Н.Д., Адамская Е.В., Плоткина Ю.В. (2022) U-Th-Pb возраст детритового циркона из оолитовых известняков укской свиты: следы гренвилльских источников сноса в позднем рифее Южного Урала. *Докл. РАН. Науки о Земле*, **503**(2), 90-96.
- Ковалев С.Г., Маслов А.В., Ковалев С.С., Высоцкий С.И. (2019) Sm-Nd возраст пикритов Лысогорского комплекса (Южный Урал): свидетельства инициального среднерифейского магматизма. *Докл. АН*, **488**(1), 595-598. <https://doi.org/10.31857/S0869-5652488158-61>
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Бушарина С.В., Сергеева Н.Д., Падерин И.П. (2013б) Цирконовая геохронология машакских вулканитов и проблема возраста границы нижний-средний рифей (Южный Урал). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **21**(5), 3-20. <https://doi.org/10.7868/S0869592X13050050>
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Лепехина Е.Н. (2013а) Цирконология навыхских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале. *Докл. АН*, **448**(4), 437-442. <https://doi.org/10.7868/S086956521304021X>
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Каурова О.К., Крупенин М.Т., Маслов А.В. (2003) Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb возраст известняков бакальской свиты (типовой разрез нижнего рифея, Южный Урал). *Докл. АН*, **391**(6), 794-798.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М., Каурова О.К., Крупенин М.Т., Васильева И.М., Гороховский Б.М., Маслов А.В. (2008) Sr изотопная характеристика и Pb-Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **16**(2), 16-34.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. (2021) Геологическая история Земли – от зарождения до наших дней. *Науки о Земле и недропользование*, **44**(4), 496-503.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Гладкочуб Д.П., Горячев Н.А., Деревянко А.П., Диденко А.Н., Донская Т.В., Кравчинский В.А., Оганов А.Р., Писаревский С.А. (2021) Геологическая эволюция Земли: от космической пыли до обители человечества. Новосибирск: ГЕО, 325 с.
- Маслов А.В. (1988) Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 133 с.

- Маслов А.В. (2020а) Башкирский мегантиклинорий: позднерифейско-вендские перерывы и возможные трансформации систем питания бассейна. *Литосфера*, **20**(4), 455-470. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-4-455-470>
- Маслов А.В. (2020б) Разрез верхнего докембрия Южного Урала и перерывы в нем. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 167, 38-42.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т., Демчук И.Г. (1999) Тонкая алюмосиликокластика в верхнедокембрийском разрезе Башкирского мегантиклинория (к реконструкции условий формирования). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 324 с.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Подковыров В.Н. (2010) Песчаники верхнего рифея и венда Башкирского мегантиклинория. *Литология и полез. ископаемые*, (3), 320-338.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Дуб С.А., Мельник Д.С., Парфенова Т.М., Колесников А.В., Чередниченко Н.В., Киселева Д.В. (2019) Укская свита верхнего рифея Южного Урала: седиментология и геохимия (первые результаты исследований). *Литосфера*, **19**(5), 659-686. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-5-659-686>
- Маслов А.В., Ерохин Е.В., Гердес А., Ронкин Ю.Л., Иванов К.С. (2018) Первые результаты U-Pb LA-ICP-MS изотопного датирования обломочных цирконов из аркозовых песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея (Южный Урал). *Докл. АН*, **482**(5), 558-561.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т. (1991) Разрезы рифея Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала). Свердловск: УрО АН СССР, 172 с.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. (2001) Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минералогия, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, Т. I, 351 с.; Т. II, 134 с.; Т. III, 130 с.; Т. IV, 103 с.
- Маслов А.В., Кузнецов А.Б., Крамчанинов А.Ю., Шпакович Л.В., Гареев Э.З., Подковыров В.Н., Ковалев С.Г. (2022) Источники сноса верхнедокембрийских глинистых пород Южного Урала: результаты геохимических и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **30**(1), 33-54.
- Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А., Титов Ю.В., Червяковская М.В. (2020) Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 2. Лито- и изотопно-геохимические подходы и методы. *Литосфера*, **20**(1), 40-62. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-1-40-62>
- Маслов А.В., Ножкин А.Д., Подковыров В.Н., Летникова Е.Ф., Туркина О.М., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Дмитриева Н.В., Гареев Э.З., Лепихина О.П., Попова О.Ю. (2008) Тонкозернистые алюмосиликокластические породы рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа: основные литогеохимические характеристики. *Геохимия*, (11), 1187-1215.
- Маслов А.В., Оловянишников В.Г., Ишерская М.В. (2002) Рифей восточной, северо-восточной и северной периферии Русской платформы и западной мегазоны Урала: литостратиграфия, условия формирования и типы осадочных последовательностей. *Литосфера*, (2), 54-95.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гареев Э.З., Котова Л.Н. (2016) Валовый химический состав песчаников и палеогеодинамические реконструкции. *Литосфера*, (6), 33-55.
- Нижний рифей Южного Урала. (1989) (Отв. ред. М.А. Семихатов). М.: Наука, 208 с.
- Овчинникова Г.В., Васильева Г.В., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Гороховский Б.М., Левский Л.К. (1998) U-Pb систематика протерозойских карбонатных пород: инзерская свита уральского стратотипа рифея (Южный Урал). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **6**(4), 20-31.
- Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. (2000) Возможности Pb-Pb датирования карбонатных пород с открытыми U-Pb системами: миньярская свита стратотипа верхнего рифея, Южный Урал. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **8**(6), 3-19.
- Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Горохов И.М., Крупенин М.Т., Гороховский Б.М., Маслов А.В. (2013) Pb-Pb возраст и Sr-изотопная характеристика среднерифейских фосфоритовых конкреций: зигазино-комаровская свита Южного Урала. *Докл. АН*, **451**(4), 430-434.
- Подковыров В.Н., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Виноградов Д.П., Козлов В.И., Кислова И.В. (1998) Изотопный состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **6**(4), 3-19.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Раабен М.Е. (1975) Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 247 с.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Маслов А.В., Горохов И.М., Овчинникова Г.В. (2009) Стратотип нижнего рифея – бурзянская серия Южного Урала: литостратиграфия, палеонтология, геохронология, Sr- и S-изотопные характеристики карбонатных пород. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **17**(6), 17-45.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М. (2015) Изотопный возраст границ общих стратиграфических подразделений верхнего протерозоя (рифей и венда) России: эволюция взглядов и современная оценка. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **23**(6), 16-27.
- Соболева А.А., Андреев В.Л., Бурцев И.Н., Никулова Н.Ю., Хубанов В.Б., Соболев И.Д. (2019) Детритовые цирконы из верхнедокембрийских пород вымской серии Среднего Тимана: U-Pb возраст и источники сноса. *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, **94**(1), 3-16.
- Соловов А.П., Матвеев А.А. (1985) Геохимические методы поисков рудных месторождений. М.: МГУ, 232 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. (1983) (Отв. ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков). М.: Наука, 184 с.
- Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. (2010) Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана. *Геотектоника*, (1), 5-28.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000) Основы литохимии. СПб.: Наука, 479 с.
- Якубчук А.С. (2019) От Кенорлэнда до современных континентов: тектоника и металлогения. *Геотектоника*, (2), 3-32.

- Bartley J.K., Khan L.C., McWilliams J.L., Stagner A.F. (2007) Carbon isotope chemostratigraphy of the Middle Riphean type section (Avzyan Formation, Southern Urals, Russia): Signal recovery in a fold-and-thrust belt. *Chem. Geol.*, **237**, 211-232.
- Cawood P.A., Hawkesworth C.J. (2014) Earth's middle age. *Geology*, **42**(6), 503-506.
- Condie K.C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**, 1-37.
- Cullers R.L. (1995) The control on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. *Chem. Geol.*, **123**, 107-131.
- Cullers R.L. (2002) Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chem. Geol.*, **191**, 305-327.
- Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. (2016) Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic. *Nature Geosci.*, **9**, 464-469.
- Evans D.A.D., Mitchell R.N. (2011) Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic–Mesoproterozoic supercontinent Nuna. *Geology*, **39**(5), 443-446.
- Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments. (2003) (Ed. by D.R. Lentz). Ottawa, Geological Association of Canada, GeoText, **4**, 184 p.
- Huang Z., Yuan C., Long X., Zhang Y., Du L. (2019) From breakup of Nuna to assembly of Rodinia: A link between the Chinese Central Tianshan Block and Fennoscandia. *Tectonics*, **38**, 4378-4398. <https://doi.org/10.1029/2018TC005471>
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. (1984) Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **67**, 137-150.
- Knoll A.H., Javaux E.J., Hewitt D., Cohen P. (2006) Eukaryotic organisms in Proterozoic oceans. *Phil. Trans. Royal Soc.*, **361**, 1023-1038.
- Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M. (2017) Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion. *Precamb. Res.*, **298**, 157-173.
- Lustrino M., Foulger G.R., Hole M., Natland J.H. (2022) Constraints on the formation of basaltic magmas. Comment on “Lithosphere thickness controls the extent of mantle melting, depth of melt extraction and basalt compositions in all tectonic settings on Earth – a review and new perspectives” by Niu Y. (2021). *Earth Sci. Rev.*, **226**, 103942.
- McCulloch M.T., Wasserburg G.J. (1978) Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation. *Science*, **200**, 1003-1011.
- McLennan S.M. (1989) Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*. (Eds B.R. Lipin, G.A. McKay). *Rev. Mineral.*, **21**, 169-200.
- McLennan S.M., Fryer B.J., Young G.M. (1979) The geochemistry of the carbonate-rich Espanola Formation (Huronian) with emphasis on the rare earth elements. *Can. J. Earth Sci.*, **16**, 230-239.
- Meert J.G. (2012) What's in a name? The Columbia (Paleopangaea/Nuna) supercontinent. *Gondwana Res.*, **21**, 987-993.
- Michard A., Gurriet P., Soudant M., Albarede F. (1985) Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crust evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 601-610.
- Mukherjee I., Large R.R., Corkrey R., Danyushevsky L.V. (2018) The Boring Billion, a slingshot for Complex Life on Earth. *Sci. Reports*, **8**, 4432. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-22695-x>
- Niu Y. (2021) Lithosphere thickness controls the extent of mantle melting, depth of melt extraction and basalt compositions in all tectonic settings on Earth – A review and new perspectives. *Earth Sci. Rev.*, **217**, 103614.
- Niu Y. (2022) Paradigm shift for controls on basalt magmatism: Discussion with Lustrino et al. on the paper I recently published in Earth Science Reviews. *Earth Sci. Rev.*, **226**, 103943.
- Ray E., Paul D. (2021) Major and Trace Element Characteristics of the Average Indian Post-Archean Shale: Implications for Provenance, Weathering, and Depositional Environment. *ACS Earth Space Chem.*, **5**, 1114-1129.
- Roberts N.M.W. (2013) The boring billion? – Lid tectonics, continental growth and environmental change associated with the Columbia supercontinent. *Geosci. Frontiers*, **4**, 681-691.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The Continental Crust: Its Composition and Evolution: An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. Oxford: Blackwell, 312 p.
- Turgeon S., Brumsack H.-J. (2006) Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian–Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria-Marche basin of central Italy. *Chem. Geol.*, **234**, 321-339.
- Zhang S., Li Z.-X., Evans D.A.D., Wu H., Li H., Dong J. (2012) Pre-Rodinia supercontinent Nuna shaping up: A global synthesis with new paleomagnetic results from North China. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **353-354**, 145-155.

REFERENCES

- Andreichev V.L., Soboleva A.A., Gehrels G. (2014) U-Pb dating and provenance of detrital zircons from the Upper Precambrian deposits of North Timan. *Stratigrafiya. Geol. Korrel.*, **22**, 147-159. (In Russ.)
- Bartley J.K., Khan L.C., McWilliams J.L., Stagner A.F. (2007) Carbon isotope chemostratigraphy of the Middle Riphean type section (Avzyan Formation, Southern Urals, Russia): Signal recovery in a fold-and-thrust belt. *Chem. Geol.*, **237**, 211-232.
- Becker Yu.R. (1988) Precambrian molasses. Leningrad, Nauka Publ., 288 p. (In Russ.)
- Bogdanova S.V., Pisarevsky S.A., Li Z.X. (2009) Assembly and breakup of Rodinia (some results of IGCP Project 440). *Stratigr. Geol. Korrel.*, **17**(3), 259-274 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **17**(3), 29-45).
- Brunitsyna E.A., Ershova V.B., Khudoley A.K., Andersen T., Maslov A.V. (2021) Age and provenance of

- the Riphean rocks of the Chetlas group of the Middle Timan: U-Th-Pb (LA-ICP-MS) dating of detrital zircons. *Stratigr. Geol. Correl.*, **29**, 607-626 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **29**(2), 3-23).
- Cawood P.A., Hawkesworth C.J. (2014) Earth's middle age. *Geology*, **42**(6), 503-506.
- Condie K.C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**, 1-37.
- Cullers R.L. (1995) The control on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. *Chem. Geol.*, **123**, 107-131.
- Cullers R.L. (2002) Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chem. Geol.*, **191**, 305-327.
- Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. (2016) Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic. *Nature Geosci.*, **9**, 464-469.
- Evans D.A.D., Mitchell R.N. (2011) Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic–Mesoproterozoic supercontinent Nuna. *Geology*, **39**(5), 443-446.
- Gareev E.Z. (1997) Petrochemical and geochemical features and compositional evolution of sedimentary rocks of the Riphean stratotype section in the Southern Urals. *Riphean of Northern Eurasia. Geology. General problems of stratigraphy*. (Ed. by V.A. Koroteev). Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 171-182. (In Russ.)
- Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments. (2003) (Ed. by D.R. Lentz). Ottawa, Geological Association of Canada, GeoText, **4**, 184 p.
- Gorokhov I.M., Zaitseva T.S., Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Arakelyants M.M., Kovach V.P., Konstantinova G.V., Turchenko T.L., Vasil'eva I.M. (2019) Isotope systematics and age of authigenic minerals in shales of the Upper Riphean Inzer Formation, South Urals. *Stratigr. Geol. Correl.*, **27**(2), 133-158 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **27**(2), 3-30).
- Huang Z., Yuan C., Long X., Zhang Y., Du L. (2019) From breakup of Nuna to assembly of Rodinia: A link between the Chinese Central Tianshan Block and Fennoscandia. *Tectonics*, **38**, 4378-4398. <https://doi.org/10.1029/2018TC005471>
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. (1984) Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **67**, 137-150.
- Kheraskova T.N., Bush V.A., Didenko A.N., Samygin S.G. (2010) Breakup of Rodinia and early stages of evolution of the Paleoasian ocean. *Geotectonics*, **44**(1), 3-24. <https://doi.org/10.1134/S0016852110010024>
- Knoll A.H., Javaux E.J., Hewitt D., Cohen P. (2006) Eukaryotic organisms in Proterozoic oceans. *Phil. Trans. Royal Soc.*, **361**, 1023-1038.
- Kovalev S.G., Maslov A.V., Kovalev S.S., Vysotsky S.I. (2019) Sm-Nd age of picrites of the Lysogorsk complex (Southern Urals): Evidence of initial Middle Riphean magmatism. *Dokl. Earth Sci.*, **488**(1), 1018-1021 (translated from *Dokl. AN*, **41**(2), 143-153). <https://doi.org/10.1134/S1028334X19090034>
- Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Busharina S.V., Sergeeva N.D., Paderin I.P. (2013b) Zircon geochronology of the Mashak volcanic rocks and the problem of the age of the lower-middle Riphean boundary (Southern Urals). *Stratigr. Geol. Correl.*, **21**(5), 465-481 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **21**(5), 3-20). <https://doi.org/10.1134/S0869593813050055>
- Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V., Lepekhina E.N. (2013a) Zirconology of Navysh volcanic rocks of the Ai Suite and the problem of the age of the Lower Riphean boundary in the Southern Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **448**(2), 185-190 (translated from *Dokl. AN*, **448**(4), 437-442). <https://doi.org/10.1134/S1028334X13020050>
- Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V. (2021) Geological history of the Earth – from its origin to the present day. *Nauki o Zemle i Nedropol'zovanie*, **44**(4), 496-503. (In Russ.)
- Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Gladkochub D.P., Goryachev N.A., Derevyanko A.P., Didenko A.N., Donskaya T.V., Kravchinsky V.A., Oganov A.R., Pisarevsky S.A. (2021) Geological evolution of the Earth: From cosmic dust to the abode of mankind. Novosibirsk, GEO Publ., 325 p. (In Russ.)
- Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M. (2017) Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion. *Precamb. Res.*, **298**, 157-173.
- Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Kaurova O.K., Krupenin M.T., Maslov A.V. (2003) Sr isotope signature and Pb–Pb age of the Bakal Limestone (Lower Riphean stratotype, Southern Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **391**(6), 819-822 (translated from *Dokl. AN*, **391**(6), 794-798).
- Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M., Kaurova O.K., Krupenin M.T., Vasil'eva I.M., Gorokhovskii B.M., Maslov A.V. (2008) The Sr isotopic characterization and Pb–Pb age of carbonate rocks from the Satka formation, the Lower Riphean Burzyan Group of the Southern Urals. *Stratigr. Geol. Correl.*, **16**(2), 120-137 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **16**(2), 16-34).
- Lower Riphean in the Southern Urals. (1989) (Ed. by M.A. Semikhatov). Moscow, Nauka Publ., 208 p. (In Russ.)
- Lustrino M., Foulger G.R., Hole M., Natland J.H. (2022) Constraints on the formation of basaltic magmas. Comment on “Lithosphere thickness controls the extent of mantle melting, depth of melt extraction and basalt compositions in all tectonic settings on Earth – a review and new perspectives” by Niu Y. (2021). *Earth Sci. Rev.*, **226**, 103942.
- Maslov A.V. (1988) Lithology of the Upper Riphean deposits of the Bashkir meganticlinorium. Moscow, Nauka Publ., 133 p. (In Russ.)
- Maslov A.V. (2020a) Bashkir meganticlinorium: Late Riphean–Vendian hiatuses and possible transformations of the basin provenance systems. *Lithosphere (Russia)*, **20**(4), 455-470. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-4-455-470>
- Maslov A.V. (2020b) Upper Precambrian Section of the Southern Urals and hiatuses in it. *Tr. IGG UrO RAN*,

- вып. 167, 38-42. (In Russ.)
- Maslov A.V., Erokhin Yu.V., Gerdes A., Ronkin Yu.L., Ivanov K.S. (2018) First results of U-Pb LA-ICP-MS isotope Dating of detrital zircons from arkose sandstone of the Biryán Subformation of Zilmerdak Formation (Upper Riphean, South Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **482**(2), 1275-1277 (translated from *Dokl. AN*, **482**(5), 558-561).
- Maslov A.V., Gareev E.Z., Krupenin M.T., Demchuk I.G. (1999) Fine aluminosiliciclastics in the Upper Precambrian section of the Bashkirian meganticlinorium (on the reconstruction of formation conditions). Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 324 p. (In Russ.)
- Maslov A.V., Gareev E.Z., Podkovyrov V.N. (2010) Upper Riphean and Vendian sandstones of the Bashkirian anticlinorium. *Lithol. Miner. Res.*, **45**(3), 285-301 (translated from *Litol. i Polez. Iskop.*, (3), 320-338).
- Maslov A.V., Grazhdankin D.V., Dub S.A., Mel'nik D.S., Parfenova T.M., Kolesnikov A.V., Cherednichenko N.V., Kiseleva D.V. (2019) Sedimentology and geochemistry of the Uk Formation, Upper Riphean, the Southern Urals. *Lithosphere (Russia)*, **19**(5), 659-686. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-5-659-686>
- Maslov A.V., Krupenin M.T. (1991) Riphean Sections of the Bashkirian Meganticlinorium on the Western Slope of the Southern Urals. Sverdlovsk, UrO AN SSSR, 172 p. (In Russ.)
- Maslov A.V., Krupenin M.T., Gareev E.Z., Anfimov L.V. (2001) The Riphean on the Western Slope of the Southern Urals: Classic Sections, Sedimentogenesis, Lithogenesis, Mineralogy, and Geological Monuments of Nature. Ekaterinburg, IGG UrO RAN. V. I, 351 p.; V. II, 134 p.; V. III, 130 p.; V. IV, 103 p. (In Russ.)
- Maslov A.V., Kuznetsov A.B., Kramchaninov A.Yu., Shpakovich L.V., Gareev E.Z., Podkovyrov V.N., Kovalev S.G. (2022) Provenances of the Upper Precambrian Clay Rocks in the Southern Urals: Results of Geochemical and Sm-Nd Isotope Geochemical Investigations. *Stratigr. Geol. Correl.*, **30**(1), 30-51 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **30**(1), 33-54).
- Maslov A.V., Mel'nichuk O.Yu., Mizens G.A., Titov Yu.V., Chervyakovskaya M.V. (2020) Provenance reconstructions. Article 2. Litho- and isotope-geochemical approaches and methods, *Lithosphere (Russia)*, **20**(1), 40-62. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-1-40-62>
- Maslov A.V., Nozhkin A.D., Podkovyrov V.N., Letnikova E.F., Turkina O.M., Ronkin Yu.L., Krupenin M.T., Dmitrieva N.V., Gareev E.Z., Lepikhina O.P., Popova O.Yu. (2008) Riphean fine-grained aluminosilicate clastic rocks in the Southern Urals, Uchur-Maya area, and the Yenisei Kryazh: Principal litho-geochemical characteristics. *Geochem. Int.*, **46**(11), 1117-1144 (translated from *Geokhimiya*, (11), 1187-1215).
- Maslov A.V., Olovyannishnikov V.G., Isherskaya M.V. (2002) Riphean deposits of eastern, north-eastern and northern periphery of the Russian Platform and western megazone of the Urals: Lithostratigraphy, formation conditions and types of sedimentary sequences. *Lithosphere (Russia)*, (2), 54-95. (In Russ.)
- Maslov A.V., Podkovyrov V.N., Gareev E.Z., Kotova L.N. (2016) Bulk chemical composition of sandstones and paleogeodynamic reconstructions. *Lithosphere (Russia)*, (6), 33-55. (In Russ.)
- McCulloch M.T., Wasserburg G.J. (1978) Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation. *Science*, **200**, 1003-1011.
- McLennan S.M. (1989) Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*. (Eds B.R. Lipin, G.A. McKay). *Rev. Mineral.*, **21**, 169-200.
- McLennan S.M., Fryer B.J., Young G.M. (1979) The geochemistry of the carbonate-rich Espanola Formation (Huronian) with emphasis on the rare earth elements. *Can. J. Earth Sci.*, **16**, 230-239.
- Meert J.G. (2012) What's in a name? The Columbia (Paleopangaea/Nuna) supercontinent. *Gondw. Res.*, **21**, 987-993.
- Michard A., Gurriet P., Soudant M., Albarede F. (1985) Nd isotopes in French Phanerozoic shales: External vs. internal aspects of crust evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 601-610.
- Mukherjee I., Large R.R., Corkrey R., Danyushevsky L.V. (2018) The Boring Billion, a slingshot for Complex Life on Earth. *Sci. Reports*, **8**, 4432. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-22695-x>
- Niu Y. (2021) Lithosphere thickness controls the extent of mantle melting, depth of melt extraction and basalt compositions in all tectonic settings on Earth – A review and new perspectives. *Earth Sci. Rev.*, **217**, 103614.
- Niu Y. (2022) Paradigm shift for controls on basalt magmatism: Discussion with Lustrino et al. on the paper I recently published in Earth Science Reviews. *Earth Sci. Rev.*, **226**, 103943.
- Ovchinnikova G.V., Kuznetsov A.B., Vasil'eva I.M., Gorokhov I.M., Krupenin M.T., Gorokhovskii B.M., Maslov A.V. (2013) Pb-Pb age and Sr isotopic characteristic of the Middle Riphean phosphorite concretions: The Zigaza-Komarovo Formation of the South Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **451**(2), 798-802 (translated from *Dokl. AN*, **451**(4), 430-434).
- Ovchinnikova G.V., Vasil'eva G.V., Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Gorokhovskii B.M., Levskii L.K. (1998) U-Pb systematics on Proterozoic carbonate rocks: The Inzer Formation of the Upper Riphean stratotype (Southern Urals). *Stratigr. Geol. Correl.*, **6**(4), 336-347 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **6**(4), 20-31).
- Ovchinnikova G.V., Vasil'eva I.M., Semikhatov M.A. (2000) The Pb-Pb trail dating of carbonates with open U-Pb systems: The Min'yar Formation of the Upper Riphean Stratotype, Southern Urals. *Stratigr. Geol. Correl.*, **8**(6), 529-543 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **8**(6), 3-19).
- Podkovyrov V.N., Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Vinogradov D.P., Kozlov V.I., Kislova I.V. (1998) Carbonate carbon isotopic composition in the Upper Riphean stratotype, the Karatau Group, Southern Urals. *Stratigr. Geol. Correl.*, **6**(4), 319-335 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **6**(4), 3-19).
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis-Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DisainPolygrafServis Publ., 280 p. (In Russ.)
- Raaben M.E. (1975) The Upper Riphean as a Unit of the International Stratigraphic Chart. Moscow, Nauka Publ., 247 p. (In Russ.)
- Ray E., Paul D. (2021) Major and Trace Element Characteristics of the Average Indian Post-Archean Shale: Im-

- plications for Provenance, Weathering, and Depositional Environment. *ACS Earth Space Chem.*, **5**, 1114-1129.
- Roberts N.M.W. (2013) The boring billion? – Lid tectonics, continental growth and environmental change associated with the Columbia supercontinent. *Geosci. Frontiers*, **4**, 681-691.
- Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Chumakov N.M. (2015) Isotope age of boundaries between the general stratigraphic subdivisions of the Upper Proterozoic (Riphean and Vendian) in Russia: The evolution of opinions and the current estimate. *Stratigr. Geol. Correl.*, **23**(6), 568-579 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **23**(6), 16-27).
- Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Maslov A.V., Gorokhov I.M., Ovchinnikova G.V. (2009) Stratotype of the Lower Riphean, the Burzyan Group of the Southern Urals: Lithostratigraphy, paleontology, geochronology, Sr and C-isotopic characteristics of its carbonate rocks. *Stratigr. Geol. Correl.*, **17**(6), 574-601 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **17**(6), 17-45).
- Soboleva A.A., Andreichev V.L., Burtsev I.N., Nikulova N. Yu., Khubanov V.B., Sobolev I.D. (2019) Detrital zircons from Upper Precambrian rocks of the Vym Group in the Middle Timan: U-Pb age and provenance. *Bull. MOIP. Otd. geol.*, **94**(1), 3-16. (In Russ.)
- Solovov A.P., Matveev A.A. (1985) Geochemical methods of prospecting for ore deposits. Moscow, MGU, 232 p. (In Russ.)
- Stratotype of the Riphean. Stratigraphy. Geochronology. (1983) (Ed. by B.M. Keller, N.M. Chumakov). Moscow, Nauka Publ., 184 p. (In Russ.)
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The Continental Crust: Its Composition and Evolution: An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. Oxford, Blackwell, 312 p.
- Turgeon S., Brumsack H.-J. (2006) Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian–Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria-Marche basin of central Italy. *Chem. Geol.*, **234**, 321-339.
- Yakubchuk A.S. (2019) From Kenorland to modern continents: Tectonics and metallogeny. *Geotectonics*, **53**(2), 169-192 (translated from *Geotektonika*, (2), 3-32).
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000) Fundamentals of lithochemistry. St.Petersburg, Nauka Publ., 479 p. (In Russ.)
- Zaitseva T.S., Gorokhov I.M., Ivanovskaya T.A., Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Mel'nikov N.N., Arakelyants M.M., Yakovleva O.V. (2008), Mossbauer characteristics, mineralogy and isotopic age (Rb-Sr, K-Ar) of Upper Riphean glauconites from the Uk Formation, the Southern Urals. *Stratigr. Geol. Correl.*, **16**(3), 227-247 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **16**(3), 3-25).
- Zaitseva T.S., Kuznetsov A.B., Gorozhanin V.M., Gorokhov I.M., Ivanovskaya T.A., Konstantinova G.V. (2019) The lower boundary of the Vendian in the Southern Urals as evidenced by the Rb-Sr age of glauconites of the Bakeevo Formation. *Stratigr. Geol. Correl.*, **27**(5), 573-587 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **16**(3), 82-96).
- Zaitseva T.S., Kuznetsov A.B., Sergeeva N.D., Adamskaya E.V., Plotkina Y.V. (2022) The U-Th-Pb age of detrital zircons from oolitic limestones of the UK Formation: Traces of the grenville provenance areas in the Late Riphean of the Southern Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **503**(2), 143-149 (translated from *Dokl. RAN. Nauki o Zemle*, **503**(2), 90-96).
- Zhang S., Li Z.-X., Evans D.A.D., Wu H., Li H., Dong J. (2012) Pre-Rodinia supercontinent Nuna shaping up: A global synthesis with new paleomagnetic results from North China. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **353-354**, 145-155.

УДК 551.3

DOI: 10.24930/1681-9004-2024-24-1-49-62

Литология и условия формирования верхнебатских отложений Когалымского региона (Западная Сибирь)

Г. М. Галимова, С. В. Астаркин, Е. В. Гибадуллина, А. А. Татаринцева

Филиал ООО “ЛУКОЙЛ-Инжиниринг” “ПермНИПИнефть” в г. Перми, 628482, г. Когалым, ул. Центральная, 19/16,
e-mail: Gulnaz.Galimova@lukoil.com

Поступила в редакцию 07.12.2022 г., принята к печати 26.07.2023 г.

Объект исследования. Верхнебатские отложения (пласт Ю₂) восточной части Когалымского региона, в пределах Северо-Нижневартовской моноклинали. **Цель.** Реконструкция обстановок седиментации пласта Ю₂ на территории Когалымского региона. **Материалы и методы.** Для реконструкции обстановок осадконакопления использовано макроскопическое описание керн с выделенными структурно-текстурными признаками пород по 35 скважинам. Уточнение обстановок седиментации проводилось по результатам описания 41 шлифа и результатам гранулометрического анализа обломочной части изученных пород. **Результаты.** По данным макроскопического изучения пласт Ю₂ сложен неравномерным чередованием алевритоглинистых и алевритопесчаных пород с прослоями углей. Породы имеют полифациальную природу и представлены отложениями континентального, переходного и морского генезиса. Мощность отложений заметно меняется в зависимости от палеорельефа местности. Результаты оптико-петрографического изучения выявили полимиктовый состав пород-коллекторов изучаемого пласта, которые, по классификации В.Д. Шутова, отвечают аркозовой (граувакковые аркозы), реже граувакковой (полевошпат-кварцевые, кварц-полевошпатовые граувакки) группе. Цемент чаще всего имеет карбонатно-глинистый состав. Для пород морского генезиса характерно уменьшение доли обломков пород и увеличение доли механически устойчивых акцессорных минералов (циркона, граната, турмалина). Породам континентального генезиса свойственно максимальное содержание слюд и растительного детрита. Повышение содержания пирита отмечается в переходных от континента к морю отложениях. Изучение данных гранулометрического анализа пород-коллекторов пласта Ю₂ показало, что как прибрежно-морские, так и русловые отложения формировались в средах с активной гидродинамикой среды, когда динамическая переработка обломочного материала превышает интенсивность его привноса. **Выводы.** Литолого-фациальные исследования позволили реконструировать обстановки седиментации, а также отметить особенности распределения компонентов алевритопесчаных пород пласта Ю₂.

Ключевые слова: палеогеография, субобстановка, пласт, Когалым, керн, скважина, вещественный состав, гранулометрический состав, текстура

Relationship of lithological data with the sedimentation environment of the Upper Batian deposits of the Kogalym region

Gulnaz M. Galimova, Sergey V. Astarkin, Ekaterina V. Gibadullina, Anzhelika A. Tatarintseva

Branch of ООО “LUKOIL-Engineering” “PermNIPIneft” in Perm, 19/16 Tsentral'naya st., 628482 Kogalym, Russia,
e-mail: Gulnaz.Galimova@lukoil.com

Received 07.12.2022, accepted 26.07.2023

Research subject. Upper Batian deposits (formation U₂) of the Eastern part of the Kogalym region, within the North Nizhnevartovsk monocline. **Aim.** Reconstruction of the sedimentation environment of the U₂ formation in the Kogalym region. **Materials and methods.** The reconstruction of sedimentation environments was conducted based on a macroscopic description of core samples with identification of structural and textural features of rocks from 35 wells. The clarification of sedimentation settings was carried out based on the description of 41 thin sections and a granulometric analysis of the clastic part of the studied rocks. **Results.** According to the macroscopic study, the U₂ layer is composed

Для цитирования: Галимова Г.М., Астаркин С.В., Гибадуллина Е.В., Татаринцева А.А. (2024) Литология и условия формирования верхнебатских отложений Когалымского региона (Западная Сибирь). *Литосфера*, 24(1), 49–62. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-49-62>

For citation: Galimova G.M., Astarkin S.V., Gibadullina E.V., Tatarintseva A.A. (2024) Relationship of lithological data with the sedimentation environment of the Upper Batian deposits of the Kogalym region. *Lithosphere (Russia)*, 24(1), 49–62. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-49-62>

© Г.М. Галимова, С.В. Астаркин, Е.В. Гибадуллина, А.А. Татаринцева, 2024

of an uneven alternation of silty-argillaceous and silty-sandy rocks with coal interlayers. The rocks are of a polyfacial nature, represented by deposits of continental, transitional, and marine genesis. The thickness of the deposits varies markedly depending on the paleorelief of the area. The optical petrographic study revealed the polymictic composition of the studied rocks, which, according to the classification by V.D. Shutova, correspond to the arkose (graywacke arkose), less often graywacke (feldspar-quartz, quartz-feldspar greywackes) group. Cement most often exhibits a carbonate-clay composition. Rocks of marine genesis are characterized by a decrease in the proportion of rock fragments and an increase in the proportion of mechanically stable accessory minerals (zircon, garnet, tourmaline). The rocks of continental genesis are characterized by the maximum content of micas and plant detritus. An increase in the content of pyrite is noted in the sediments transitional from the continent to the sea. The grain-size analysis data of reservoir rocks of the U₂ formation showed that both coastal-marine and channel deposits were formed in environments with active hydrodynamics of the medium, when the dynamic processing of clastic material exceeded the intensity of its supply. *Conclusions.* The performed lithofacies studies made it possible to reconstruct the sedimentation environment, as well as to reveal specific features in the distribution of the silty-sandy rock components of the U₂ formation.

Keywords: *paleogeography, sub-environment, formation, Kogalym, core, well, material composition, granulometric composition, texture*

ВВЕДЕНИЕ

В связи со значительной выработкой запасов углеводородов в нижнемеловых и верхнеюрских отложениях на территории Западной Сибири все большее внимание уделяется изучению более глубокопогруженных горизонтов. С этой позиции пласт Ю₂, выделяемый в верхней части тюменской свиты, рассматривается как один из наиболее перспективных объектов разработки.

Существует значительное количество публикаций по результатам литолого-фациальных исследований тюменской свиты на территории Широкого Приобья (Алексеев и др., 2007; Исаев и др., 2007; Садыков и др., 2007; Конторович и др., 2008; Мясникова и др., 2009), однако Когалымский регион при этом остается наименее изученным. Указанные авторы показали, что нижняя часть пласта Ю₂ представлена преимущественно отложениями аллювиальной системы меандрирующего типа, к формированию которой привело масштабное выравнивание рельефа в батское время. Руслу мигрировали в широких, хорошо разработанных долинах. Постепенная трансгрессия предопределила смену континентальных отложений прибрежно- и мелководно-морскими в верхней части изучаемого пласта, озерно-аллювиальная равнина отступала в южном направлении. Такой переход от континентальных обстановок к морским подразумевает резкую вертикальную и латеральную фациальную изменчивость. Таким образом, сложное геологическое строение и неравномерное распределение коллекторов по разрезу и по площади, а также небольшая изученность пласта в пределах Когалымского региона, делает работы по данной территории весьма актуальными.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектом исследования являются верхнебатские отложения (пласт Ю₂) восточной части Когалымского региона в пределах Северо-Нижевартовской моноклинали (рис. 1).

Для реконструкции обстановок осадконакопления использовано макроскопическое описание керна с выделенными структурно-текстурными признаками пород по 35 скважинам. В целом большинство изученных скважин характеризуется низким выносом керна (50% и менее).

Минералогические исследования пород проводились с применением оптической микроскопии. Количественный анализ вещественного состава пород в шлифах осуществлялся линейным методом, путем идентификации обломков и связующих их минеральных соединений (цемента) по кристаллооптическим параметрам, попадающим в пределы линии подсчета по горизонтали, с пошаговым вертикальным перемещением, в количестве не менее 200 зерен на шлиф, с дальнейшим пересчетом их в процентное содержание. Изучалось открытое трещинно-поровое пространство с указанием морфологии, размеров, характера возникновения.

Гранулометрические исследования, предназначенные для уточненной идентификации структуры пород по количественному соотношению частиц, проводились методом лазерной дифракции с помощью лазерного анализатора размера частиц Bettersize 2000. Распределение гранулометрического состава по лазерному анализатору выдается в объемных процентах. В работе использованы методы генетической интерпретации гранулометрических данных алевроитопесчаных пород Р. Пассеги (Passega, 1964) и Г.Ф. Рожкова (1979).

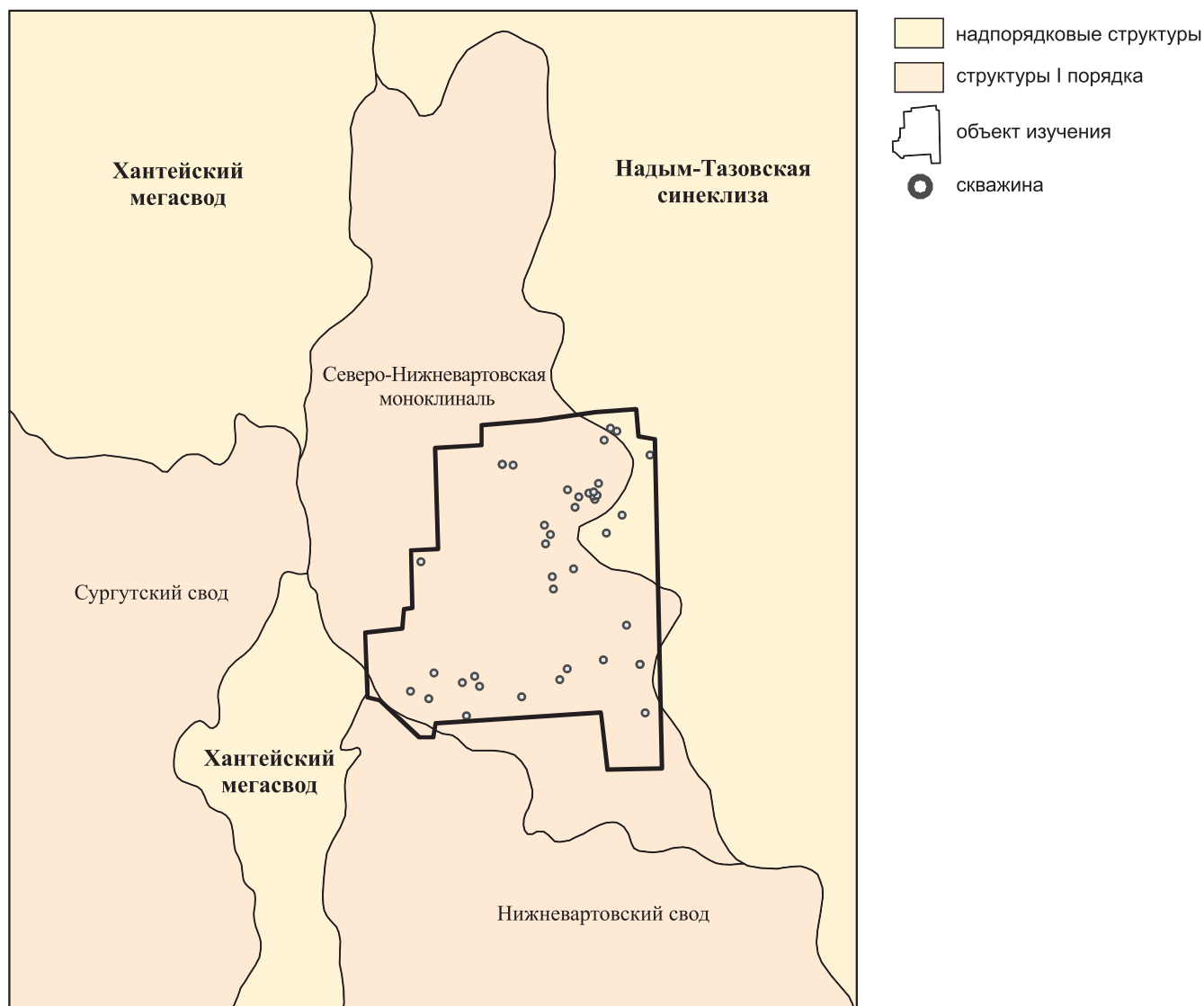


Рис. 1. Фрагмент из тектонической карты центральной части Западно-Сибирской плиты (Обзорная карта, 1990).

Fig. 1. Fragment from the tectonic map of the central part of the West Siberian Plate (Overview map, 1990).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

На изученной территории пласт Ю₂ тюменской свиты перекрыт непроницаемыми глинистыми породами нижневасюганской подсвиты, сформированными в условиях дальней зоны пляжа. Толщина пласта варьирует от 10 до 32 м, максимальные значения приходятся на юго-восточную часть района работ. Пласт характеризуется неоднородным составом и сложен неравномерным чередованием алевритоглинистых и алевритопесчаных пород с прослоями углей. Нижняя часть пласта на исследуемой территории представлена аллювиальным комплексом, в котором отчет-

ливо выделяются субобстановки русловых осадков, пойменной равнины, реликтовых озер и болот (табл. 1, рис. 2).

К субобстановке русловых осадков отнесены алевритопесчаные тела мощностью до 7 м с прослеживаемым общим утонением материала снизу вверх, что предполагает ослабление силы течения начиная со стадии врезания. Породы залегают с резким размывом на нижележащих отложениях, представлены мелкозернистыми песчаниками, реже средне-мелкозернистыми, с косой, участками субгоризонтальной слоистой текстурой, которая выше по разрезу переходит в пологоволнистую. Слоистость подчеркнута слоями обогащен-

Таблица 1. Субобстановки осадконакопления пласта Ю₂ в изученных разрезах**Table 1.** Sub-environments of sedimentation of the U₂ formation in the studied sections

Комплекс обстановок	Обстановка	Субобстановка	Мощность отложений (по керновым данным), м
Морской	Прибрежно-морская	Переходная зона пляжа	0.5–4.0
		Предфронтальная зона пляжа	1.0–6.0
		Подводные бары и валы	1.0–10.0
		Лагуна	1.0–5.0
Переходный	Прибрежная равнина	Прибрежная равнина	4.0–10.0
Континентальный	Аллювиальная	Пойменная равнина	1.0–5.0
		Русловые осадки	2.0–7.0
		Реликтовые озера и болота	2.0–5.0

ния слюдисто-углистым материалом (рис. 3). Верхняя граница преимущественно в виде плавного перехода, завершается глинистыми породами, часто с обилием отпечатков корней растений, и фиксирует стадию отмирания русла, вероятно, после прорыва шейки меандра и заполнения его осадками из взвеси (образование старичного озера). Присутствуют внутриформационные размывы, фиксируемые в разрезе включениями мелкозернистых алевролитов. Формирование таких включений связано с размывом и обрушением внешнего берега реки в русло, где материал перебивается течением. В верхней части пласта отмечаются маломощные интервалы со следами биотурбации морских организмов, связанные, скорее всего, с периодами морских ингрессий.

Во всех скважинах для отложений континентального комплекса реконструированы субобстановки пойменной равнины. Породы сложены преимущественно мелкозернистыми, крупно-мелкозернистыми, глинистыми, неравномерно углистыми алевролитами, с маломощными прослоями углей, характерной субгоризонтальной слоистостью, иногда нарушенной взмучиванием волнения (см. рис. 3). Присутствуют отпечатки растительности и крупные растительные остатки. Отмечается сидеритизация.

В ряде скважин в нижней половине исследуемого пласта выделены литофациальные последовательности, мощность которых варьирует от 2 до 5 м. Часто отложения имеют вертикальную зональность, которая заключается в постепенной смене мелкозернистых алевролитов крупно-мелкозернистыми и мелко-крупнозернистыми, обусловленную медленным заполнением водоема и сменой глубоководных условий прибрежными. Далее вверх по разрезу идет последовательное заболачивание, что отражается образованием углесто-глинистых отложений, появлением отпечатков корневой системы растений и прослоев углей (см.

рис. 3). Данный комплекс отложений отнесен к субобстановкам пойменных озер и болот.

Выше отложения, сформированные в условиях аллювиальной равнины, сменяются отложениями прибрежной равнины, последняя на большей части исследуемой территории залегает непосредственно на континентальных фациях и характеризуется мощностью до 10 м (см. табл. 1, рис. 4). Породы представлены алевролитами мелкозернистыми, глинистыми до сильно глинистых, иногда углистыми. Текстура преимущественно горизонтальная и слабоволнистая, встречаются следы биотурбации, а также отпечатки корневой системы растений. Присутствуют частые стяжения пирита.

Отложения континентального и переходного генезиса сменяются вверх по разрезу отложениями, сформированными в прибрежно-морской обстановке (см. табл. 1, рис. 4).

Субобстановка лагуны представлена в основном глинистыми отложениями и слоями с чередованием глинистых и алевроитовых разностей, накопление которых происходило в спокойной обстановке. Развиты горизонтальная и линзовидная слоистость. Характерной чертой пород служит обилие стяжений и вкрапленности пирита (рис. 5). Встречаются вертикальные и горизонтальные следы жизнедеятельности организмов. При выделении данной субобстановки немаловажным является положение этих отложений в разрезе: переход с одной стороны в континентальные фациальные соотношения, с другой – в морские (Чернова, 2004).

Выше по разрезу залегают отложения, представленные алевроитопесчаными породами, с массивной и пологоволнистой слоистой текстурой (см. рис. 5). Мощность отложений варьирует от 1 до 9 м. Данные породы проинтерпретированы как сформировавшиеся в субобстановке подводных баров и валов. В основании баровой постройки отмечаются включения плохо окатанных крупнозернистых алевролитов и слойки глинистых пород.



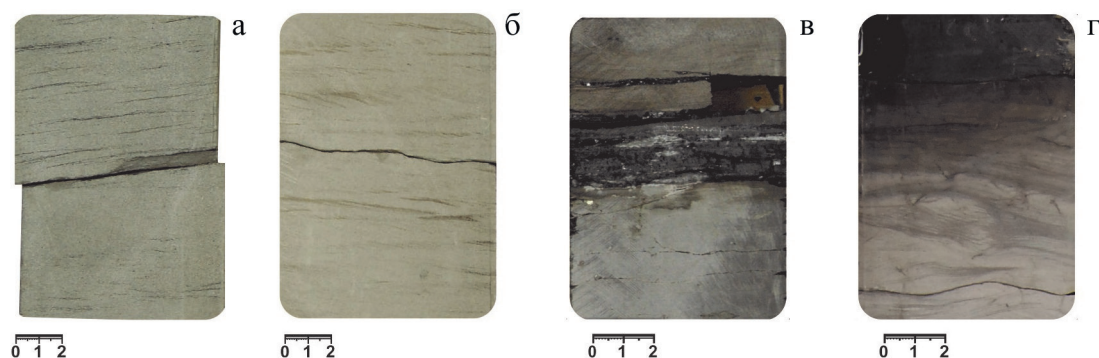


Рис. 3. Прибрежно-морская обстановка.

а – песчаник средне-мелкозернистый с субгоризонтальной слоистостью, в средней части образца включение мелкозернистого алевролита, субобстановка русловых осадков; б – песчаник мелкозернистый с мелкой крестовой слоистостью, субобстановка русловых осадков; в – алевролит мелкозернистый с прослоями углей, ниже которых отмечаются отпечатки корней растений, субобстановка пойменной равнины; г – в нижней части образца – алевролит крупно-мелкозернистый с отпечатками корней растений, в верхней – алевролит мелкозернистый, глинистый, углистый, субобстановка реликтовых озер и болот.

Fig. 3. Coastal-marine setting.

а – medium-fine-grained sandstone with subhorizontal bedding, in the middle part of the sample there is an inclusion of fine-grained siltstone, sub-setting of channel sediments; б – fine-grained sandstone with fine cross-bedding, sub-setting of channel sediments; в – fine-grained siltstone, with interlayers of coal, below which there are imprints of plant roots, sub-setting of the flood plain; г – in the lower part of the sample there is coarse-fine-grained siltstone with imprints of plant roots, in the upper part there is fine-grained siltstone, clayey, coaly, sub-setting of relict lakes and swamps.

В значительной части разрезов выделена субобстановка предфронтальной зоны пляжа. Отложения представлены песчаниками мелкозернистыми, глинистыми, с текстурой, интенсивно нарушенной морской биотурбацией и процессами волнения (см. рис. 5). Вверх по разрезу постепенно увеличиваются глинистость и биотурбация, что указывает на трансгрессивную направленность смены условий седиментации.

В ряде скважин разрез завершается слоями с чередованием алевролитов мелкозернистых, сильно глинистых и алевролитов мелко-крупнозернистых, песчаных, с пологоволнистой и субгоризонтальной слоистой текстурой, с многочисленными следами биотурбации и процессами волнения. Данные отложения сформировались в субобстановке переходной зоны пляжа (Чернова, 2004).

В целях уточнения палеогеографических реконструкций использованы данные минералогических и гранулометрических исследований пород. Ввиду небольшой выборки рассматривались только образцы из пород-коллекторов пласта Ю₂. В континентальной части пласта образцы попали в субобстановку русловых осадков, в морской – в субобстановку предфронтальной зоны пляжа, в меньшей степени – подводных баров и валов.

Минералого-петрографическая характеристика отложений получена по результатам описания 41 шлифа. Во всех изученных породах преобладают полуокатанные и угловатые обломки. По составу

обломочной части породы являются полимиктовыми, на классификационной схеме В.Д. Шутова (Шванов, 1987) отвечают аркозовой (граувакковые аркозы), реже граувакковой (полевошпат-кварцевые, кварц-полевошпатовые граувакки) группе (рис. 6). Содержание кварца составляет 25–41%, полевых шпатов – 23–51, обломков горных пород – 14–35, слюд – 1–6%. Обломки пород представлены эффузивными и метаморфическими разностями. Среди вторичных преобразований пород отмечены неравномерная регенерация кварца, гидратация слюд, пелитизация и серицитизация полевых шпатов, кальцитизация, пиритизация, сидеритизация. Цемент чаще всего имеет карбонатно-глинистый состав с содержанием в породе от 6 до 27%. Глинистая составляющая обычно сложена каолинитом и гидрослюдой, карбонатная – кальцитом и доломитом. Среди акцессорных минералов преобладают зерна циркона, турмалина, апатита, лейкоксена, сфена, титанистых минералов, редко граната и хром-шпинелида (рис. 7, 8). Повсеместно встречается фюзенизированный и гелефицированный растительный детрит в виде мелких удлиненных обрывков.

Отмечены некоторые особенности распределения компонентов алевитопесчаных пород, образованных в разных фациальных субобстановках. Степень окатанности пород увеличивается в грубозернистых отложениях (песчаники средне-мелкозернистые), сформированных в прибрежно-морских

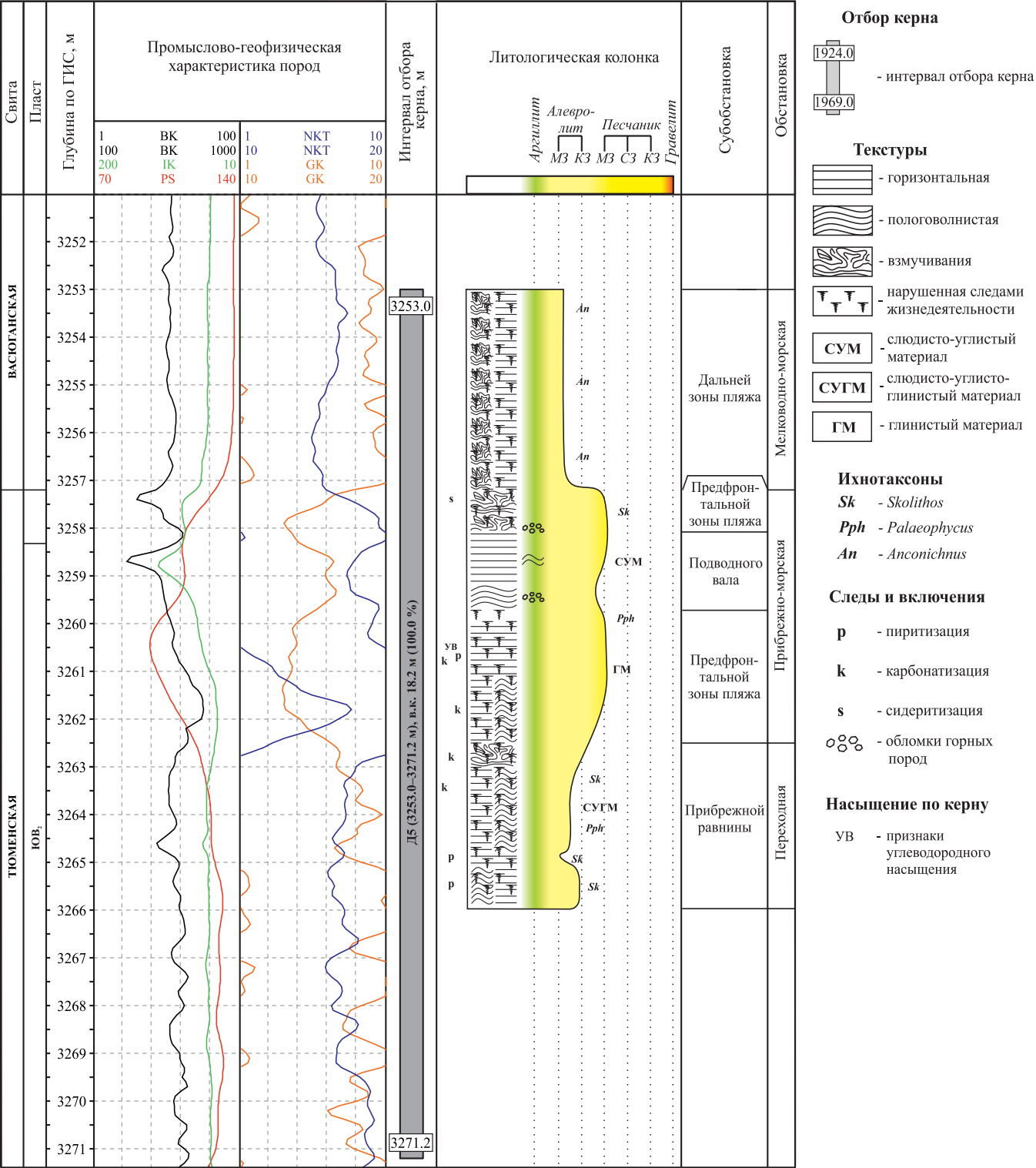


Рис. 4. Литолого-седиментационный разрез переходных и морских отложений пласта Ю₂ Южно-Сардаковского месторождения (скважина 134У).

Fig. 4. Lithological-sedimentary section of transitional and marine deposits of the U₂ reservoir of the Yuzhno-Sardakovskoye field (well 134U).

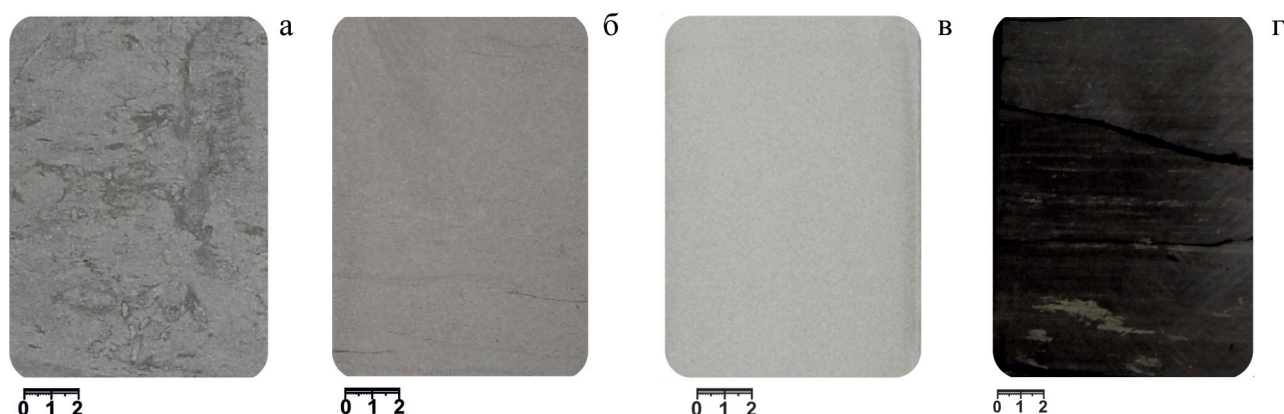


Рис. 5. Аллювиальная обстановка.

а – песчаник мелкозернистый, глинистый, с текстурой взмучивания волнением и биотурбации, субобстановка предфронтальной зоны пляжа; б – алевролит мелко-крупнозернистый с пологоволнистой текстурой, субобстановка подводных баров и валов; в – песчаник мелкозернистый, массивный, субобстановка подводных баров и валов; г – алевролит мелкозернистый со стяжениями пирита, субобстановка лагуны.

Fig. 5. Alluvial setting.

а – sandstone is fine-grained, clayey, with a texture of agitation and bioturbation, sub-setting of the prefrontal zone of the beach; б – fine-to-coarse-grained siltstone with a gently undulating texture, sub-setting of underwater bars and swells; в – sandstone is fine-grained, massive, sub-setting of underwater bars and swells; г – fine-grained siltstone with pyrite nodules, sub-setting of the lagoon.

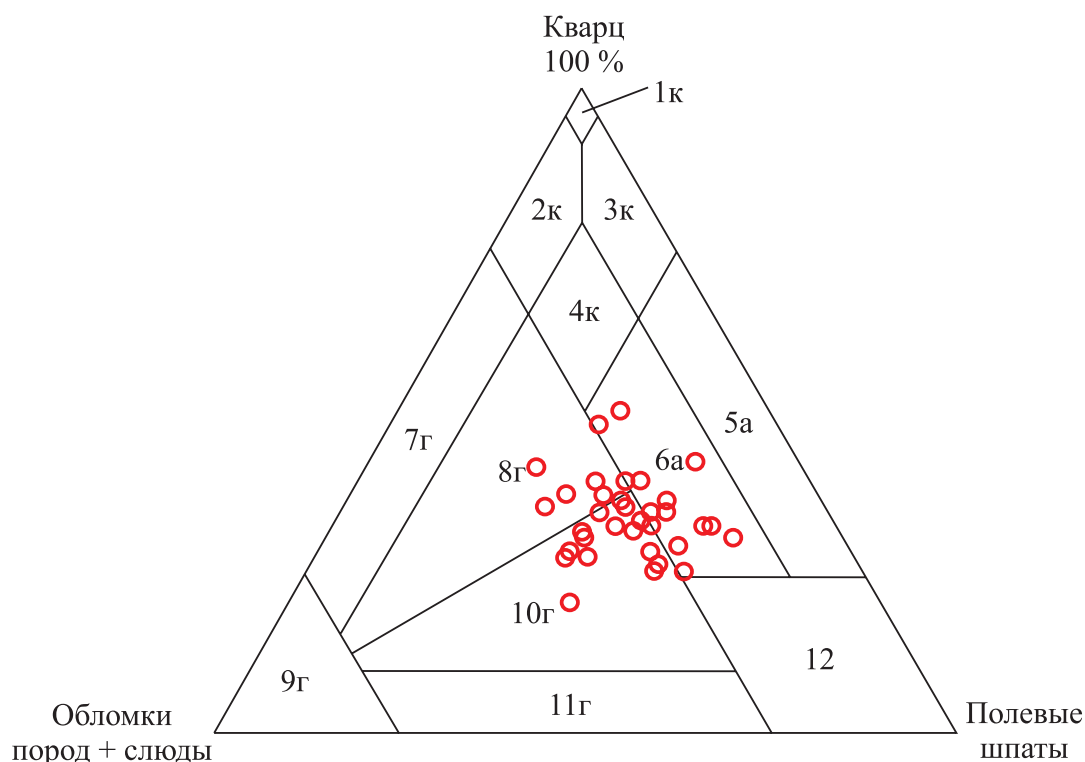


Рис. 6. Классификационная диаграмма В.Д. Шутова.

Кварцевая группа: 1к – мономиктовые кварцевые песчаники; 2к – кремнекластито-кварцевые песчаники; 3к – полевошпатово-кварцевые песчаники; 4к – мезомиктовые кварцевые песчаники. Аркозавая группа: 5а – собственно аркозы; 6а – граувакковые аркозы. Граувакковая группа: 7г – кварцевые граувакки; 8г – полевошпатово-кварцевые граувакки; 9г – собственно граувакки; 10г – кварцево-полевошпатовые граувакки; 11г – полевошпатовые граувакки; 12 – поле не собственно терригенного происхождения.

Fig. 6. Classification diagram by V.D. Shutov.

Quartz group: 1к – monomictic quartz sandstones; 2к – siliceous-quartz sandstones; 3к – feldspar-quartz sandstones; 4к – mesomictic quartz sandstones. Arkose group: 5а – arkose; 6а – greywacke arkoses. Greywacke group: 7г – quartz greywackes; 8г – feldspar-quartz greywackes; 9г – greywackes; 10г – quartz-feldspar greywackes; 11г – feldspar greywackes; 12 – field of non-terrigenous origin.

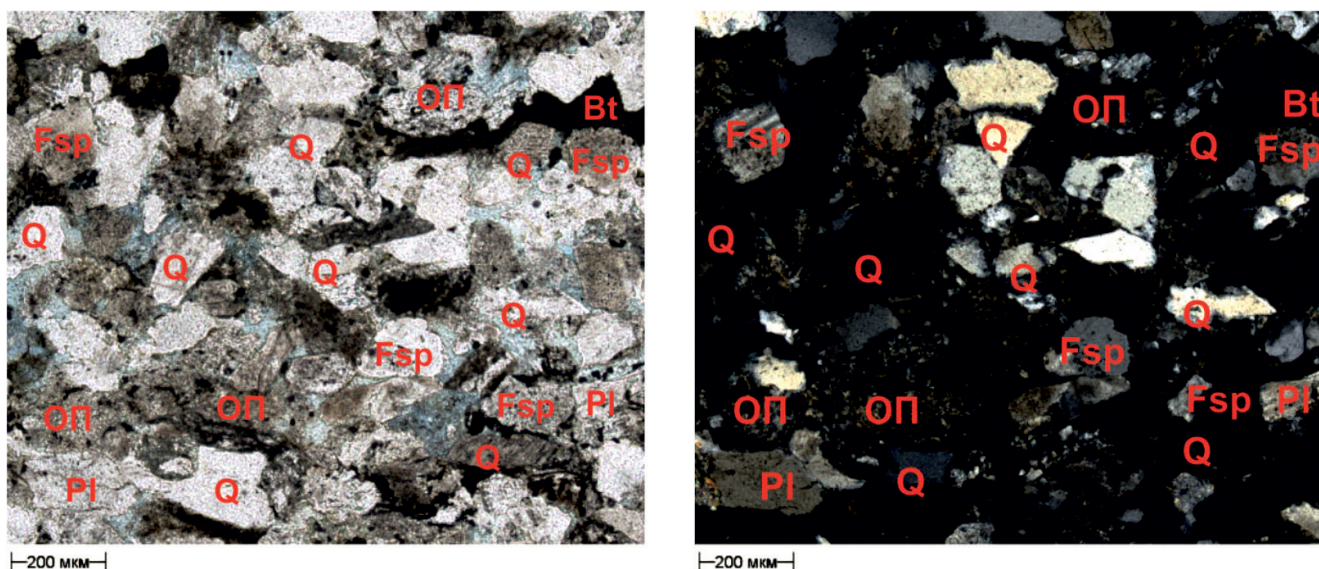


Рис. 7. Кварц-полевошпатовая граувакка, песчаник мелкозернистый; зерна кварца, К-полевого шпата, плагиоклаза, измененного биотита, обломков пород.

Fig. 7. Quartz-feldspar greywacke, fine-grained sandstone; grains of quartz, K-feldspar, plagioclase, altered biotite, rock fragments.

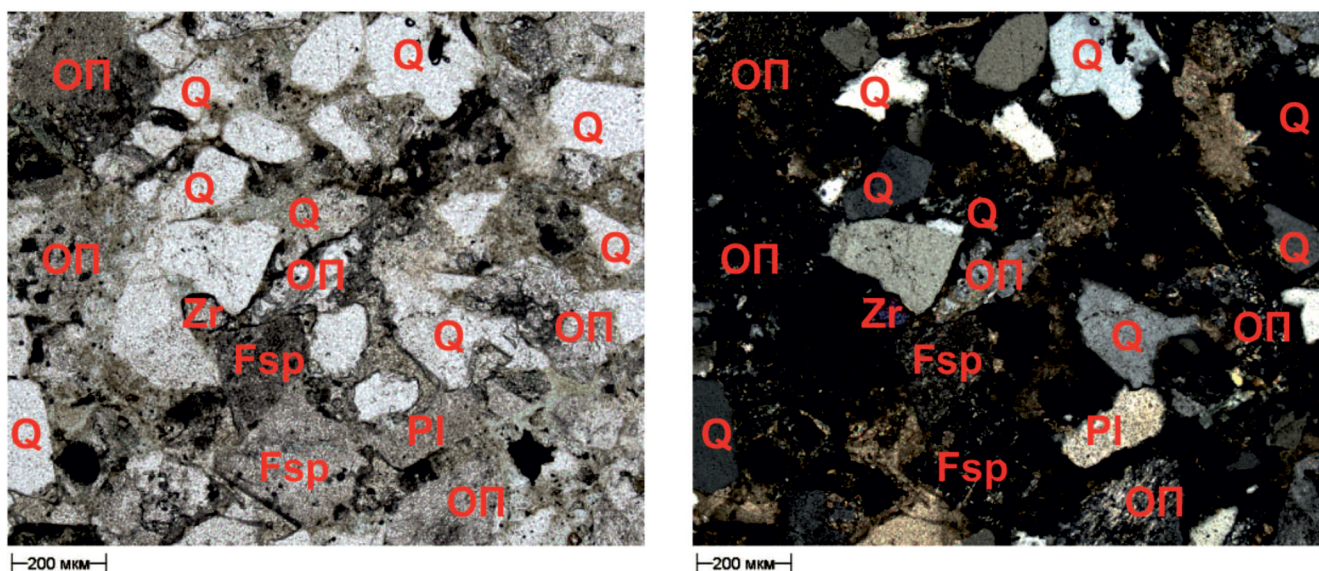


Рис. 8. Полевошпатокарцевая граувакка, песчаник средне-мелкозернистый; зерна кварца, К-полевого шпата, плагиоклаза, обломков пород, циркона.

Fig. 8. Feldspar-quartz greywacke, medium-fine-grained sandstone; grains of quartz, K-feldspar, plagioclase, rock fragments, zircon.

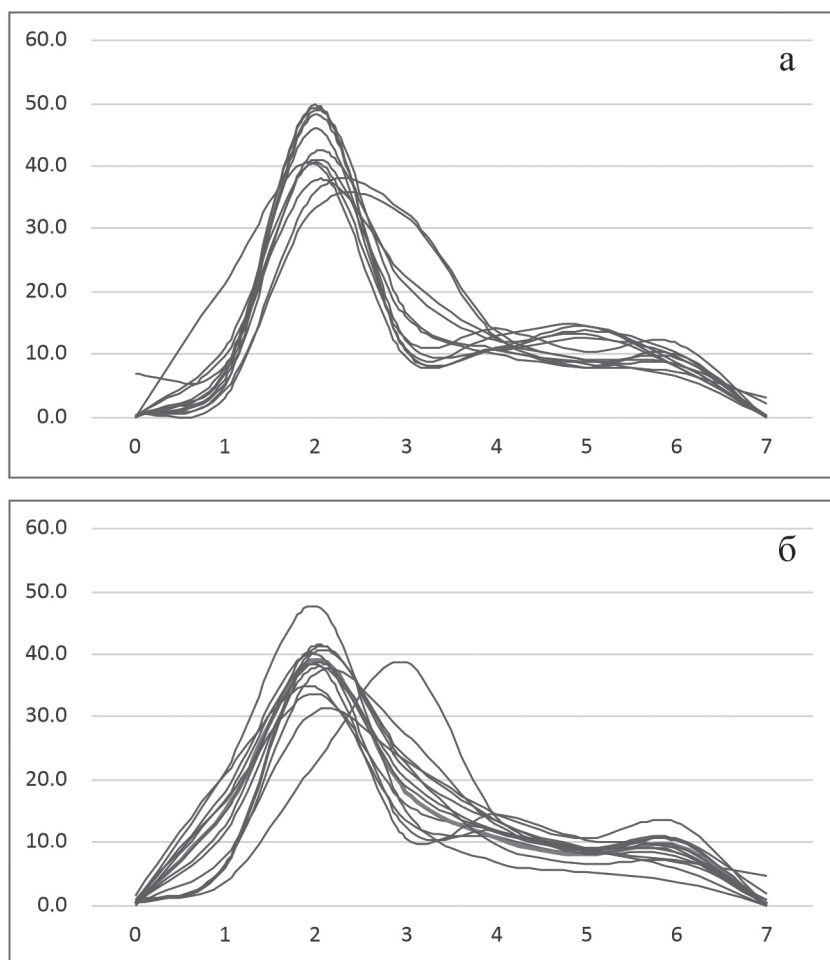


Рис. 9. Кривые распределения обломков алевритопесчаных пород пласта Ю₂ по фракциям. а – аллювиальные отложения; б – прибрежно-морские отложения.

Fig. 9. Distribution curves of fragments of silty-sandy rocks of the U₂ formation by fractions. а – alluvial deposits; б – coastal-marine deposits.

условиях. Для прибрежно-морской обстановки характерно уменьшение доли обломков пород и акцессориев, среди последних преобладают механически устойчивые минералы (циркон, гранат, турмалин). Максимальное содержание слюд и растительного детрита различного размера отмечено в континентальных отложениях, сформировавшихся под действием флювиальных процессов. Пирит практически отсутствует в русловых песчаниках, его повышенное содержание наблюдается в переходных от континента к морю отложениях.

Основным наглядным сопоставлением данных гранулометрического анализа образцов являются кривые распределения обломков по фракциям. На оси абсцисс наносят размеры фракций в масштабе шкалы Ф, а на оси ординат – процентное содержание фракций (рис. 9). Характер кривых алевритопесчаных отложений пласта Ю₂, сформирован-

ных под воздействием преимущественно флювиальных (субобстановка русловых осадков) и волновых (субобстановка предфронтальной зоны пляжа и подводных баров и валов) процессов, схож. Породы характеризуются крутовершинными одномодальными кривыми с преобладанием мелкопесчаной фракции и обладают высокой гранулометрической зрелостью. В морских отложениях увеличивается среднезернистая песчаная фракция (до 23.5%).

Присутствуют некоторые закономерности в изменении гранулометрических коэффициентов в зависимости от фациальной принадлежности пород (табл. 2). Алевритопесчаные породы нижней континентальной части пласта характеризуются преимущественно средней сортировкой, большим разбросом значений медианы и эксцесса. Коэффициент сортировки и медиана повышаются в морских отложениях при значительных волновых процес-

Таблица 2. Основные гранулометрические характеристики пласта Ю₂

Table 2. The main granulometric characteristics of the U₂ formation

Субобстановка	Сортировка S	Медианный диаметр Md	Асимметрия Sk	Экссесс Ek
Русловые осадки	1.58–1.81	0.06–0.18	0.4–0.9	0.2–1.6
Предфронтальная зона пляжа, подводных баров и валов	1.18–1.60	0.13–0.19	0.5–0.9	0.4–1.1

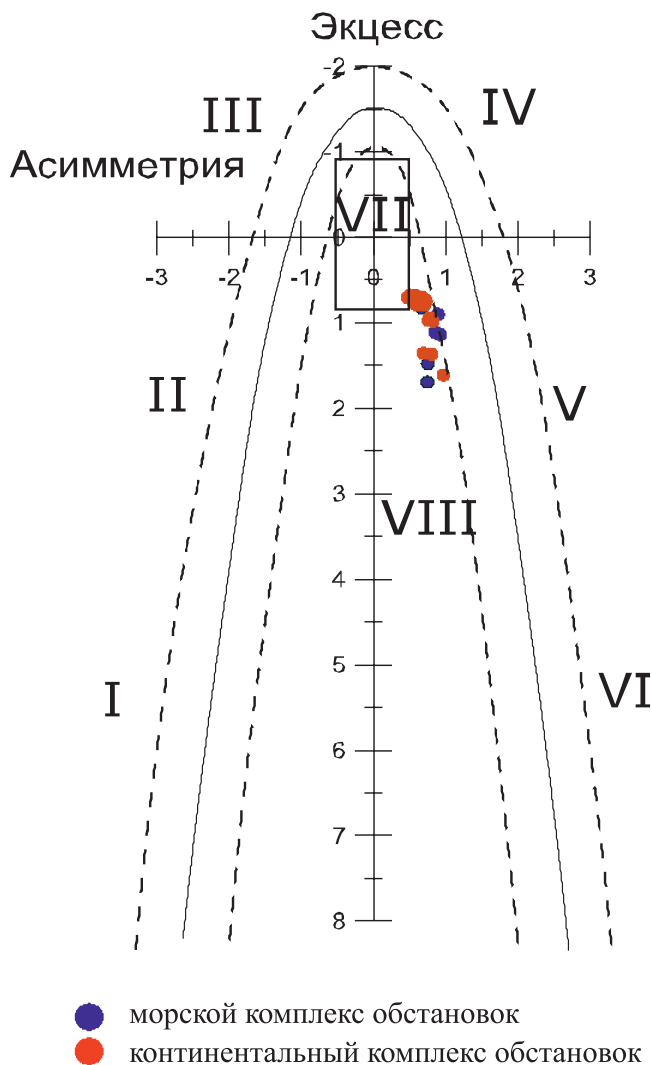


Рис. 10. Динамогенетическая диаграмма Г.Ф. Рожкова (1979).

I – застойные условия седиментации на дне акваторий различных глубин (морские фации); II – донные течения или мутьевые потоки (морские фации); III – слабые преимущественно речные течения (континентальные речные фации); IV – сильные речные или вдольбереговые течения (континентальные речные или прибрежно-морские фации); V – выход волн на мелководье, сильные вдольбереговые течения, накат волн (прибрежно-морские фации, континентальная микрофация пляжей больших равнинных рек); VI – выход волн на мелководье, сильный накат волн (в целом фация побережья акваторий вблизи береговой черты); VII – верхняя половина прямоугольника (континентальная фация пустынь, континентальные дюны) – эоловая переработка речных осадков; нижняя правая четверть прямоугольника – волновые процессы на мелководье, нейтральная полоса побережья (прибрежно-морская фация); VIII – выход волн на мелководье, мощный накат-прибой.

Fig. 10. Dynamogenetic diagram by G.F. Rozhkov (1979).

I – stagnant conditions of sedimentation at the bottom of water areas of various depths (marine facies); II – bottom currents or turbidity currents (marine facies); III – weak predominantly river currents (continental river facies); IV – strong river or coastal currents (continental river or coastal-marine facies); V – wave output in shallow water, strong alongshore currents, wave run-up (coastal-marine facies, continental microfacies of the beaches of large flat rivers); VI – the emergence of waves in shallow water, a strong wave run-up (in general, the facies of the coast of water areas near the coastline); VII – the upper half of the rectangle (continental desert facies, continental dunes) – eolian processing of river sediments, lower right quarter of the rectangle – wave processes in shallow water, no man's land (coastal-marine facies); VIII – wave output in shallow water, powerful surf.

сах. Коэффициент асимметрии слабо изменяется от типа среды седиментации и имеет положительный знак, что указывает на активную гидродинамику (Романовский, 1977; Вакуленко и др., 2003).

По мнению части литологов, при фациальном анализе осадочных образований важная роль принадлежит гранулометрическому составу терригенных пород, так как распределение обломочных частиц по размерам является индикатором среды накопления осадков (Рухин, 1947; Passega, 1964; Рож-

ков, 1979). Для реконструкции обстановок седиментации применяются различные генетические и динамо-генетические диаграммы. Наиболее информативными считаются диаграммы, основанные на анализе связи гидродинамики среды и распределения обломочных зерен по размерам (Романовский, 1977). В данной работе были использованы диаграммы Г.Ф. Рожкова (1979) (рис. 10) и Р. Пассеги (Passega, 1964) (рис. 11). На диаграммах обоих авторов полученные значения попадают в поле осад-

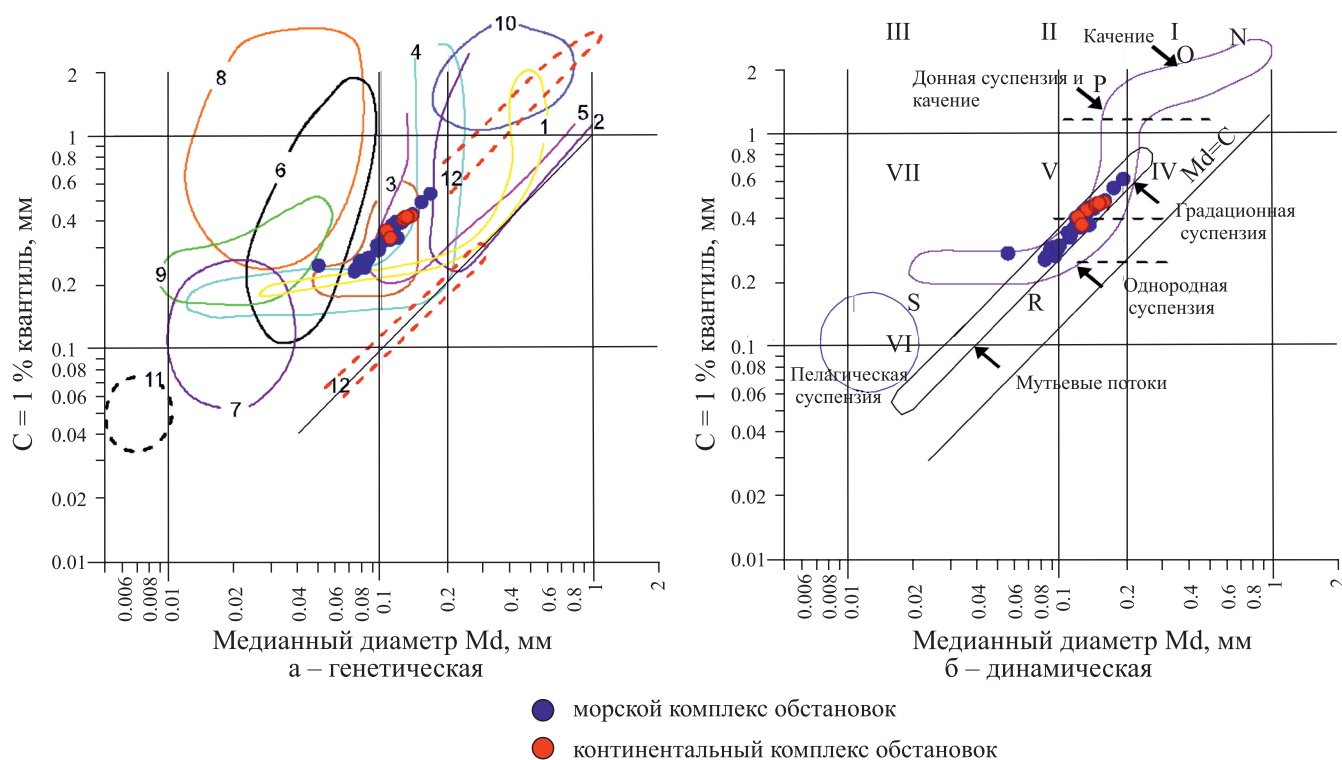


Рис. 11. Генетическая (а) и динамическая (б) диаграммы Р. Пассеги (Passega, 1964).

а – контуры фаций современных осадков: 1 – фации рек и направленных течений, 2 – фации пляжа и мелководий, 3 – фации направленных течений в лагуне, 4 – фации приподнятых частей шельфа, 5 – фации шельфа, 6 – фации дна, 7 – осадки спокойной воды, 8 – осадки глубокого шельфа, 9 – фации спокойной лагуны, 10 – фации внутреннего шельфа, 11 – фации шельфовых впадин, 12 – фация мутьевых потоков; б – способы переноса терригенного материала: I–III – осадки, перемещенные путем качения; IV, V – осадки градационной суспензии; VI, VII – осадки однородной суспензии; в – сегменты: S–R – осадки однородной суспензии, R–Q – осадки градационной суспензии, Q–P – осадки градационной суспензии и качения, P–O – осадки суспензии и качения, O–N – осадки качения.

Fig. 11. Genetic (a) and dynamic (б) diagrams of R. Passega (1964).

а – facies contours of recent sediments: 1 – facies of rivers and directed currents, 2 – beach and shallow water facies, 3 – facies of directional currents in a lagoon, 4 – facies of uplifted parts of the shelf, 5 – shelf facies, 6 – bottom facies, 7 – calm water precipitation, 8 – deep shelf, 9 – calm lagoon facies, 10 – facies of the inner shelf, 11 – shelf basin facies, 12 – mudflow facies; б – ways of transferring terrigenous material: I–III – rolling sediment; IV, V – gradation suspension sediments; VI, VII – precipitation of a homogeneous suspension; в – segments: S–R – precipitation of a homogeneous suspension, R–Q – gradation suspension sediments; Q–P – precipitation of gradation suspension and rolling, P–O – sediment of suspension and rolling, O–N – precipitation of rolling.

ков, сформировавшихся в прибрежно-морских или аллювиальных обстановках, но при этом данные не дают возможности четко разделить эти обстановки. Возможно, это связано с тем, что на характер распределения частиц оказывает влияние не только зона активного воздействия гидродинамических факторов среды седиментации, но и интенсивность обработки кластического материала в процессе транспортировки (Романовский, 1977; Вакуленко и др., 2003). Кроме того, не стоит забывать, что в прибрежно-морской обстановке на частицы могут влиять не только волновые, но и флювиальные процессы, что может существенно осложнить определение фациальной принадлежности пород.

ВЫВОДЫ

Таким образом, пласт Ю₂ имеет полифациальную природу и представлен отложениями континентального, переходного и морского генезиса. Формирование пласта происходило на фоне постепенной, но неравномерной трансгрессии моря, с периодами морских ингрессий. Нижняя часть пласта представлена континентальными отложениями. Здесь выравнивание рельефа привело к возникновению в пределах низменной аккумулятивной равнины аллювиальной системы меандрирующего типа. На это указывает сложная зона субобстановок активных и отмерших русел, а также чет-

ко выраженная пойма с многочисленными озерами и болотами. Для алевритопесчаных аллювиальных отложений характерно увеличенное содержание слюд и растительных остатков; комплекс акцессорных минералов, имеющий разную степень устойчивости к механическому воздействию. Выше по разрезу аллювиальные обстановки замещаются отложениями прибрежной равнины.

Периодические морские ингрессии привели к формированию на обширных площадях однотипных глинисто-алевритовых пород, в которых отмечается повышенное содержание пирита. Вверх они переходят в прибрежно-морские обстановки, в которых отложения формировались преимущественно в пределах предфронтальной зоны пляжа. Для данной зоны характерно увеличение среднезернистой фракции, преобладание среди акцессорных минералов устойчивых к истиранию циркона и турмалина, среди компонентов – уменьшение доли обломков пород.

По данным изучения гранулометрического состава алевритопесчаные породы пласта Ю₂ формировались в средах с активной гидродинамикой среды, когда динамическая переработка обломочного материала превышает интенсивность его привноса. С некоторой долей уверенности можно разделить отложения, сформированные при доминировании флювиальных или волновых процессов. Однако если говорить о фациальной принадлежности пород, то одни и те же процессы могли протекать в разных фациальных субобстановках, что вызывает сложности в их разделении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев В.П., Федоров Ю.Н., Маслов А.В., Русский В.И., Печеркин М.Ф., Пудовкина М.А. (2007) Состав и генезис отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь). Екатеринбург: УГГУ, 209 с.
- Вакуленко Л.Г., Предтеченская Е.А., Чернова Л.С. (2003) Опыт применения гранулометрического анализа для реконструкции условий формирования песчаников продуктивных пластов васюганского горизонта (Западная Сибирь). *Литосфера*, (3), 99-108.
- Исаев Г.Д., Дорогиницкая Л.М., Потрясов А.А., Скачек К.Г. (2007) Эволюция литофациальной модели юрского продуктивного комплекса Тевлинско-Рускинского месторождения. *Пути реализации нефтегазоносного и рудного потенциала ХМАО-Югры*. Т. 1. Ханты-Мансийск: Издатнаукасервис, 344-353.
- Конторович А.Э., Вакуленко Л.Г., Казаненков В.А., Попов А.Ю., Саенко Л.С., Топешко В.А., Ян П.А. (2008) Палеогеография, обстановки накопления коллекторов, закономерности размещения залежей нефти в горизонте Ю₂ (бат) центральных районов Западно-Сибирского бассейна. *Литологические и геохимические основы прогноза нефтегазоносности*. Сб. матов междунар. науч.-практ. конф. СПб.: ВНИГРИ, 329-336.
- Мясникова Г.П., Мухер А.Г., Девятков В.П. (2009) Палеогеография и динамика осадконакопления юры Западной Сибири. *Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии*. Науч. мат-лы III Всерос. сов. (Отв. ред. В.А. Захаров). Саратов: Наука, 153-155.
- Обзорная карта Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции в масштабе 1 : 2 000 000 (Карты). (1990) (Ред. А.М. Брехунцов, И.И. Нестеров, В.И. Шпильман). Тюмень: ЗапСибНИГНИ.
- Рожков Г.Ф. (1979) Гранулометрическая зрелость песков. *Литология и полез. ископаемые*, (5), 106-125.
- Романовский С.И. (1977) Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 408 с.
- Рухин Л.Б. (1947) Гранулометрический метод изучения песков. Л.: ЛГУ, 213 с.
- Садыков М.Р., Печеркин М.Ф., Кузьмин Ю.А. (2007) Особенности геологического строения ниже-среднеюрских отложений в пределах лицензионных участков ООО "ЛУКОЙЛ – Западная Сибирь". *Пути реализации нефтегазоносного и рудного потенциала ХМАО-Югры*. Т. 2. Ханты-Мансийск: Издатнаукасервис, 308-315.
- Чернова О.С. (2004) Седиментология резервуара. Томск: ТПУ, 453 с.
- Шванов В.Н. (1987) Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л.: Недра, 269 с.
- Passega R. (1964) Grain size representation by CM patterns as a geological tool. *J. Sed. Petrol.*, **34**(4), 68-75.

REFERENCES

- Alekseyev V.P., Fedorov Yu.N., Maslov A.V., Russkii V.I., Pecherkin M.F., Pudovkina M.A. (2007) The composition and genesis of the deposits of the Tyumen suite of the Shaim oil and gas region (Western Siberia). Ekaterinburg, UGGU, 209 p. (In Russ.)
- Chernova O.S. (2004) Reservoir sedimentology. Tomsk, TPU, 453 p. (In Russ.)
- Isayev G.D., Doroginskaya L.M., Potryasov A.A., Skachek K.G. (2007) Evolution of the lithofacies model of the Jurassic productive complex of the Tevlinko-Russkinskoye field. *Ways to realize the oil and gas bearing and ore potential of KhMAO-Yugra*. V. 1. Khanty-Mansiysk, Izdatnaukaservis, 344-353. (In Russ.)
- Kontorovich A.E., Vakulenko L.G., Kazanenko V.A., Popov A.Yu., Sayenko L.S., Topeshko V.A., Yan P.A. (2008) Paleogeography, conditions of accumulation of reservoirs, patterns of distribution of oil deposits in the U₂ horizon (bat) of the central regions of the West Siberian basin. *Lithological and geochemical foundations of the forecast of oil and gas potential: Collection of materials of the Int. sci.-pract. conf.* St.Petersburg, VNIGRI, 329-336. (In Russ.)
- Myasnikova G.P., Mukher A.G., Devyatov V.P. (2009) Paleogeography and sedimentation dynamics of the Jurassic of Western Siberia. *Jurassic system of Russia: problems of stratigraphy and paleogeography*. Scientific materials of the III All-Russian meeting. (Ed. by V.A. Zakharov). Saratov, Nauka Publ., 153-155. (In Russ.)
- Overview map of the West Siberian oil and gas province on a scale of 1 : 2 000 000 (Maps). (1990) (Ed. by A.M. Brek-

- huntsov, I.I. Nesterov, V.I. Shpilman). Tyumen, ZapSib-NIGNI. (In Russ.)
- Passega R. (1964) Grain size representation by CM patterns as a geological tool. *J. Sed. Petrol.*, **34**(4), 68-75.
- Romanovskii S.I. (1977) Sedimentological foundations of lithology. Leningrad, Nedra Publ., 408 p. (In Russ.)
- Rozhkov G.F. (1979) Granulometric maturity of sands. *Litologiya i Polez. Iskopaemye*, (5), 106-125. (In Russ.)
- Rukhin L.B. (1947) Granulometric method for studying sands. Leningrad, LGU, 213 p. (In Russ.)
- Sadykov M.R., Pecherkin M.F., Kuz'min Yu.A. (2007) Features of the geological structure of the Lower-Middle Jurassic deposits within the license areas of OOO "LUKOIL – Western Siberia". *Ways to realize the oil and gas bearing and ore potential of KhMAO-Yugra*. V. 2. Khanty-Mansiysk, Izdatnaukaservis, 308-315. (In Russ.)
- Shvanov V.N. (1987) Petrography of sandy rocks (component composition, taxonomy and description of mineral species). Leningrad, Nedra Publ., 269 p. (In Russ.)
- Vakulenko L.G., Predtechenskaya Ye.A., Chernova L.S. (2003) Experience in the use of granulometric analysis for the reconstruction of the conditions for the formation of sandstones of the productive strata of the Vasyugan horizon (Western Siberia). *Lithosphere (Russia)*, (3), 99-108. (In Russ.)

Яновстанская свита Западной Сибири: литология, строение и корреляция отложений

Д. А. Староселец¹, П. В. Смирнов²

¹Тюменский государственный университет, 625003, г. Тюмень, ул. Володарского, 6, e-mail: d_star1997@mail.ru

²Научный центр мирового уровня “Рациональное освоение запасов жидких углеводородов планеты”,
Казанский (Приволжский) федеральный университет, 420111, г. Казань, ул. Кремлевская, 18

Поступила в редакцию 20.03.2023 г., принята к печати 26.07.2023 г.

Объект исследования. Яновстанская свита (J_3 - K_{jnv}) киммеридж-раннеберийского возраста. **Цель.** Выявление особенностей строения яновстанской свиты, детальная корреляция ее отложений, включающая в себя разработку критериев определения границ свиты. **Материалы и методы.** Исследования выполнены на основании скважинных данных, включающих в себя керновый материал по пяти скважинам и материалам ГИС по 209 скважинам. Используемый комплекс ГИС содержит следующие методы: гамма-каротаж, нейтронный гамма-каротаж, акустический каротаж, кавернометрию, кажущееся сопротивление и каротаж собственной поляризации. Корреляция разрезов скважин произведена путем прослеживания отдельных участков геологического разреза, характеризующихся сравнительно устойчивыми геофизическими параметрами. Дополнительно использован сиквенс-стратиграфический подход. **Результаты.** Выделены границы между сиговской и яновстанской свитами на основании результатов описания кернового материала и сопоставления с данными ГИС. Выполнено расчленение яновстанской свиты на предложенные авторами три пачки: нижнюю (ЯН^в), среднюю (ЯН^с), верхнюю (ЯН^г). Проведена скважинная корреляция пачек свиты, на основании которой построены карты общих толщин и песчанистости и структурный план каждой из выделяемых стратиграфических единиц. Определено, что общие толщины нижней пачки достигают 80 м и характеризуются максимумами в пределах восточной части участка исследования, а толщины верхней пачки – 240 м и отмечаются в пределах северо-восточной части территории, где представляются преобладающе глинистым составом. Общие толщины свиты в целом варьируются от 40 м на западе до 320 м на северо-востоке. Толщины средней пачки относительно выдержаны по территории исследования. Песчанистость нижней пачки варьируется от 0 до 0.27 д.ед., верхней – в интервале 0–0.45 д.ед. Средняя пачка не характеризуется наличием песчаников. **Выводы.** В рамках настоящей работы подтверждена теория о поступлении осадочного материала во время осадконакопления свиты с палеовозвышенностей в пределах восточного борта Западно-Сибирского юрского палеобассейна. Сделано предположение, что повышенные толщины свиты преобладающе глинистого состава в пределах северо-восточной части территории исследования связаны с перераспределением и переносом выносимого с Сибирской суши терригенного материала течениями, двигавшимися однонаправленно вдоль берега (против часовой стрелки), которые таким образом подхватывали самый легкий (глинистый) материал и транспортировали его в северную часть бассейна.

Ключевые слова: яновстанская свита, Западная Сибирь, пачки, баженовский горизонт, корреляция

Yanovstan formation of Western Siberia: Lithology, structure, and correlation of deposits

Dmitry A. Staroselets¹, Pavel V. Smirnov²

¹Tyumen State University, 6 Volodarsky st., Tyumen 625003, Russia, e-mail: d_star1997@mail.ru

²World-Class Research Center “Rational Development of the Planet’s Liquid Hydrocarbon Reserves”, Kazan (Volga Region) Federal University, 18 Kremlin st., Kazan 420111, Russia

Received 20.03.2023, accepted 26.07.2023

Research subject. Yanovstan formation (J_3 - K_{jnv}) of Kimmeridgian-Early Beriasian age. **Aim.** To identify structural features of the Yanovstan formation, to carry out a detailed correlation of its deposits, including the development of criteria for determining the boundaries of the suite. **Materials and methods.** The studies were carried out on the basis of borehole data, including core material from 5 boreholes and borehole logging data from 209 boreholes. The borehole

Для цитирования: Староселец Д.А., Смирнов П.В. (2024) Яновстанская свита Западной Сибири: литология, строение и корреляция отложений. *Литосфера*, 24(1), 63–80. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-63-80>

For citation: Staroselets D.A., Smirnov P.V. (2024) Yanovstan formation of Western Siberia: Lithology, structure, and correlation of deposits. *Lithosphere (Russia)*, 24(1), 63–80. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-63-80>

logging complex comprised the following methods: gamma ray logging, neutron gamma ray logging, acoustic logging, caliper logging, as well as apparent resistivity and self-polarization logging. The borehole sections were correlated by tracing individual sections of the geological section, which are characterized by relatively stable geophysical parameters. Additionally, a sequence stratigraphic approach was used. *Results.* The boundaries between the Sigov and Yanovstan formations were identified based on the description of core material and its comparison with the borehole logging data. The Yanovstan formation was subdivided into three units proposed by the authors: lower (ЯН^а), middle (ЯН^б), and upper (ЯН^в). A borehole correlation of the units of the formation was carried out, on the basis of which maps of the total thickness and net-to-gross ratio and the structural plan of each of the identified stratigraphic units were constructed. It was determined that the total thickness of the lower unit reaches 80 m and is characterized by maxima within the eastern part of the study area. The thickness of the upper unit reaches 240 m and is identified within the northeastern part of the area. This part is represented by a predominantly clay composition. The total thickness of the formation as a whole varies from 40 m in the west to 320 m in the northeast. The thicknesses of the middle unit are relatively consistent throughout the study area. The sandiness of the lower unit varies from 0 to 0.27 units; the upper ranges within 0–0.45 units. The middle unit is not characterized by the presence of sandstones. *Conclusions.* The theory about the supply of sedimentary material during the sedimentation of the suite from paleomounds within the eastern edge of the West Siberian Jurassic paleobasin was confirmed. An assumption was made that the increased thickness of the predominantly clayey suite within the northeastern part of the study area is associated with the redistribution and transfer of terrigenous material carried from the Siberian land by currents moving unidirectionally along the coast (counterclockwise). These currents thus seized the lightest (clayey) material and transported it to the northern part of the basin.

Keywords: Yanovstan formation, West Siberia, members, Bazhenov horizon, correlation

ВВЕДЕНИЕ

В пределах северо-восточной части Западной Сибири к настоящему моменту в стадии эксплуатации находится ряд месторождений нефти, связанных с сиговской свитой (J_{3sg}) и нижнемеловыми отложениями. В пределах северо-востока получили развитие аналоги свит с доказанной нефтеносностью: сиговская свита (J_{3sg}) (аналог васюганской (J_{3vs})) и яновстанская свита (J_3-K_{1jnv}) (аналог баженовской (J_3-K_{1bn})). Успешная эксплуатация объектов минерально-сырьевой базы васюганской свиты и обширные исследования баженовской свиты заставляют пристально взглянуть на нефтеносный потенциал их фациальных аналогов, приуроченных к восточным краевым частям провинции. Особый интерес связан с отложениями яновстанской свиты кимеридж-раннеберийского возраста, в разрезе которой отмечены значительные толщины песчаных пород и установлен нефтегенерационный потенциал (Ким, Родченко, 2013; Столбова, Исаева, 2014; Родченко, 2015).

Многие исследователи указывают на высокий нефтегенерационный потенциал яновстанских отложений (Ким, Родченко, 2013; Столбова, Исаева, 2014; Родченко, 2015), что обусловлено как наличием необходимых объемов захороненного органиче-

ского вещества (ОВ) в горных породах, так необходимым уровнем зрелости ОВ (переход в стадию нефтеобразования – мезокатагенез (МК₁) (МК₂)). Ввиду сказанного свита рассматривается как источник углеводородов в пределах северо-восточного региона Западной Сибири и имеет значительные предпосылки для формирования ловушек углеводородов.

Вместе с тем яновстанская свита характеризуется весьма сложным геологическим строением, что стало причиной различных интерпретаций особенностей залегания ее пластов – от косослоистого (Ухлова, Варламов, 2007) до клиноформного (Бородкин, Курчиков, 2015). Также отмечается диахронность кровельной границы свиты (Решение ... 1981; Ухлова, Варламов, 2007) и вариативность ее отметок в связи с применением различных критериев выделения границ свиты. В представлении различных авторов положение кровли яновстанской свиты отличается в более чем сотни метров. Ключевое значение в части достоверного установления ряда рассматриваемых параметров принимают фиксации и обоснование реперных границ в разрезе свиты, что наряду с выявлением особенностей ее строения, детальной корреляцией отложений, включающей в себя разработку критериев выделения границ свиты, стало целью настоящей работы.

Геологическое строение и степень изученности

Яновстанская свита (J_3-K_{1jnv}) кимеридж-ранне-бериасского возраста входит в состав георгиевского и баженовского горизонтов и является стратиграфическим аналогом верхней части георгиевской и всей баженовской свит, распространенных в центральной и южной частях Западной Сибири. Свита локализована в северо-восточной части Западной Сибири, замещая баженовскую и марьяновскую свиты. Зона замещения проходит вдоль восточного борта Бахиловского мегавала, пересекает Ларьеганский мегапрогиб и Верхнекаралькинский мегавал севернее Восточно-Сабунской площади, а далее на восток граница проведена южнее Лекоской и Елогуйской площадей.

Свита впервые выделена А.А. Булытниковой и А.Н. Резаповым в 1965 г. со стратотипом в Туруханской опорной скважине (Предложения..., 1965). В унифицированной стратиграфической схеме 1960 г. свита выделялась как слои кимериджского (без низов) и титонского ярусов. Получила распространение в пределах Приенисейской части низменности и сложена глинами и алевролитами с прослоями от серого до зеленоватого цвета глауконитовых песчаников. В составе свиты выделено до шести песчаных пластов – ЯН₁₋₆ (Решение..., 2004).

На ранних этапах изучения свиты особенности ее строения и литологического состава рассматривались Л.Ю. Аргентиновским с соавторами (1968). В.Н. Кузнецова с коллегами (1983) выполнили литолого-фациальное описание яновстанской свиты в пределах Дерябинской и Нижнехетской площадей, где ее отложения в основном представлены глинами с редкими прослоями песчаников. Формирование последних авторы работы фациально связали с вдольбереговыми течениями и баровыми телами (Кузнецова и др., 1983). В 2005–2006 гг. в пределах северо-восточного борта Большехетской впадины пробурена скв. 2099-Хальмерпиутинская, вскрывшая среднеюрско-меловые отложения (Попов и др., 2008). Полученные скважинные данные стали основой для литолого-биостратиграфического расчленения разреза на яновстанскую, сиговскую, точинскую и малышевскую свиты. Дана литолого-фациальная характеристика яновстанским отложениям в разрезе скв. 2099 (Попов и др., 2008).

В последние два десятилетия наиболее подробно изучались геохимические особенности свиты. Так, Н.Ф. Столбова и Е.Р. Исаева (2014), исследуя литолого-геохимические особенности яновстанской свиты, выявили, что ее отложения обогащены захороненным ОВ, представленным керогеном типа II. Отмечается высокая ураноносность отложений, характерная для нефтематеринских пород. Итогом научных изысканий стал вывод о высоких нефтегенерационных свойствах яновстанской свиты,

особенно в средней ее части. Результаты пиролитических исследований, анализа изотопного состава углерода и распределения углеводородов-биомаркеров позволили Н.С. Ким и А.П. Родченко (2013) сделать такой же вывод, как Н.Ф. Столбова и Е.Р. Исаева (2014), что ОВ яновстанской свиты является аквагенным (II типа), а его концентрации позволяют рассматривать породы яновстанской свиты в качестве нефтематеринских.

Результаты подробного изучения геохимии ОВ верхнеюрских отложений северо-востока Западной Сибири содержатся в цикле работ А.П. Родченко (2015, 2016, 2017). По ее данным, большая часть верхнеюрских пород определена как потенциально нефтегазопроизводящая, а яновстанской и гольчихинской свитам отведена роль основных источников жидких углеводородов в пределах северо-восточных территорий Западной Сибири. ОВ яновстанской свиты в центральной части разреза отнесено к планктонному и бактериальному типу.

Интерпретации строения свиты специалистами различны. А.А. Нежданов (2004) указывает на клиноформное залегание отложений яновстанской свиты. По его представлению, песчаники локализуются в верхней части клинотемы яновстанского сейсмоциклита, утончающегося до полного выклинивания в западном направлении. В районе расположения Туруханской опорной скважины верхняя граница свиты А.А. Неждановым с соавторами (2005) определена как клиноформная и “уходящая” в фондотему к востоку от скважины. На связь верхней части отложений яновстанской свиты с клиноформами также указывали ряд других авторов (В.И. Кислухин, И.В. Кислухин, 2011; Шемин и др., 2012; Бородкин, Курчиков, 2015). Однако стоит отметить, что выводы в основном делались для северной части распространения свиты, как правило относящейся к области Большехетской впадины. Альтернативным является мнение о слабоклиноформном или косослоистом строении яновстанской свиты (Ухлова, Варламов, 2007).

Выделение кровли яновстанской свиты остается дискуссионным вопросом. К настоящему моменту не выработано единого подхода к выделению границ свиты, а отметки кровли и подошвы, предложенные разными авторами для скважин в пределах Красноселькупского и Усть-Енисейского районов, отличаются более чем на 200 м (Зыза, Хасанов, 2015). На локальных участках свита имеет индивидуальное строение, не соответствующее выделенному на современном этапе стратотипичному разрезу, и характеризуется появлением состава осадочной секции локальных песчаных тел или выпадением из разреза глинистых отложений, отражающий горизонт, соответствующий кровле яновстанской свиты, Г.Д. Ухловой и С.Н. Варламовым (2007) приурочен к кровлям песчаных пластов, в интервале которых выделены серия непро-

тяженных осей синфазности, расположенных черепицеобразно, что служит аргументом в пользу диахронности кровли яновстанской свиты.

Ко всему сказанному выше следует добавить, что в разрезе свиты отсутствуют региональные реперные объекты, позволяющие проводить уверенную корреляцию баженовского горизонта. Описанная особенность напрямую связана с опесчаниванием последнего и тенденцией кратного увеличения его толщины в восточном направлении от 10–20 м баженовской свиты до 230 м яновстанской, а в отдельных случаях до 450 м (Стафеев и др., 2017). В районах, характеризующихся наибольшими значениями общих толщин, в разрезе свиты прослеживается до 15 песчаных пропластков (пачек) (Гилаев и др., 2018). Г.Г. Шемин с соавторами (2020) дифференцирует свиту на основании выделения пачек циклического строения, по результатам чего в пределах Енисей-Хатангской нефтегазоносной области им выделено шесть пачек, а в пределах Тазо-Хетского и Харампурского районов – три пачки (Шемин и др., 2023).

Биостратиграфическое расчленение яновстанской свиты выполнено М.А. Роговым (2016) по аммонитам. В своей работе он представил и систематизировал данные других авторов по детальному расчленению отложений кимериджского возраста и предложил использовать бореальную шкалу, основанную на определении последовательности кардиоцеритидов (аммонитов). Немалый объем биостратиграфических определений в яновстанских отложениях содержится в Атласе моллюсков и фораминифер (Вячкилева и др., 1990).

Условия формирования свиты также продолжают быть предметом длительной дискуссии. Многие авторы отстаивают тезис о ее мелководном генезисе (Атлас..., 1968, 1976; Конторович и др., 2013; Букатов, Михайлова, 2017). Согласно данному тезису, отложения связаны с песчаными аккумулятивными телами, накапливавшимися при распределении и переработке волновой деятельностью моря осадочного материала, сносимого с восточного и юго-восточного направлений флювиальными потоками с территории Сибирской платформы. Иной точки зрения придерживаются А.Н. Стафеев с соавторами (2017) и Р.М. Гилаев с соавторами (2017). Их представление об условиях осадконакопления свиты строится на предположении о глубоководности краевых частей Западно-Сибирского бассейна в титоне – раннем берриасе и мелководности центральной зоны, представлявшей собой мелководное плато. В соответствии с такой точкой зрения, формирование свиты происходило за счет переноса осадочного материала арктическими донными течениями, следовавшими через Хеттский пролив.

Как было отмечено ранее, в отложениях яновстанской свиты присутствуют разломы, особен-

но широко распространенные в переходной зоне между яновстанской и баженовской свитами (Ухлова, Варламов, 2007). С.А. Погребнюк с соавторами (2017) указывают на широкое развитие сдвигово-надвиговых нарушений в пределах области развития свиты, с чем связывает перспективы обнаружения тектонически экранированных залежей. В тектоническом строении свиты, в сравнении с центральными частями Западно-Сибирской плиты, отмечается второстепенное значение структурного фактора в формировании залежей углеводородов. Вместе с тем изменчивость пластовых резервуаров, зональное развитие пород-коллекторов послужили причиной формирования ловушек литологического типа.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Стратиграфическое расчленение разреза выполнено по набору скважинных данных, включающих в себя керновый материал по пяти скважинам и материалам ГИС по 209 скважинам (рис. 1). Используемый комплекс ГИС содержит следующие методы: гамма-каротаж (ГК), нейтронный гамма-каротаж (НГК), акустический каротаж (АК), кавернометрию (КВ), кажущееся сопротивление (КС) и каротаж собственной поляризации (ПС).

Наиболее эффективными для расчленения яновстанской свиты стали методы ГК, позволившие зафиксировать аномально радиоактивные интервалы, характерные для баженовского горизонта, и индукционный каротаж (ИК). Последний информативен для прослеживания границы свиты, так как для нее характерны повышенные значения метода и в целом наиболее яркое реагирование на изменение литологии отложений.

При выполнении скважинной корреляции в первую очередь сопоставлялись между собой скважины, исследованные методами ГК, ИК, ПС и КС. Впоследствии скважины с неполным комплексом ГИС встраивались в профиль между уже скоррелированными скважинами и разбивались по пачкам.

Расчленение и корреляция толщи яновстанской свиты производились при комплексном учете данных литологических характеристик керна, геофизических исследований скважин и сейсморазведки. Применялись методы региональной и детальной корреляции. Первая основывалась на межплощадной корреляции и выполнялась по всему разрезу скважин для прослеживания изучаемых подразделений разреза в пределах перспективных зон нефтегазонакопления.

Метод детальной корреляции использован для выделения и прослеживания в разрезе пластов или горизонтов и одновозрастных реперов, проницаемых и непроницаемых прослоев, установления их изменения вследствие выклинивания, литолого-фациального замещения по площади и разрезу

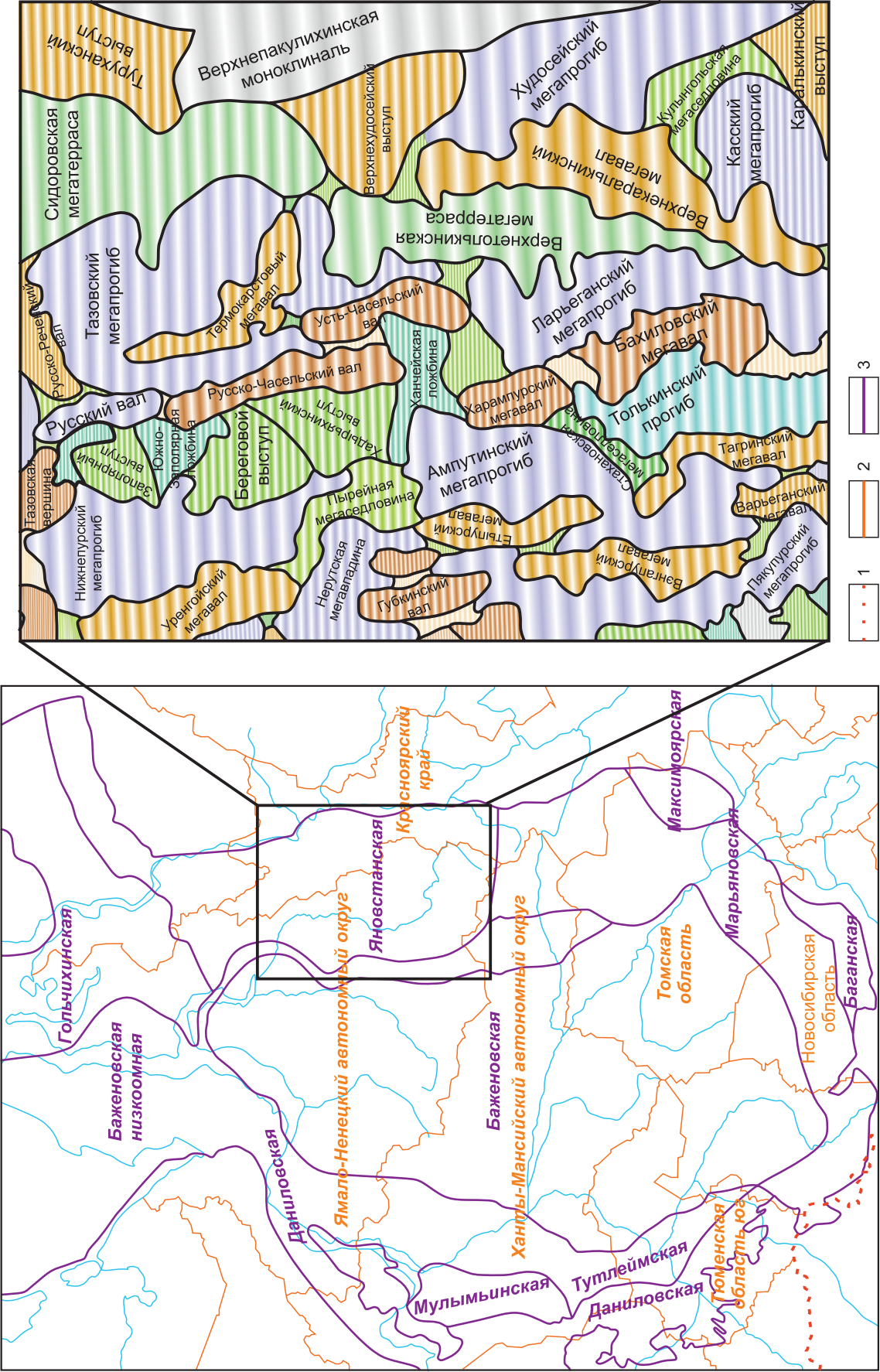


Рис. 1. Территория исследования яновстанской свиты.
1 – граница РФ, 2 – административные границы, 3 – границы свит в составе баженовского горизонта.
Fig. 1. Study area of the Yanovstan formation.
1 – the border of the Russian Federation, 2 – administrative borders, 3 – the borders of the formations within the Bazhenov horizon.

в целях детального изучения геологического строения объекта (Рекомендации..., 2015).

Корреляция разрезов скважин произведена путем прослеживания отдельных участков геологического разреза, характеризующихся сравнительно устойчивыми геофизическими параметрами. За основные реперные границы приняты поверхности, связанные с однородными отложениями глин, выдержанными по простиранию и площади.

Как дополнительный метод использован сиквенс-стратиграфический подход, базирующийся на выявлении несогласий и коррелятивных им поверхностей, связанных с периодическим изменением уровня моря и последующей их корреляцией.

Дополнительно проведено детальное сопоставление результатов послонного литогенетического описания и фотографий керна с ГИС, что позволило выделить признаки изменения кривой каротажа, отвечающей различным типам пород.

Область построения в пределах западной части участка определена следующим образом: выявлены скважины, в которых строение разреза переходит в близкое к стандартному для баженовской свиты. На основании указанного анализа описанные скважины исключены из выборки данных, предназначенных для построения. Граница между баженовской и яновстанской свитами проведена по изопакте 40 м карты толщин, построенной по скважинным данным. За границу принята данная толщина по причине того, что все скважины к западу от нее имеют строение разреза, близкое к баженовской свите, а к востоку – более характерное для яновстанской.

Прослеживание нижней границы свиты выполнено посредством использования регионального отражающего горизонта, привязанного к результатам скважинной корреляции. Расположенные выше поверхности свиты/пачек построены методом схождения от подошвы свиты.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В ходе выполненного авторами описания фото-материалов керна в комплексе с результатами макроскопического описания из “Отчета по исследованию керна материала скважины 776Р” (2011 г.) в подошве яновстанской свиты отмечается следующий переход (рис. 2).

1. Породы нижней подсвиты сиговской свиты (2705.5–2712 м) представлены песчаниками мелкозернистыми, светло-серыми, с прерывистой ко-сой нитевидной слоистостью со следами активной биотурбации, постепенно сменяются вверх по разрезу на (2705.2–2705.5) алевролиты с многочисленными следами жизнедеятельности роющих организмов (Skolithos). Контакт с вышележащим слоем постепенный.

2. Барабинская пачка (2704.5–2705.2), сложена конгломератами светло-серыми с зеленоватым от-

тенком за счет присутствия зерен глауконита, состоящих из галечника плотно сгруженного, сцементированного глинисто-карбонатным материалом. Контакт с вышележащим слоем резкий.

3. Верхняя подсвита сиговской свиты представлена аргиллитами (2700.1–2704.5 м) темно-серыми с зеленоватым оттенком, с включениями зерен глауконита и ростов белемнита, выше по разрезу (2637–2661.5 м) переходят в песчаники серые мелкозернистые и алевролиты с глинистым цементом, с включениями карбонатного материала. Отложения интенсивно биотурбированы (Skolithos, Palaeophycus). Наблюдается углефицированный растительный детрит и обломки раковин морской фауны. Верхняя часть разреза подсвиты представлена конгломератами (2636.8–2637 м) мелкогалечными, внутриформационного типа, плотно сгруженными, с хорошо окатанными обломками, выполненными алевролитом светло-серым, мелко- и крупнозернистым, с глинистым цементом, песчаным, слюдыстым. Обломки сцементированы перекристаллизованным карбонатным материалом. Встречаются мелкие тонкие трещинки, заполненные кальцитом. Контакт с вышележащим слоем резкий. В интервале конгломератов отмечается значительное увеличение радиоактивности, сопровождающееся изменением вклада элементов в нее – вместо калия начинает преобладать торий и уран. Контакт с вышележащим слоем резкий.

4. Яновстанская свита в основании разреза представлена аргиллитами (2623–2636.8 м) темно-серыми, алевроитовыми, слюдыстыми, хрупкими, сланцеватыми, на сколах с фаунистическими остатками (раковины двустворок).

Выполнено сопоставление подошвенной границы яновстанской свиты, определенной на керне с данными ГИС. Как правило, при переходе от пород сиговской свиты к породам яновстанской отмечается следующее изменение параметров кривых каротажей: рост значений кривой ГК, ПС, ИК и уменьшение значений КС.

Кривая свиты кернавыми данными не охарактеризована. Использованы результаты биостратиграфических исследований на скв. Сузунская-4 по материалам Л.Ф. Найденова (2013) (рис. 3). За кровлю принят последний наиболее заглинизированный интервал, соответствующий максимуму значений ГК и ИК и минимуму КС. Однако указанный интервал явно прослеживается только в западной части изученной территории, в то время как при переходе к восточной части участка становится менее явным или полностью опесчанивается, что затрудняет уверенную корреляцию, которая в указанных областях выполнена на основании анализа циклов изменения размерности терригенных пород.

Сопоставление с разрезом Туруханской опорной скважины, являющейся стратотипом яновстанской свиты (Найденов и др., 2010), результатов

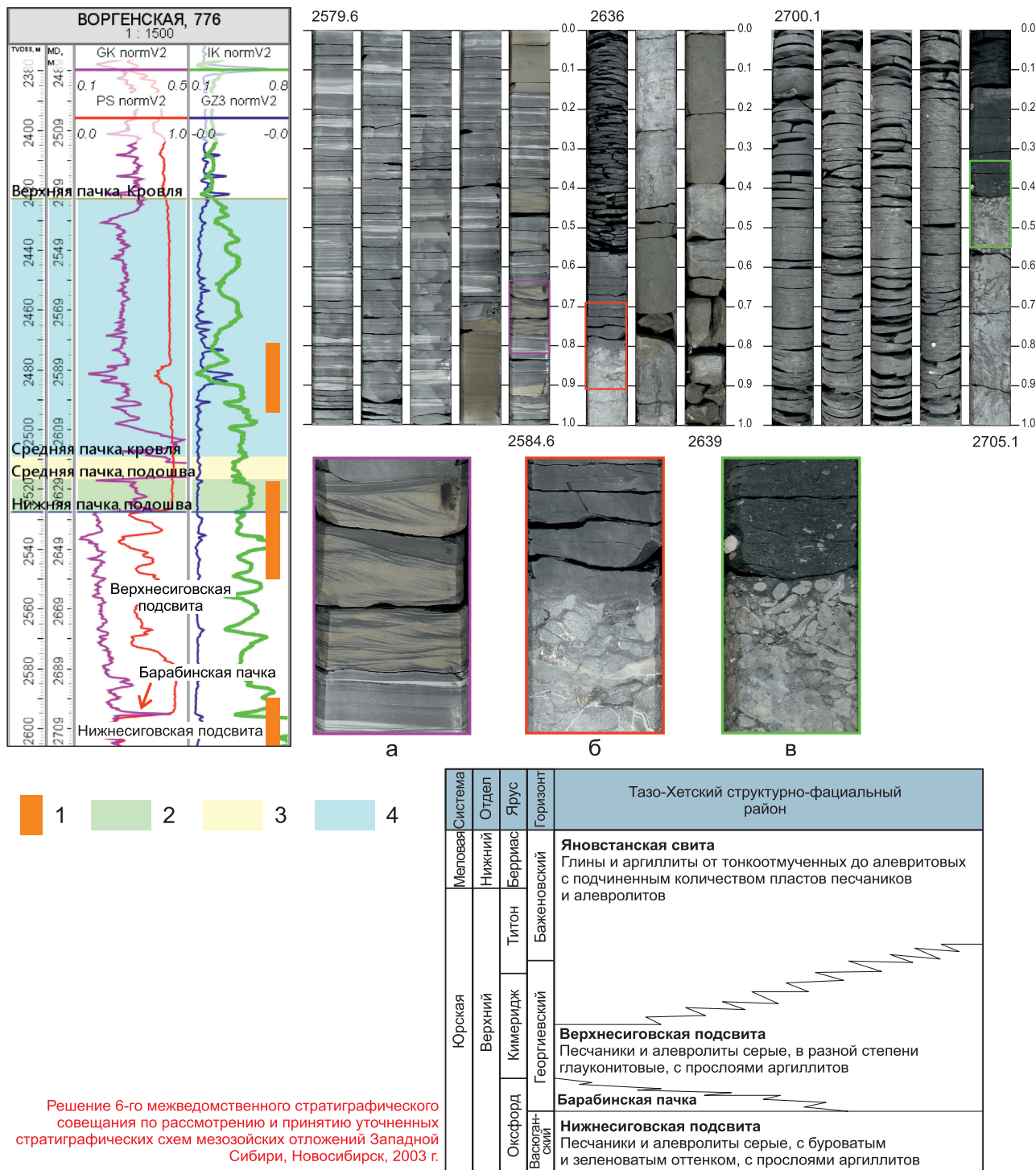


Рис. 2. Керновый материал скв. 776Р с характеристикой подошвы свиты.

а – штормовые песчаники с взаимосрезанной косой слоистостью (пачка ЯН^а), б – граница между сиговской и яновстанской свитами, в – граница между верхней подсвитой сиговской свиты и барабинской пачкой. 1 – интервал отбора керна, 2 – нижняя пачка яновстанской свиты (ЯН^б), 3 – средняя пачка яновстанской свиты (ЯН^в), 4 – верхняя пачка яновстанской свиты (ЯН^г).

Fig. 2. Core material from well 776R with the characteristics of the bottom of the formation.

а – storm sandstones with intercut cross bedding (ЯН^а unit), б – boundary between the Sigov and Yanovstan formations, в – boundary between the upper subformation of the Yanovstan formation and the Baraba unit. 1 – the core sampling interval, 2 – the lower pack of the Yanovstan formation (ЯН^б), 3 – the middle pack of the Yanovstan formation (ЯН^в), 4 – the upper pack of the Yanovstan formation (ЯН^г).

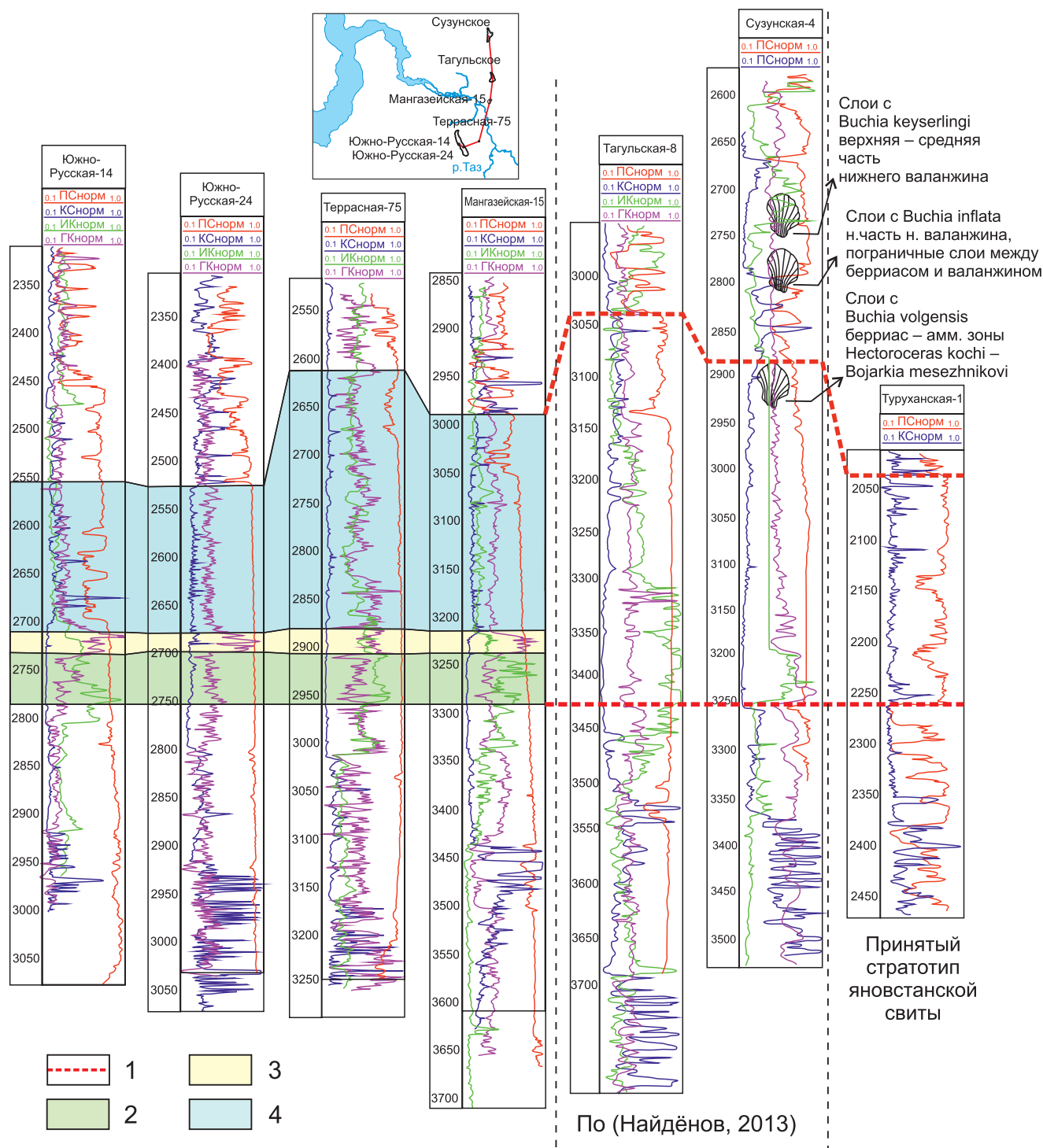


Рис. 3. Сопоставление собственной скважинной корреляции с результатами скважинной корреляции Л.Ф. Найденова в пределах Большехетской впадины (с биостратиграфическими исследованиями пород кровли) и стратотипом Туруханской опорной скважины.

1 – результаты стратиграфической корреляции яновстанской свиты другими авторами (Найденов, 2013); пакчи яновстанской свиты, выделенные авторами настоящего исследования: 2 – нижняя, 3 – средняя, 4 – верхняя.

Fig. 3. Comparison of the own well correlation with the results of well correlation L.F. Naidenov within the Bolshekhetskaya depression (with biostratigraphic studies of the roof rocks) and the stratotype of the Turukhansk reference well.

1 – results of stratigraphic correlation of the Yanovstan formation by other authors (Naydenov, 2013); units of the Yanovstan formation identified by the authors of this study: 2 – lower, 3 – middle, 4 – top.

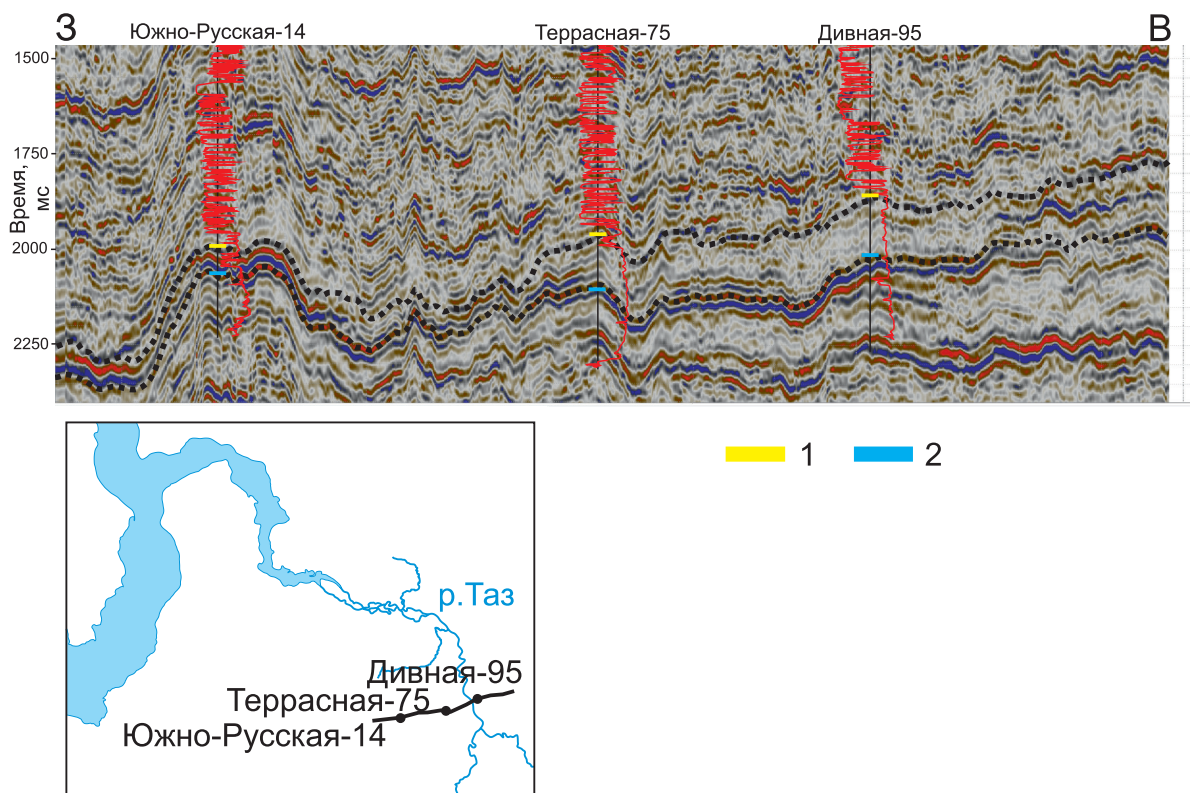


Рис. 4. Сопоставление результатов скважинной корреляции с данными 2D сейсморазведки.

1 – кровля яновстанской свиты, 2 – подошва яновстанской свиты.

Fig. 4. Comparison of well correlation results with 2D seismic data.

1 – roof top of the Yanovstan formation, 2 – bottom of the Yanovstan formation.

не принесло по причине сильно различного строения разреза и использования Л.Ф. Найденовым с соавторами всего двух методов – КС и ПС.

В разрезе свиты на основании анализа литологического состава и особенностей строения ее отложений авторами выделены три пачки: нижняя (ЯН^в), средняя (ЯН^с), верхняя (ЯН^а).

Средняя пачка определена в пределах высоко-радиоактивного интервала (максимумы значений кривой ГК). По отношению к средней пачке ниже-лежащие отложения приняты как породы ЯН^в, а выше-лежащие – как породы ЯН^а.

По керновым данным и ГИС, пачка ЯН^в сложена как аргиллитами, характеризующимися стандартными значениями ГК, так и песчаниками, приуроченными к восточной части участка, где доля песчаной фракции значительно возрастает, а толщина пачки увеличивается. Наличие пород песчаной зернистости отмечено по данным ГИС.

Отложения пачки ЯН^а представлены переслаиванием песчаников, алевролитов и глин. Породы глинистой фракции тонкоотмученные с минимальным содержанием алевролитового материала, со слоями алевролита, подчеркивающего го-

ризонтальную, пологоволнистую слоистость. Песчаники в западной части исследуемой территории представлены прослоями (максимум – первые метры) с косой взаимосрезающейся, линзовидной, в редких случаях горизонтальной слоистостью. В то время как в восточной части толщины песчаников увеличиваются до десятков метров с последовательно переходящей вверх по разрезу слоистостью от волнистой к косои однонаправленной, иногда сменяемой на массивную.

Впоследствии на основании выделения стратиграфических границ пачек яновстанской свиты в стратотипных скважинах, представленных керновыми материалами и наиболее полным комплексом ГИС, проведена скважинная корреляция по материалам ГИС, позволившая дифференцировать отложения яновстанской свиты во всех имеющихся скважинах.

По результатам корреляции построены следующие структурные карты: подошва пачки ЯН^в, кровля пачки ЯН^в, кровля пачки ЯН^с, кровля ЯН^а. Впоследствии результаты корреляции сопоставлены с данными сейсморазведки 2D (рис. 4).

При построении структурного плана (рис. 5) свиты в качестве тренда использована структурная

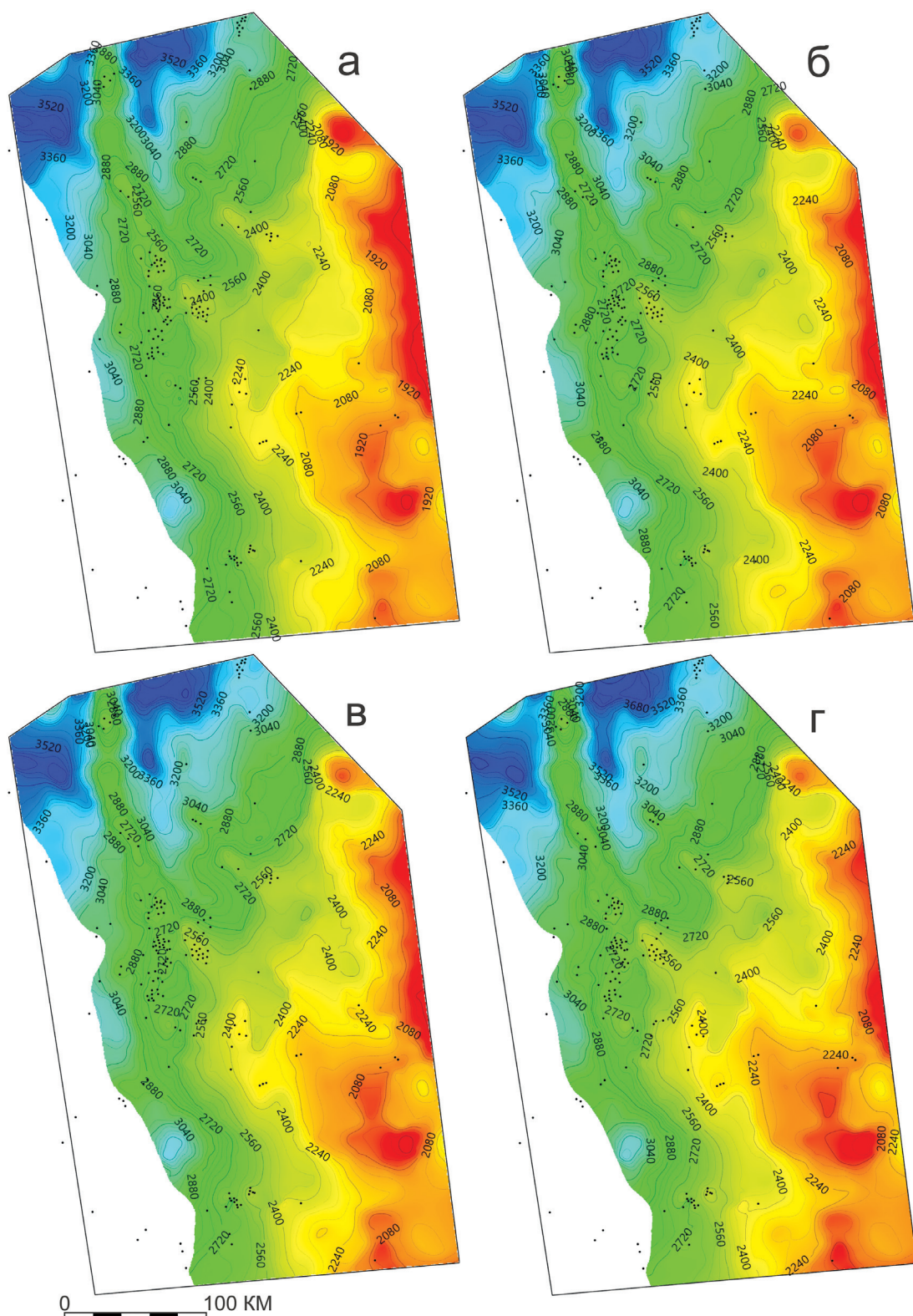


Рис. 5. Структурные карты.

а – кровля пачки ЯН^а, б – кровля пачки ЯН^б, в – кровля пачки ЯН^в, г – подошва пачки ЯН^в.

Fig. 5. Structural maps.

а – top of the ЯН^а unit, б – top of the ЯН^б unit, в – top of the ЯН^в unit, г – bottom of the ЯН^в unit.

карта по кровле баженовского горизонта из Отчета (Нестеров и др., 2009), так как при ее построении использовались сейсмические данные.

Согласно структурной карте подошвы пачки ЯН^в, абсолютная отметка варьируется от 2080 до 3680 м. Наиболее высокие участки наблюдаются в пределах юго-востока с постепенным погружением на северо-запад.

Высоты кровли пачки ЯН^в (она же подошва ЯН^б) изменяются от 2060 до 3540 м, сохраняя тренды изменения высот относительно структуры подошвы пачки. Кровля ЯН^б не имеет значительных отличий от подошвы, поскольку имеет небольшую выдержанную толщину.

Кровля пачки ЯН^а характеризуется изменением высот от 1900 до 3520 м. Наиболее сильное погружение структуры также наблюдается в северо-западном направлении, однако северо-восточная часть участка значительно выполаживается относительно построенных структур на нижележащие пачки.

Общая толщина свиты изменяется от 40 м на западе до 320 м на северо-востоке. Наблюдается общее увеличение толщины на восток, но максимумы значений толщины приурочены к северо-восточной части участка исследований.

Построены карты толщин по пачкам (рис. 6), согласно которым пачка ЯН^а характеризуется изменением общих толщин 0 до 80 м, пачка ЯН^б – от 6 до 20 м, пачка ЯН^а – от 0 до 240 м.

Максимумы толщин пачки ЯН^а наблюдаются в восточной части территории исследования, постепенно уменьшаясь в западном направлении. Толщины пачки ЯН^б выдержаны. Толщины пачки ЯН^а характеризуются максимальными значениями в пределах северо-востока, постепенно уменьшаясь в западном и северо-западном направлениях.

ОБСУЖДЕНИЕ

Литолого-текстурные параметры пачек, данные ГИС и общие закономерности строения позволяют предложить дифференциацию разреза яновстанской свиты на три пачки: нижняя (ЯН^в), средняя (ЯН^б), верхняя (ЯН^а) (табл. 1).

В период начала осадконакопления пачки ЯН^в последовало резкое увеличение глубины морского палеобассейна в области седиментации яновстанской свиты, что нашло отражение в локальном распространении песчаных тел, которые в составе пачки приурочены только к восточной части участка, где их процентное соотношение к ее толщине не превышает 27%. Исчезновение же песчаной фракции из разреза нижней пачки наблюдается уже в центральной части территории исследования. В свою очередь, в разрезе пачки ЯН^а алеврито-песчаные породы имеют большую площадь распространения, отмечаясь и в центральной ча-

сти территории исследования. Полная глинизация разреза характерна для краевых западных зон распространения свиты и северо-восточной части территории. Описанное распределение свидетельствует в пользу мелководности Западно-Сибирского осадочного бассейна в пределах накопления отложений яновстанской свиты в период седиментации верхней пачки.

Однако стоит отметить, что распространение песчаных тел пачки ЯН^а в пределах изученной территории различно. В пределах южной части все крупные по толщине тела приурочены к верхней части разреза и постепенно глинизируются к основанию пачки, где встречаются только мелкие по толщине песчаники с взаимосрезающейся косой слоистостью, генетически связанные с деятельностью штормов (скв. 776Р). Наличие последних указывает на глубины морского бассейна, не превышавшие 200 м. В свою очередь, в пределах северной части участка песчаные тела встречаются как вверху разреза, так и в основании. При этом тела, приуроченные к основанию, распространены локально, на что указывает резкое их исчезновение в близко расположенных скважинах (например, скв. Южно-Русские 14 и 24, см. рис. 3). Они имеют достаточно резкую кровельную и подошвенную границы, что предполагает их лавинообразное накопление, т.е. резкое перемещение в пределы настоящего местонахождения. На основании сказанного нами сделано предположение, что северная часть участка была более глубоководной. С указанным фактом также согласуется наличие повышенных толщин в пределах участка.

В целом стоит отметить, что отложения нижней пачки имеют субгоризонтальное или наклонное строение под небольшим градусом, с постепенным увеличением толщины к восточному борту Западно-Сибирского бассейна. Залегание верхней пачки в пределах участка исследования варьируется. В южной части оно интерпретировано как субгоризонтальное. В то время как в северной – как клиноформное или близкое к нему. Дополнительным подтверждением служит наличие клиноформ в строении яновстанской свиты на сейсмических профилях (Нежданов, 2004; Нежданов и др., 2005; В.И. Кислухин, И.В. Кислухин, 2011; Шемин и др., 2012; Бородкин, Курчиков, 2015).

Пачка ЯН^б, по данным ГК, имеет сходное строение с центральной, наиболее радиоактивной, частью баженовской свиты, но относительно нее представлена в более усеченном, уменьшенном по толщине виде. Сделано предположение об одновременности осадконакопления пачки ЯН^б и центральной части баженовской свиты, характеризующейся повышенными значениями ГК. Предположительно, данные отложения, отличающиеся повышенными значениями ГК, накапливались в период максимального затопления юрского палео-

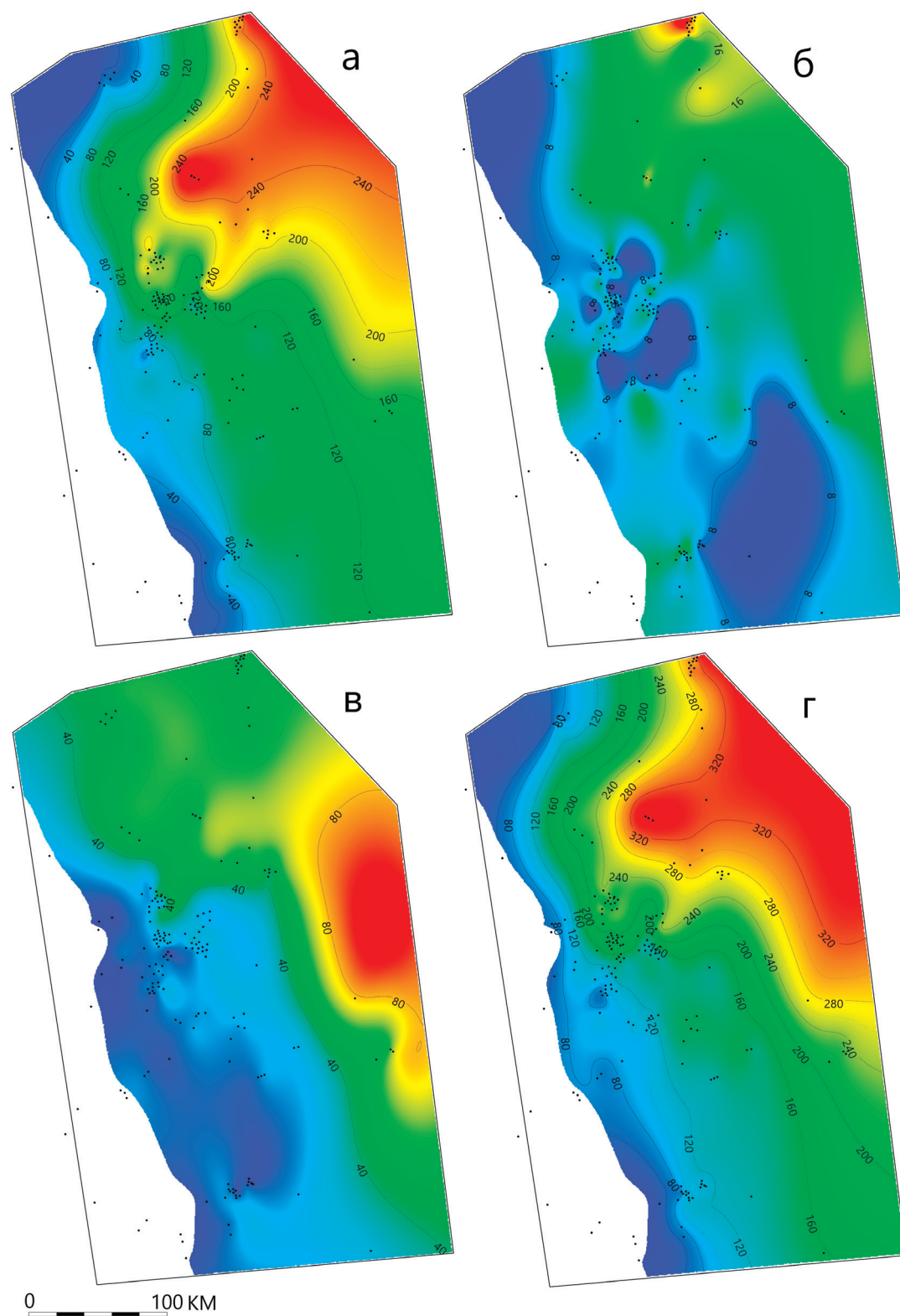


Рис. 6. Карты общих толщин.

а – пачка ЯН³, б – пачка ЯН⁵, в – пачка ЯН⁴; г – толщина яновстанской свиты.

Fig. 6. Maps of total thicknesses.

а – ЯН³ unit, б – ЯН⁵ unit, в – unit of ЯН⁴ unit, г – thickness of the Yanovstan formation.

Таблица 1. Характеристики и критерии выделения пачек яновстанской свиты

Table 1. Characteristics and criteria for identifying members of the Yanovstan formation

Объект	Характеристика границы				Песчанистость, д.ед.	Максимальные толщины, м	Дополнительные сведения
	Положение	Литология	Характер ГК	Характер ИК			
ЯН ^а	Кровля ЯН ^а	Граница не охарактеризована	Падение значений	Падение значений	от 0 до 0.45	240 (сев.-вост. часть)	Выделяются песчаные тела двух типов: а) с проградационной последовательностью и резким контактом в кровле, б) с резким контактом в кровле и подошве
	Между ЯН ^в и ЯН ^б	То же	То же	Рост значений			
ЯН ^б	Между ЯН ^б и ЯН ^в	—”—	Рост значений	Падение значений	0	20 (равномерное распределение)	В основании и в кровле пачки полкообразная форма кривой ГК
ЯН ^в	Подошва ЯН ^в	Аргиллиты, включения раковин морских организмов	То же	Рост значений	0 до 0.27	80 (восточная часть)	Песчаные тела наблюдаются только в самой восточной части

бассейна, что привело к максимальному снижению объемов сноса осадочного материала и накоплению кремнисто-глинистых тонкоотмученных пород даже в пределах прибортовой части Западно-Сибирского бассейна.

Наиболее четко пачка выделяется в западной и северо-западной частях участка, в то время как при смещении на юго-восток и восток определение границ пачки становится затруднительным, что связано с исчезновением из разреза аномальных значений параметра ГК. Также значительно уменьшается плотность бурения скважин, в большинстве из которых отсутствует метод ГК, что также не позволяет достоверно выделить в разрезе пачку. Залегание средней пачки является субгоризонтальным и относительно слабо варьируется по толщине.

При моделировании процессов накопления яновстанской свиты учитывались представления о направлениях течений в Баженовском море, описанные в работах Ф.Г. Гурари с соавторами (1983) и В.Ф. Гришкевича (2022). Так, Ф.Г. Гурари с соавторами (1983) отмечали, что сообщение между баженовским морем и Арктическим бассейном было свободным и теплые течения из Северной Атлантики и Русской платформы поступали в Баженовское море с северо-запада, затем следуя на юг против часов стрелки, в свою очередь, предположительно с северо-востока, со стороны Хатангско-

го прилива, поступали арктические относительно холодные воды. Для Западно-Сибирского осадочного бассейна основными источниками терригенного материала в нижнесреднеюрское время являлись Сибирская Платформа и Лаптевская суша, а дополнительным – южная оконечность Таймыра, а по мере эволюции морского бассейна наблюдалось возрастание вклада Таймырской суши в поставку терригенного материала (Гурари и др., 1983). В.Ф. Гришкевичем (2022) выполнена подробная реконструкция палеотечений, дополнившая выводы Ф.Г. Гурари, на основании сопоставления Западно-Сибирского бассейна в баженовское время с современным бассейном залива Гудзон и анализа распределения ископаемых остатков.

Выявленные максимальные толщины яновстанской свиты в пределах северо-востока представлены преобладающе глинистым составом, в комплексе с существующими пониманиями о направлениях течений в баженовском бассейне они позволили предположить “нормальное” распределение осадков по профилю морского дна. В период накопления свиты поступление осадочного материала происходило с Сибирской суши. Крупнозернистый материал яновстанской свиты отлагался в пределах восточного борта баженовского морского бассейна, в то время как глинистый осадок в значительной массе уносился на большие расстояния от суши, где подхватывался морскими течениями.

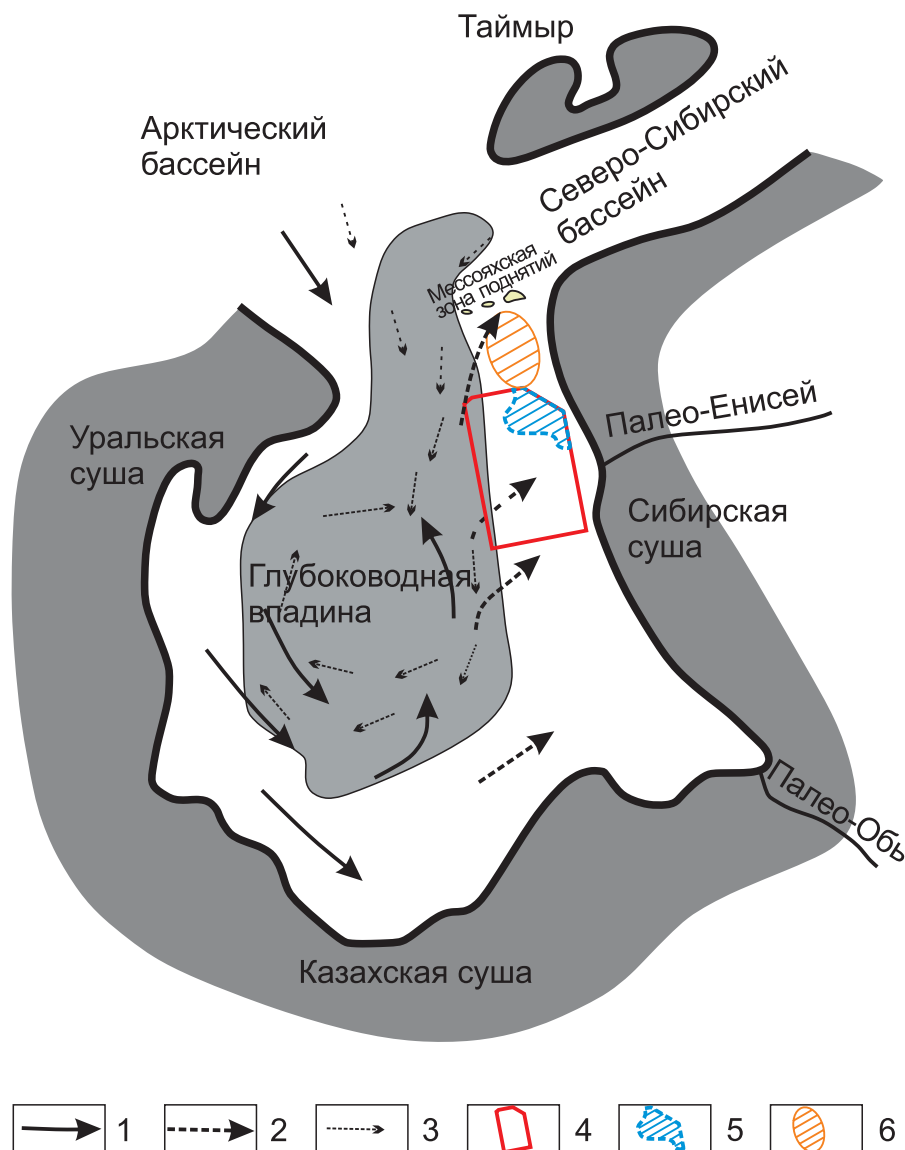


Рис. 7. Упрощенная палеогеографическая схема Западно-Сибирского бассейна и смежных бассейнов на севере в баженовское время, по (Гришкевич, 2022) с дополнениями авторов.

1 – предполагаемые теплые течения, 2 – предполагаемые поверхностные прохладные течения, 3 – предполагаемые холодные придонные течения, 4 – территория исследования яновстанской свиты, 5 – зона повышенных толщин яновстанской свиты с преобладающим глинистым составом, 6 – Большехетская впадина.

Fig. 7. Simplified paleogeographic scheme of the West Siberian basin and adjacent basins in the north during the Bazhenov time, according to (Grishkevich, 2022) with the additions of the authors.

1 – supposed warm currents, 2 – supposed surface cool currents, 3 – suggested cold bottom currents, 4 – territory of the study of the Yanovstan formation, 5 – zone of increased thicknesses of the Yanovstan formation with a predominant clay composition, 6 – Bolshekhetskaya depression.

ями, двигавшимися вдоль берега (против часовой стрелки) и таким образом в пределах восточного борта бассейна выносившими материал на север. Там, в области Большехетской впадины, ограниченной с севера Мессояхской группой поднятий, происходила разгрузка глинистого осадка. Имен-

но с описанной палеогеографической конфигурацией авторы связывают большие толщину яновстанской свиты преобладающе глинистого состава в пределах северной части территории исследований, примыкающих к Большехетской впадине с юга (рис. 7).

ВЫВОДЫ

Предложено разделение яновстанской свиты три пачки – нижнюю (ЯН^а), среднюю (ЯН^б), верхнюю (ЯН^в).

Критерием выделения пачки ЯН^б является наличие в разрезе аномалии повышенных значений ГК, относительно интервала которых выделены верхняя и нижняя пачки.

Критерием для выделения нижней границы свиты для южной части территории исследования является наличие в разрезе интервала сцементированных конгломератов, относительно которого, ниже по разрезу, как правило, должны присутствовать породы, также сложенные конгломератами и являющиеся границей верхней и нижней под-свит сивовской свиты. При отсутствии конгломератовидных пород за границу можно принять несогласный контакт, отмечаемый на керне. Также характерным признаком на керне является изменение вклада в радиоактивность с калиевого на ториевый и урановый. По ГИС, признаком нижней границы свиты является (снизу вверх) увеличение значений параметров ГК, ИК, ПС и уменьшение КС.

Верхнюю границу, при отсутствии керновой информации и данных биостратиграфических исследований, авторы предлагают установить на последний глинистый интервал, резко выделяющийся в разрезе за счет увеличения ГК, ИК и уменьшения КС.

Определено, что общая толщина свиты варьируется от 40 м на западе до 320 м на северо-востоке. Выявлено, что отложения нижней пачки залегают субгоризонтально или наклонно, в то время как залегание верхней пачки на территории исследования различно. В пределах южной части оно тяготеет к наклонному, в пределах северной части – к клиноформному положению.

Подтверждены представления о направлениях сноса осадочного материала и их эволюции во времени. В период накопления свиты снос происходил с восточного борта Западно-Сибирского юрского палеобассейна (Сибирской суши). При этом повышенные толщины свиты, представленные глинистым составом, в пределах Большехетской впадины и ее южной оконечности связаны с переносом и перераспределением палеотечениями глинистого материала, поступавшего с Сибирской суши.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аргентовский Л.Ю., Бочкарев В.С., Брадучан Ю.В., Зининберг П.Я., Елисеев В.Г., Кулахметов Н.Х., Нестеров И.И., Ростовцев Н.Н., Соколовский А.П., Ясевич Г.С. (1968) Стратиграфия мезозойских отложений платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. *Проблемы геологии Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции*. М.: Недра, 27-95.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. (1968) Триасовый, юрский и меловой периоды. (Ред. А.П. Виноградов). М.: Всесоюз. аэрогеол. трест Мин-ва геологии СССР. Т.3, 71 с.
- Атлас литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины м-ба 1:5 000 000. (1976) (Ред. И.И. Нестеров). Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 24 с.
- Бородкин В.Н., Курчиков А.Р. (2015) К вопросу уточнения западной и восточной границ ачимовского клиноформного комплекса Западной Сибири. *Геология и геофизика*, **56**(9), 1630-1642.
- Букатов М.В., Михайлова С.В. (2017) Особенности строения и нефтегазоносности верхнеюрских отложений в пределах Тазо-Хетской фациальной области. *ПРОНЕФТЬ. Профессионально о нефти*, (3), 26-31.
- Вячкилева Н.П., Климова И.Г., Турбина А.С., Брадучан Ю.В., Захаров В.А., Меледина С.В., Алейников А.Н. (1990) Атлас моллюсков и фораминифер морских отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской нефтегазоносной области. Т. I. Стратиграфический очерк. Моллюски. М.: Недра, 286 с.
- Гилаев Р.М., Ступакова А.В., Стафеев А.Н., Суслова А.А., Шелков Е.С. (2018) Строение баженовского горизонта на северо-востоке Западной Сибири. *Вестн. Моск. ун-та*, (3), 41-45.
- Гришкевич В.Ф. (2022) Баженовский горизонт Западной Сибири: поиски новой гармонии. Тюмень: Тюменск. индустр. ун-т, 279 с.
- Гурари Ф.Г., Гольберт А.В., Захаров В.А. (1983) Новые данные об условиях образования баженовской свиты. *Новые данные по стратиграфии и палеогеографии нефтегазоносных бассейнов Сибири*. Новосибирск: СНИИГГиМС, 5-17.
- Зыза Е.А., Хасанов Т.И. (2015) Выделение аналогов баженовской свиты в северо-восточных районах Западной Сибири. *Нефть и газ*, (2), 6-12.
- Ким Н.С., Родченко А.П. (2013) Органическая геохимия и нефтегазогенерационный потенциал юрских и меловых отложений Енисей-Хатангского регионально-го прогиба. *Геология и геофизика*, **54**(8), 1236-1252.
- Кислухин В.И., Кислухин И.В. (2011) Стратиграфическое несогласие на границе юры и мела в арктических районах Западной Сибири. *Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии*. Четвертое Всеросс. совещ. СПб., 107-108.
- Конторович А.Э., Конторович В.А., Рыжкова С.В., Шурьгин Б.Н., Вакуленко Л.Г., Гайдебурова Е.А., Данилова В.П., Казаненков В.А., Ким Н.С., Костырева Е.А., Москвин В.И., Ян П.А. (2013) Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде. *Геология и геофизика*, **54**(8), 972-1012.
- Кузнецова В.Н., Рояк Р.С., Чернова Л.С. (1983) Условия формирования продуктивных комплексов мезозоя Енисей-Хатангского регионально-го прогиба. *Новые данные по стратиграфии и палеонтографии нефтегазоносных бассейнов Сибири*. Новосибирск: СНИИГГиМС, 17-25.
- Найденев Л.Ф. (2013) Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности верхнеюрских отложений, Севера Западной Сибири. Фил. ООО "ЛУКОЙЛ-Инжиниринг", "КогалымНИПИнефть" в г. Тюмени, Россия. Москва, 16-18 октября. М., 1-19.
- Найденев Л.Ф., Романов Д.В., Распутин С.Н. (2010) Геологическое строение и перспективы нефтегазонос-

- ности верхнеюрских отложений Большехетской впадины. *Нефтяное хоз-во*, (1), 22-26.
- Нежданов А.А. (2004) Сейсмогеологический анализ нефтегазоносных отложений Западной Сибири для целей прогноза и картирования неантиклинальных ловушек и залежей УВ. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Тюмень: ТГНГУ, 44 с.
- Нежданов А.А., Карогодин Ю.Н., Огибенин В.В., Герасимова Е.В. (2005) Системно-литологическая (циклическая) модель верхней юры северных и арктических областей Западной Сибири. *Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии*. Мат-лы Первого Всеросс. совещ. М., 172-173.
- Нестеров И.И. (2009) Отчет "Уточнение и детализация стратиграфического расчленения мезозоя и кайнозоя Западной Сибири с увязкой сейсмических отражающих горизонтов, возрастных и литологических границ на основе обобщения и комплексной интерпретации геолого-геофизической информации". Тюмень, ОАО "СибНАЦ".
- Погребнюк С.А., Александров Д.В., Букатов М.В., Колцун А.Ю., Пескова Д.Н. (2017) Особенности геологического строения верхнеюрских отложений юго-восточной части ЯНАО. *Материалы Всероссийской молодежной научной конференции с участием иностранных ученых. Росс. акад. наук, Сиб. отд-е, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука*. Новосибирск, 129-132.
- Попов А.Ю., Вакуленко Л.Г., Занин Ю.Н. (2008). Литолого-фациальная характеристика яновстанской свиты по керновому материалу скважины №2099 Хальмерпаютинской (северо-восток Западной Сибири). *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*, (6), 27-34.
- Предложения по изменению и уточнению корреляционной стратиграфической схемы мезозойских и кайнозойских отложений Западной Сибири. (1965) Тюмень: ЗапСибНИГНИ. Вып. 1, 5-26.
- Рекомендации к методике построения геологических моделей при подсчете запасов углеводородного сырья. (2015) М.: ГКЗ. URL: https://www.gkz-rf.ru/metod_postr_geol_020215 (дата обращения: 15.02.2023).
- Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири. (2004) Новосибирск, СНИИГГиМС, 113 с.
- Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. (1981) Новосибирск, 89 с.
- Рогов М.А. (2016) Новая зональная и инфразональная шкалы кимериджского яруса Западной Сибири по кардиоцератидам (аммониты). *Стратигр. Геол. корреляция*, 24(5), 67-90.
- Родченко А.П. (2015) Геохимия органического вещества верхнеюрских пород Пайяхской и Озерной площадей (Енисей-Хатангский региональный прогиб). *Химия нефти и газа*: Мат-лы IX Междунар. конф. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 8186.
- Родченко А.П. (2016) Геохимия органического вещества верхнеюрских отложений северо-востока Западной Сибири и генезис меловых нефтей региона. *Геология нефти и газа*, (6), 107-118.
- Родченко А.П. (2017) Геохимия слабопреобразованного органического вещества верхнеюрских отложений западной части Енисей-Хатангского регионально-го прогиба. *Взаимодействие учреждений Роснедра, Минобрнауки России и РАН при региональном геологическом изучении территории Российской Федерации и ее континентального шельфа*. Мат-лы V Междунар. конф. молодых ученых и специалистов памяти акад. А.П. Карпинского (28 февраля – 3 марта 2017 г., ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 397-402.
- Стафеев А.Н., Ступакова А.В., Суслова А.А., Гиляев Р.М. (2017) Обстановки осадкоаккумуляции и палеогеографическая зональность баженковского горизонта (титон – нижний берриас) Западной Сибири. *Георесурсы*, 134-143.
- Столбова Н.Ф., Исаева Е.Р. (2014) Литолого-геохимические особенности отложений яновстанской свиты Ванкорской площади. *Фундамент. исследования*, (11), 826-831.
- Ухлова Г.Д., Варламов С.Н. (2007) Сейсмостратиграфический подход к корреляции верхнеюрских седиментационных комплексов на северо-востоке Западно-Сибирской плиты. *Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии*. Второе Всеросс. совещ. Ярославль: Изд-во ЯГПУ, 240-242.
- Шемин Г.Г., Бейзель А.Л., Нехаев А.Ю. (2012) Высокоразрешающая корреляция нефтегазоносных отложений юры северных районов Западной Сибири. *Горн. ведомости*, (11), 60-83.
- Шемин Г.Г., Верниковский В.А., Деев Е.В., Глазырин П.А., Сапьяник В.В., Вахромеев А.Г., Первухина Н.В., Смирнов М.Ю. (2023) Детальная корреляция и уточненное фациальное районирование келловей-верхнеюрских нефтегазоносных отложений сибирского сектора Арктики. *Геология нефти и газа*, (1), 27-51.
- Шемин Г.Г., Первухина Н.В., Вахромеев А.Г., Деев Е.В., Глазырин П.А., Смирнов М.Ю., Сапьяник В.В., Москвин В.И. (2020) Модели строения и условия образования региональных резервуаров средне-верхнеюрских отложений Енисей-Хатангской и восточной части Гыданской нефтегазоносных областей сибирского сектора Арктики. *Геология нефти и газа*, (6), 53-76.

REFERENCES

- Argentovskii L.Yu., Bochkarev V.S., Braduchan Yu.V., Zininberg P.Ya., Eliseev V.G., Kulakhmetov N.Kh., Nesterov I.I., Rostovtsev N.N., Sokolovskii A.P., Yasovich G.S. (1968) Stratigraphy of the Mesozoic deposits of the platform cover of the West Siberian Plate. *Problems of geology of the West Siberian oil and gas province*. Moscow, Nedra Publ., 27-95. (In Russ.)
- Atlas of Lithological and Paleogeographic Maps of the Jurassic and Cretaceous Periods of the West Siberian Plain scale 1:5,000,000. (1976) (Ed. I.I. Nesterov). Tyumen, ZapSibNIGNI, 24 p. (In Russ.)
- Atlas of Lithological and Paleogeographic Maps of the USSR. (1968) Triassic, Jurassic and Cretaceous periods. (Ed. A.P. Vinogradov). Moscow, Publishing house of the All-Union Aerogeological Trust of the Ministry of Geology of the USSR. V. 3, 71 p. (In Russ.)
- Borodkin V.N., Kurchikov A.R. (2015) On the clarification

- of the western and eastern boundaries of the Achimov clinoform complex of Western Siberia. *Geol. Geofiz.*, **56**(9), 1630-1642. (In Russ.)
- Bukatov M.V.; Mikhailova S.V. (2017) Features of the structure and oil and gas content of Upper Jurassic deposits within the Tazo-Khetskaya facies area. *PRONEFT. Professional'no o Nefti*, (3), 26-31. (In Russ.)
- Decisions of the 3rd Interdepartmental Regional Stratigraphic Conference on the Mesozoic and Cenozoic of Central Siberia. (1981) Novosibirsk, 89 p. (In Russ.)
- Decision of the 6th Interdepartmental Stratigraphic Meeting on Review and Adoption of Refined Stratigraphic Schemes of Mesozoic Deposits of Western Siberia. (2004) Novosibirsk, SNIIGiMS, 113 p. (In Russ.)
- Gilaev R.M., Stupakova A.V., Stafeev A.N., Suslova A.A., Shelkov E.C. (2018) The structure of the Bazhenov horizon in northeastern West Siberia. *Vestnik Moskovskogo Universiteta*, (3), 41-45. (In Russ.)
- Grishkevich V.F. (2022) Bazhenov horizon of Western Siberia: the search for a new harmony. Tyumen, Tyumen Industrial University, 279 p. (In Russ.)
- Gurari F.G., Golbert A.V., Zakharov V.A. New data on the conditions of formation of the Bazhenov Formation. *New data on the stratigraphy and paleogeography of oil and gas basins of Siberia*. Novosibirsk, SNIIGiMS, 5-17. (In Russ.)
- Kim N.S., Rodchenko A.P. (2013). Organic geochemistry and oil and gas generation potential of Jurassic and Cretaceous deposits of the Yenisei-Khatanga regional trough. *Geol. Geofiz.*, **54**(8), 1236-1252. (In Russ.)
- Kislukhin V.I., Kislukhin I.V. (2011) Stratigraphic unconformity at the Jurassic-Cretaceous boundary in the Arctic regions of Western Siberia. *Jurassic system of Russia: problems of stratigraphy and paleogeography*. Fourth All-Russian Conference: scientific materials. St.Petersburg, 107-108. (In Russ.)
- Kontorovich A.E., Kontorovich V.A., Ryzhkova S.V., Shurygin B.N., Vakulenko L.G., Gaideburova E.A., Danilova V.P., Kazanenkov V.A., Kim N.S., Kostyreva E.A., Moskvina V.I., Yan P.A. (2013) Paleogeography of the West Siberian sedimentary basin in the Jurassic. *Geol. Geofiz.*, **54**(8), 972-1012. (In Russ.)
- Kuznetsova V.N., Royak R.S., Chernova L.S. (1983) Conditions for the formation of productive Mesozoic complexes of the Yenisei-Khatanga regional trough. *New data on stratigraphy and paleontology of oil and gas basins in Siberia*. Novosibirsk, SNIIGiMS, 17-25.
- Naidenov L.F., Romanov D.V., Rasputin S.N. (2010) Geological structure and prospects of oil and gas bearing capacity of Upper Jurassic deposits of Bolshekhetskaya Depression. *Neftyanoe Khozyaistvo*, (1), 22-26. (In Russ.)
- Nesterov I.I. et al. (2009) Report "Refinement and detailing of stratigraphic partitioning of the Mesozoic and Cenozoic of Western Siberia with linking of seismic reflecting horizons, age and lithological boundaries on the basis of generalisation and complex interpretation of geological and geophysical information". Tyumen, JSC "SibNATs". (In Russ., unpublished)
- Nezhdanov A.A. (2004) Seismogeological analysis of oil-and-gas bearing sediments of Western Siberia for forecasting and mapping of non-anticlinal traps and hydrocarbon deposits. D. thesis, Tyumen, TSOGU, 44 p. (In Russ.)
- Nezhdanov A.A., Karogodin Yu.N., Ogibenin V.V., Gerasimova E.V. (2005) System-lithological (cyclic) model of the Upper Jurassic of the northern and arctic regions of Western Siberia. *Jurassic system of Russia: problems of stratigraphy and paleogeography*. Proceedings of the first All-Russian meeting. Moscow, p. 172-173.
- Pogrebnyuk S.A., Aleksandrov D.V., Bukatov M.V., Koltun A.Yu., Peskova D.N. Peculiarities of the geological structure of Upper Jurassic deposits of the southeastern part of the YNAO. *Materials of the All-Russian Youth Scientific Conference with the participation of foreign scientists*. Russian Academy of Sciences, Siberian Branch, A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics. Novosibirsk, 129-132. (In Russ.)
- Popov A.Yu., Vakulenko L.G., Zanin Y.N. (2008). Lithologic and facies characterization of the Yanovstan Formation from the core material of well No. 2099 Khal'merpayutinskaya (northeast of West Siberia). *Geologiya, Geofizika i Razrabotka Neftnykh i Gazovykh Mestorozhdenii*, (6), 27-34. (In Russ.)
- Proposals for modification and refinement of the correlation stratigraphic scheme of Mesozoic and Cenozoic sediments of Western Siberia. (1965) Tyumen, ZapSibNIGNI. Vyp. 1, 5-26. (In Russ.)
- Recommendations to the methods of building geological models when calculating hydrocarbon reserves. (2015) Moscow, FBU GKZ. URL: https://www.gkz-rf.ru/metod_postr_geol_020215 (date of reference: 15.02.2023). (In Russ.)
- Rodchenko A.P. (2015) Geochemistry of organic matter of Upper Jurassic rocks of the Payakhskaya and Ozernaya areas (Yenisei-Khatanga regional trough). *Chemistry of oil and gas*. Proceedings of the IX International Conference. Tomsk, IOA SB RAS Publ., 8186. (In Russ.)
- Rodchenko A.P. (2016) Geochemistry of organic matter of Upper Jurassic sediments of northeastern West Siberia and genesis of Cretaceous oils of the region. *Geologiya Nefti i Gaza*, (6), 107-118. (In Russ.)
- Rodchenko A.P. (2017) Geochemistry of weakly formed organic matter of Upper Jurassic deposits in the western part of the Yenisei-Khatanga regional trough. *Interaction of Rosnedra, Russian Ministry of Science and RAS institutions during regional geological studies of the Russian Federation territory and its continental shelf*. Proceedings of the V International Conference of young scientists and specialists in memory of Academician A.P. Karpinsky (February 28 – March 3, 2017, VSEGEI, St. Petersburg). St.Petersburg, VSEGEI, 397-402. (In Russ.)
- Rogov M.A. (2016) New zonal and infrazonal scales for the Kimmeridgian stage of Western Siberia based on cardioceratids (ammonites). *Stratigr. Geol. Korrel.*, **24**(5), 67-90. (In Russ.)
- Shemin G.G., Beizel' A.L., Nekhaev A.Yu. (2012) High-resolution correlation of Jurassic oil and gas deposits in the northern regions of Western Siberia. *Gornye Vedomosti*, (11), 60-83.
- Shemin G.G., Pervukhina N.V., Vakhromeev A.G., Deev E.V., Glazyrin P.A., Smirnov M.Yu., Sapyanik V.V., Moskvina V.I. (2020) Models of the structure and conditions for the formation of regional reservoirs of the Middle-Upper Jurassic deposits of the Yenisei-Khatanga and the eastern part of the Gydan oil and gas regions of the Siberian sector of the Arctic. *Geologiya Nefti i Gaza*, (6), 53-76.
- Shemin G.G., Vernikovskii V.A., Deev E.V., Glazyrin P.A., Sap'yanik V.V., Vakhromeev A.G., Pervukhina N.V.,

- Smirnov M.Yu. (2023) Detailed correlation and refined facies zoning of the Callovian-Upper Jurassic oil and gas deposits of the Siberian sector of the Arctic. *Geologiya Nefti i Gaza*, (1), 27-51.
- Stafeev A.N., Stupakova A.V., Suslova A.A., Gilaev R.M. (2017). Sedimentation environments and paleogeographic zonation of the Bazhenov horizon (Titan-Lower Berriasian) of West Siberia. *Georesursy*, spec. iss. Pt. 1, 134-143. (In Russ.)
- Stolbova N.F., Isaeva E.R. (2014) Lithological and geochemical features of deposits of the Yanovstan Formation of the Vankor area. *Fundamental'nye Issledovaniya*, (11), 826-831. (In Russ.)
- Ukhlova G.D., Varlamov S.N. (2007). Seismostratigraphic approach to correlation of Upper Jurassic sedimentation complexes in the north-east of the West Siberian Plate. *Jurassic system of Russia: problems of stratigraphy and paleogeography*. Second All-Russian Meeting: scientific materials. Yaroslavl, YaSPU, 240-242. (In Russ.)
- Vyachkileva N.P., Klimova I.G., Turbina A.S., Braduchan Yu.V., Zakharov V.A., Meledina S.V., Aleinikov A.N. (1990) Atlas of mollusks and foraminifers of marine deposits of the Upper Jurassic and Neocomian of the West Siberian oil and gas region. T. I. Stratigraphic essay. Shellfish. Moscow, Nedra Publ., 286 p.
- Zyza E.A., Khasanov T.I. (2015) Identification of analogues of the Bazhenov Formation in the northeastern regions of Western Siberia. *Neft' i Gaz*, (2), 6-12. (In Russ.)

УДК 551.733.31(470.1)

DOI: 10.24930/1681-9004-2024-24-1-81-97

Стратотипический разрез войвывского горизонта венлока (западный склон Приполярного Урала)

Т. М. Безносова, В. А. Матвеев

Институт геологии им. академика Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167000, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54,
e-mail: beznosova@geo.komisc.ru

Поступила в редакцию 19.04.2023 г., принята к печати 03.08.2023 г.

Объект исследования. В статье приведены результаты изучения карбонатно-терригенного разреза венлока в бассейне р. Щугор мощностью 197.8 м, который предложен в качестве стратотипа регионального горизонта. **Материалы и методы.** Основой для исследований послужили многочисленные коллекции образцов из отложений нижнего силура, собранных авторами в разные годы во время полевых работ на западном склоне Приполярного Урала, поднятиях Чернова и Чернышева, и полученные биостратиграфические, палеонтологические, литологические и С-изотопные данные. **Результаты.** Полученные данные позволили пересмотреть некоторые сложившиеся представления о строении разреза нижнего силура и положения уровня границы между лландовери и венлоком на Приполярном Урале и выделить новое региональное подразделение с названием “войвывский”. Прослеженные условия формирования мелководных карбонатных отложений войвывского горизонта, последовательная смена зональных таксонов морской фауны в стратотипическом разрезе указывают на сходство с одновозрастными толщами на поднятиях Чернова, Чернышева и острова Долгий. **Выводы.** Результаты изучения венлокских отложений на территории Тимано-Североуральского региона показали, что разрез в бассейне р. Щугор (обнажении 10ц) по степени обнаженности, установленной стратиграфической полноте и сохранности остатков макро- и микрофауны может считаться наиболее информативным на территории Североуральского региона.

Ключевые слова: нижний силур, венлок, войвывский горизонт, Приполярный Урал, поднятие Чернова, гряда Чернышева

Источник финансирования

Исследования проведены в соответствии с темой № 122040600008-5 государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН

Stratotypic section of the Wenlockian Voyvyv horizon (Western slope of the Subpolar Urals)

Tat'yana M. Beznosova, Vladimir A. Matveev

N.P. Yushkin Institute of Geology, FRC Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167000, Russia,
e-mail: beznosova@geo.komisc.ru

Received 19.04.2023, accepted 03.08.2023

Research subject. The paper presents the results of a study into the carbonate-terrigenous section of 197.8 m-thick Wenlockian section in the Shchugor River basin, which is proposed as the stratotype of the regional horizon. **Materials and methods.** The study was based on numerous samples from Lower Silurian deposits collected by the authors in different years during fieldwork on the Western slope of the Circumpolar Urals and the Chernov and Chernyshev uplifts, as well as the biostratigraphic, paleontological, lithological, and C-isotopic data obtained during these works. **Results.** The obtained data allowed revising some of the established ideas about the structure of the Lower Silurian section and the position of the boundary level between the Llandoveryan and Wenlockian in the Subpolar Urals and to identify a new regional subdivision with the name “Voyvyv”. The traced formation conditions of shallow carbonate sediments of the Voyvyv horizon and the consistent change of zonal taxa of marine fauna in the stratotype section indicate similarity with coeval strata on the Chernov and Chernyshev uplifts and Dolgy Island. **Conclusions.** The results of the study of Wenlockian Voyvyv deposits in the Timan-North Urals region showed that the section in the Shchugor River basin in outcrop 10c can be considered

Для цитирования: Безносова Т.М., Матвеев В.А. (2024) Стратотипический разрез войвывского горизонта венлока (западный склон Приполярного Урала). *Литосфера*, 24(1), 81-97. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-81-97>

For citation: Beznosova T.M., Matveev V.A. (2024) Stratotypic section of the Wenlockian Voyvyv horizon (Western slope of the Subpolar Urals). *Lithosphere (Russia)*, 24(1), 81-97. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-81-97>

the most informative in the Northern Urals region in terms of exposure degree, established stratigraphic completeness, and preservation of macro- and microfauna.

Keywords: *Lower Silurian, Wenlock, Voyvyv horizon, Subpolar Urals, Chernov Uplift, Chernyshev Ridge*

Funding information

The work was conducted within the framework of the projects No. 122040600008-5 of the Institute of Geology, Federal Research Centre Komi Scientific Centre UB, RAS

Acknowledgements

The authors are grateful to I.V. Smoleva, an engineer of the “Geoscience” laboratory of the Institute of Geology, Komi Science Center, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences for determining the carbon isotopic composition in carbonate rocks. We also express sincere thanks to two anonymous reviewers for constructive comments that helped us to improve this article.

ВВЕДЕНИЕ

Существующие противоречия в датировке возраста и стратиграфического положения толщ, слагающих региональные горизонты нижнего силура на огромной территории Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции, показали необходимость их дополнительного изучения. Отложения нижнего силура вскрываются в естественных выходах на западном склоне Приполярного Урала, поднятиях Чернова, Чернышева и в разрезах скважин Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Исторически сложилось так, что на протяжении длительного времени наибольшее внимание уделялось изучению силурийских отложений на Приполярном Урале в бассейне р. Кожым. С опорой на результаты многолетних исследований А.А. Чернова, К.П. Львова, Д.В. Наливкина, М.Е. Раабен, К.Г. Войновского-Кригера, В.В. Маркина, А.И. Першиной, а позднее многих других палеонтологов, литологов и стратиграфов было уточнено биостратиграфическое расчленение кожымского разреза и подтверждено его значение для корреляции силурийских толщ. По результатам Всесоюзного полевого семинара на Приполярном Урале было решено рассматривать этот разрез в качестве опорного для всей территории Европейского Северо-Востока (Черных, Безносова, 1989). История изучения силурийских отложений в западноуральских разрезах и их стратиграфического расчленения подробно изложена в монографиях (Опорные разрезы..., 1983, 1987; Безносова, 1994, 2008; Мельников, 1999).

В стратиграфической схеме Урала, в которой впервые была предложена шкала субрегиональных горизонтов для вновь выделенных подразделений нижнего силура, были определены типовые разре-

зы, расположенные на Приполярном Урале в бассейне р. Кожым, и приведены их описания (Опорные разрезы..., 1987; Объяснительная записка..., 1994). Согласно схеме, принятой на IV Уральском межведомственном стратиграфическом совещании (Объяснительная записка..., 1994), к венлоку отнесены маршрутнинский и устьдурнаюский горизонты с одноименными свитами и типовым разрезом в бассейне р. Кожым (обнажение 217, рис. 1). Граница лландовери и венлока была принята в основании маршрутнинского горизонта. По разным группам фауны эта граница не совпадала и осталась предметом дискуссий (Объяснительная записка..., 1994, Мельников, 1999; Abushik, 2000; Antoshkina, 2000; Beznosova, 2000; Melnikov, Zhemchugova, 2000; Безносова, Мянник, 2005).

Определение возраста отложений нижнего силура и уровень границы лландовери – венлок традиционно основывались преимущественно на распространении табулят и строматопороидей. Это было обусловлено обилием остатков этих организмов, а также недостаточной изученностью другой фауны раннего силура. При этом не принималось во внимание, что отложения маршрутнинского и нижней части устьдурнаюского горизонтов, относимых к венлоку, включают конодонты рода *Apsidognathus* Walliser, которые датируют их лландоверийский возраст. Ошибочность отнесения к венлоку этого интервала разреза с конодонтами *Apsidognathus*, подкрепленная хеомстратиграфическими исследованиями, была впервые отмечена П. Мянником (Männik, Martma, 2000) и послужила началом пересмотра устоявшихся представлений о возрасте толщ, слагающих устьдурнаюский горизонт. При достижениях по детализации стратиграфического расчленения нижнего силура в при-

нятой уральской стратиграфической схеме оставались вопросы, которые требовали продолжения исследований для решения ряда современных проблем корреляции с прилегающими территориями.

Проблема определения возраста отложений маршрутнинского и устьдурнаюского горизонтов решалась преимущественно путем сопоставления последовательности конодонтов и другой фауны, установленной в западноуральских разрезах силура, с хорошо изученными разрезами нижнего силура Эстонии и Северной Земли (Мельников, 1999; Безносова, Мянник, 2005; Безносова, 2008). В результате вновь проведенного изучения состава фаунистических ассоциаций в типовом разрезе устьдурнаюского горизонта мощностью 54 м (обнажение 217) были получены доказательства возрастного различия нижней пачки мощностью 22 м и верхней пачки этого горизонта мощностью 32 м. Совместные находки лландоверийских конодонтов *Apsidognathus* и брахиопод *Fardenia flabellata* Безносова в нижней пачке устьдурнаюского горизонта, несомненно, повысили биостратиграфическое значение вида *F. flabellata*. Конодонтовая фауна теличия – *Apsidognathus tuberculatus* Walliser, *Ozarcodina waugoolaensis* Bischoff, *Ctenognathodus* sp., *Pterospathodus* sp. – в уральских разрезах появляется в низах маршрутнинского горизонта, а уровень исчезновения рода *Apsidognathus*, или датум 2 события Иревикен (граница лландовери и венлока), приходится на среднюю часть устьдурнаюского горизонта (Безносова, Мянник, 2005). Следовательно, весь маршрутнинский горизонт и нижняя пачка устьдурнаюского горизонта или нижняя подсвита устьдурнаюской свиты (Мельников, 1999) имеют лландоверийский, а не венлокский возраст.

Верхняя пачка устьдурнаюского горизонта в типовом разрезе, возраст которой датируют конодонты *Ozarcodina kozhimica* Melnikov, брахиоподы рода *Spirinella* и остракоды *Eukloedenella grandifabae* Abushik, *Herrmannina insignis* Abushik, относится к венлоку (Модзалевская, Безносова, 1992; Abushik, 2000; Безносова, 2000; Melnikov, Zhemchugova, 2000; Безносова, Мянник, 2005). Небольшая мощность верхней пачки в обнажении 217, венчающей разрез нижнего силура, свидетельствует о стратиграфической неполноте отложений венлока в этом обнажении (Опорные разрезы..., 1987).

Установленную необоснованность отнесения маршрутнинского горизонта и нижней пачки устьдурнаюского горизонта к венлоку подтвердили и седиментологические исследования, которые показали, что этапы развития Тимано-Североуральского палеобассейна в раннем силуре совпадают с этапами развития Североземельского и Балтийского бассейнов. Известно, что глобальное обмеление в конце лландовери привело к исчезновению биоты, в том числе платформенных конодонтов ро-

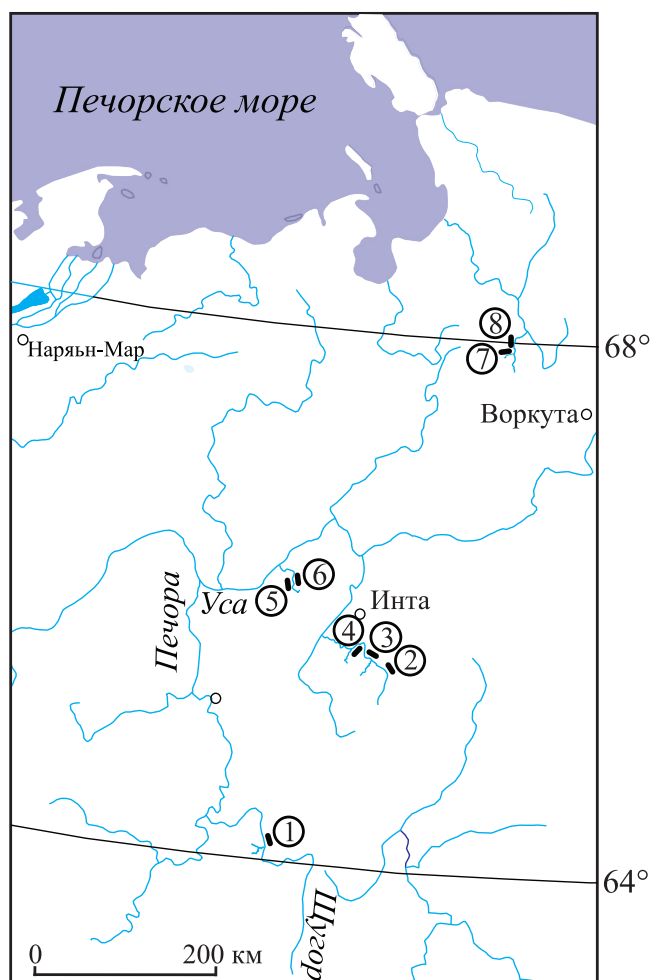


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов нижнего силура, упоминаемых в статье.

1 – обнажение 10ц, р. Щугор; 2 – обнажение 73; 3 – обнажение 212; 4 – обнажение 217, р. Кожым; 5 – обнажение 64; 6 – обнажение 65, р. Шарью; 7 – обнажение-1, руч. Безыманный; 8 – обнажение-2, р. Падимейтывис.

Fig. 1. Scheme of location of the studied Lower Silurian sections, referred to in the article.

1 – outcrop 10c, the Shchugor River; 2 – outcrop 73; 3 – outcrop 212; 4 – outcrop 217, the Kozhym River; 5 – outcrop 64; 6 – outcrop 65, the Sharyu River; 7 – outcrop-1, the Bezymannyj Brook; 8 – outcrop-2, the Padimejtyvis River.

да *Apsidognathus*. Понижение уровня моря на рубеже лландовери и венлока в разрезе Эстонии совпадает с таким же событием, зафиксированным в средней части разреза устьдурнаюского горизонта (устьдурнаюской свиты) и самойловичской свиты на Северной Земле (Мянник, 1999; Безносова, Мянник, 2005).

Анализ биостратиграфических, событийных и хемотратиграфических данных и корреляция нижнесилурийских отложений западноуральских

ОСШ (Постановление..., 2013)				Горизонты (Безносова и др., 2020)	Брахиоподовые зоны (Безносова, 2008)	Остракодовые зоны и слои р. Кожым, р. Щугор (Abushik, 2000)	Слои с конодонтами и экозоны (Мельников, 1999)
Система	Подсистема	Отдел	Ярус				
Силурийская	Верхняя	Лудловский	Горстийский	Падимейтивисский	Greenfieldia uberis	<i>Schrenckia</i> sp.	<i>Ozarkodina</i> <i>Ctenognathodus</i> <i>Oulodus</i>
			Гомерский	Войвывский ?	Spirinella nordensis	<i>Herrmannina</i> - <i>insignis</i> <i>Eukloedenella</i> <i>grandifabae</i> , <i>G. aff. praetiosa</i>	<i>Oz. confluens</i> <i>Oz. kozhimica</i>
	Нижняя	Венлокский	Шейнвудский				
			Теличский	Маршрутнинский	Fardenia flabellata	<i>Daleiella</i> aff. <i>mukshensis</i> <i>Microcheilinalla</i> <i>convexa</i> <i>M. variolaris</i> <i>G. aff. jejuma</i>	<i>Oz. kozhimica</i> <i>Apsidognathus</i> sp. <i>Oz. waugoolaensis</i>

Рис. 2. Схема расчленения венлокских и пограничных с ними отложений.

Fig. 2. Scheme of the dissection of the Wenlockian and boundary sediments.

разрезов с разрезами Северной Земли показали, что в этих разрезах отсутствуют признаки ранневенлокского позитивного отклонения (Männik, Martma, 2000; Безносова, Мянник, 2005). Это совпадает с биостратиграфическими заключениями об отсутствии отложений нижнего венлока в разрезе Северной Земли (Мянник, 1999). Новые данные по биостратиграфии конодонтов, брахиопод и остракод существенно изменили представление о возрасте региональных горизонтов нижнего силура. В результате возникла необходимость корректировки региональной стратиграфической схемы нижнего силура, выбора и описания стратотипического разреза войвывского горизонта венлока.

Полученные результаты позволили включить в состав маршрутнинского горизонта лландовери нижнюю пачку устьдурнаюского горизонта с остатками лландоверийской фауны. Отложения верхней пачки этого горизонта, заключающие комплекс органических остатков, датирующих ее венлокский возраст, дали возможность выделить в новое самостоятельное подразделение в ранге регионального горизонта с названием “войвывский”. Название войвывскому горизонту дано по возвышенности Войвыв Парма на западном склоне Приполярного Урала. “Войвыв” в переводе с коми – “север”. Согласно положению Стратиграфическо-

го кодекса России (2006, 2019)¹, предложено отказаться от сохранения названия “устьдурнаюский” для горизонта (Безносова, Мянник, 2005; Безносова, Лукин, 2009).

В качестве стратотипа войвывского горизонта выбран разрез в бассейне р. Щугор (обнажение 10ц) на Приполярном Урале (см. рис. 1). При выборе стратотипического разреза учитывались его полнота, контакты с подстилающими отложениями лландовери и перекрывающей толщей лудлова, удовлетворительная сохранность фаунистических остатков, позволяющая палеонтологически обосновать поздневенлокский возраст отложений войвывского горизонта, а также его нижний и верхний рубежи.

Перерыв в осадконакоплении на рубеже лландовери и венлока, установленный в разрезах западного склона Приполярного Урала, поднятиях Чернова и Чернышева, позволяет с долей условности принять возраст войвывского горизонта как гомерский в современной номенклатуре (рис. 2). Данные по биостратиграфии силура, основанные на иссле-

¹ Изменение стратиграфического объема подразделения более чем на 1/3 влечет за собой отказ от сохранения названия такого подразделения, выбор нового подразделения и нового наименования.

дованиях, были обобщены в нескольких статьях (Безносова, Мянник, 2005; Безносова, Лукин, 2009; Безносова и др., 2014, 2020; Безносова, 2019; Безносова, Матвеев, 2022).

Основная цель исследований – уточнение стратиграфического объема региональных горизонтов нижнего силура и описание стратотипического разреза войвывского горизонта венлока. Материалами для исследований послужили многочисленные коллекции образцов пород и фаунистических остатков, собранных авторами во время изучения разрезов нижнего силура в разные годы во время полевых работ на западном склоне Приполярного Урала, поднятиях Чернова и Чернышева. Также учтены палеонтологические, литологические и биостратиграфические данные, приведенные в ранее опубликованных работах. В основу расчленения нижнесилурийских отложений в обнажении 10ц на р. Щугор положена уточненная стратиграфическая схема силура Североуральского региона (Безносова и др., 2020).

Определения остракод выполнены А.Ф. Абушиком и Л.А. Шамсутдиновой, строматопороидей – О.М. Богоявленской, табулят – Н.А. Боринцевой и В.Ю. Лукиным, брахиопод – Т.М. Безносовой, конодонтов – С.В. Мельниковым, П. Мянником, Л.В. Соколовой.

Шлифы и пришлифовки изготовлены в шлифовальной мастерской ЦКП “Геонаука” Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар). Изучение шлифов проводилось под микроскопом ПОЛАМ-215 с цифровой камерой MC-20.

Материалом для анализа на изотопный состав углерода и кислорода послужили порошкообразные образцы (до 1 мг), полученные из литологических образцов с помощью алмазного сверла диаметром 3.5 мм. Изотопный состав углерода и кислорода определен в шести образцах карбонатных пород. Изотопный состав в карбонатных породах определен в ЦКП “Геонаука” Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН на масс-спектрометре DELTA V Advantage (аналитик И.В. Смолева). Значения изотопных коэффициентов определялись в промилле (‰) по стандартам PDB NBS18 (calcite) и NBS19 (TS-limestone) для углерода и SMOW для кислорода. Погрешность определения обоих коэффициентов не превышала $\pm 0.1\%$.

Коллекции образцов пород, брахиопод и конодонтов хранятся в Геологическом музее ИГ им. А.А. Чернова.

ОПИСАНИЕ СТРАТОТИПА ВОЙВЫВСКОГО ГОРИЗОНТА

Стратотипический разрез войвывского горизонта находится на Приполярном Урале, в бассейне р. Щугор (обнажение 10ц). Выходы отложений нижнего силура вскрываются на правом невы-

соком береговом склоне реки в 500 м ниже устья левого притока р. Гердью (см. рис. 1, 3). Контакт маршрутинского горизонта лландовери и войвывского горизонта венлока установлен в кровле толщи известняков с трещинами усыхания, эрозийными поверхностями размывов, с маломощными прослоями известняковых песчаников мелко-, среднезернистых грубозернистых с гравийной и органогенно-обломочной примесью (рис. 4, рис. 5а, б, г), известняков со строматолитами, известняковых гравелитов и пропластков глинистого материала, содержащего мелкие галечки, слабоокатанные обломочные породы, а также биокластовые и лито- и биокластовые известняки, свидетельствующие о регрессии и переотложении.

Этот разрез мощностью 197.8 м по условиям осадконакопления и распространению органических остатков подразделен на три толщи (см. рис. 4), отвечающие трем фазам развития морского бассейна в венлоке. Описание разреза приводится стратиграфически снизу вверх от контакта отложений маршрутинского и войвывского горизонтов.

Толща I (слои 1–15).

1. Известняки серые скрыто-, тонкокристаллические, массивного сложения, с волнисто-полосчатой текстурой, прослоями строматопороидей в основании слоя и его кровле. В средней части слоя известняки биокластовые. Мощность 2.7 м.

2. Известняки серые плитчатые, с пропластками глин в основании слоя (0.9 м), в средней части известняки массивные, с обилием колоний строматопороидей и хаотично расположенными разрозненными створками раковин брахиопод *Atrypa ex gr. reticularis* Linnaeus, *Fardenia flabellata* Beznoсова, их фрагментами и скоплениями мелких раковин остракод *Herrmannina* aff. *nana* Abushik, *Eukloedenella* sp. Мощность 4.1 м.

3. Доломиты желтовато-серые глинистые, тонкоплитчатые. Мощность 0.9 м.

4. Известняки серые тонкокристаллические, с пропластками глинистого материала, обилием детрита криноидей, обломками раковин брахиопод и мелких остракод. Мощность 2.6 м.

5. Известняки желтовато-серые афанитовые, тонкоплитчатые, с прослоем доломита глинистого. Мощность 1.5 м.

6. Известняки серые тонкокристаллические, с пропластками коричневатых глин, заключающих детрит и мелкие обломки известняка в основании слоя (мощностью 1.2 м). Выше известняки доломитизированные, с пятнистым распределением глинистого материала, колониями строматопороидей, табулят, скоплениями мелких раковин брахиопод, остракод *Herrmannina insignis* Abushik, *Herrmannina* aff. *nana* Abushik, *Leperditia* sp. (3.6 м). В кровле известняки (0.85 м) с линзами глинистого материала, в котором наблюдается детрит и обломки известняка, как и в основании слоя. Мощность 5.7 м.



Рис. 3. Разрез нижнего силура, обнажение 10ц, р. Щугор, Приполярный Урал (фото В.А. Салдина).

Fig. 3. Section of the Lower Silurian, outcrop 10c, the Shchugor River, Subpolar Urals (photo by V.A. Saldin).

7. Известняки серые тонкокристаллические, с линзовидными прослоями табулят и строматопороидей (0.7 м), темно-серым прослоем доломитов (0.4 м). Выше известняки тонкокристаллические, с пропластками глин желтовато-бурого цвета, прослоями известняков строматопоратовых и реже с колониями табулят (1.4 м). В верхней части слоя известняк с пятнистым распределением бурого глинистого материала. Мощность 3.1 м.

8. Слой частично разрушен. Известняки серые афанитовые, неравномерно полосчатые перекрываются известняками желто-серыми микрозернистыми, тонкоплитчатыми, глинистыми, с остракодами *Herrmannina* aff. *nana* Abushik. Мощность 3.3 м.

9. Известняки серые тонкокристаллические, с линзами коричневого глинисто-доломитового материала. В верхней части слоя наблюдаются участки окремнения и скопления мелких раковин остракод *Lepertidia* sp. Мощность 3.5 м.

10. Известняки серые тонкокристаллические, тонкоплитчатые, с пропластками коричневатых глин от 0.5 до 2.0 см, мощность которых вверх по разрезу увеличивается до 10 см. Органические остатки крайне редки, в средней части слоя наблюдаются мелкие единичные раковины остракод. Мощность 4.5 м.

11. Известняки серые тонкокристаллического массивного сложения, с колониями строматопороидей переслаиваются с известняками серыми афанитовыми, тонкоплитчатыми, детритовыми. В подошве известняки массивные, как и в кровле слоя, включают крупные, до 0.9 м в диаметре, колонии строматопороидей. В средней части слоя выделяется прослой желто-серого глинистого материала, известняки тонкослоистые с остракодами и ходами илоедов (0.8 м). Мощность 2.7 м.

12. Известняки серые тонкокристаллические, массивного сложения, со строматопороидеями и табулятами, переслаиваются с известняками тонкокристаллическими, с пропластками коричневатых глин. Мощность 3.4 м.

13. Слой частично разрушен. Известняки серые афанитовые, с пятнистой текстурой, с прослоями коричневатого глинистого материала мощностью до 2 см включают остракоды *Gibberella praetiosa* Abushik. На бугристой поверхности напластования этих известняков следы ползания. Мощность 2.8 м.

14. Известняки серые тонкокристаллические, массивные, с немногочисленными мелкими колониями строматопороидей, табулят и фрагментами крупных створок раковин остракод. Мощность 5.5 м.

15. Известняки темно-серые афанитовые, плитчатые, с пропластками коричневатых глин, прожилками и скоплениями кальцита, мелкими раковинами остракод. В кровле слоя выделяется про-

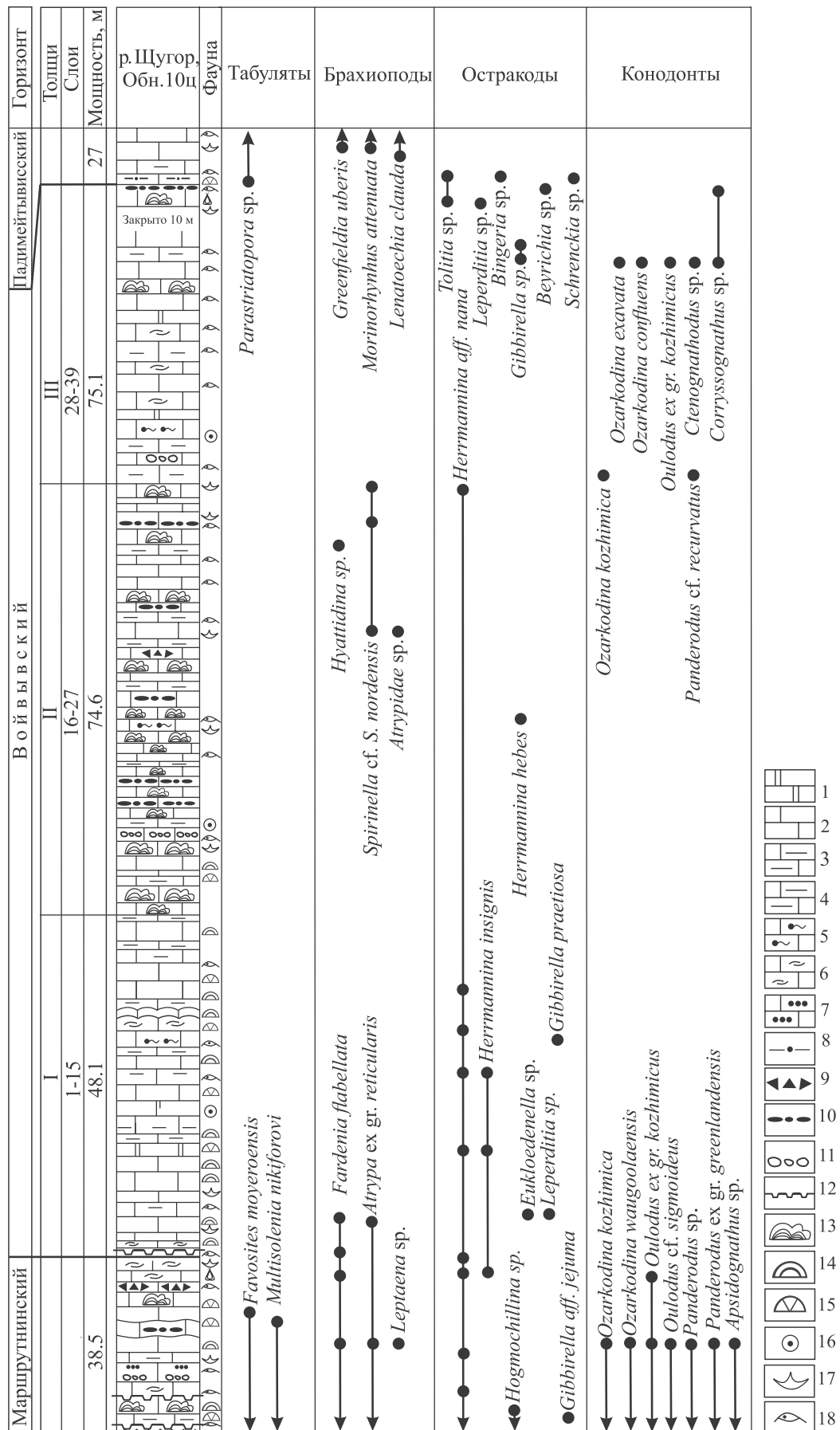


Рис. 4. Литолого-стратиграфическая колонка и распределение основных групп фауны в обнажении 10ц, р. Щугор.

1 – доломиты; 2 – известняки: 3 – доломитизированные, 4 – глинистые, 5 – с ходами илоедов, 6 – биокластовые; 7 – известняковые песчаники; 8 – аргиллиты; 9 – брекчии; 10 – плоскогалечный конгломерат; 11 – гравелиты; 12 – эрозионная поверхность; 13 – строматолиты; 14 – строматопороидеи; 15 – табуляты; 16 – криноидеи; 17 – брахиоподы; 18 – остракоды. Серым цветом в разрезе выделен интервал с лландоверийско-венлокским комплексом фауны.

Fig. 4. Lithologic-stratigraphic column and distribution of the main faunal groups in the outcrop 10c, the Shchugor River.

1 – dolomites; 2 – limestones: 3 – dolomitic, 4 – clayey, 5 – bioturbation, 6 – bioclastic; 7 – calcareous sandstones; 8 – shales; 9 – breccias; 10 – flat pebble conglomerates; 11 – gravelstone; 12 – erosional surface; 13 – stromatolites; 14 – stromatoporoids; 15 – tabulates; 16 – crinoids; 17 – brachiopods; 18 – ostracods. The interval with the Llandoveryan-Wenlockian faunal complex is highlighted in gray in the section.

слой известняка с небольшими колониями строматопороидей. Мощность 1.8 м.

Общая мощность толщи I – 48.1 м.

Толща II (слои 16–26).

16. Известняки темно-серые тонкокристаллические. В нижней части слоя известняки плитчатые, с куполовидными строматолитами до 40 см в диаметре и высотой до 18 см. Выше залегают известняки строматопоратовые массивного сложения, в которых ближе к кровле слоя наблюдаются небольшие колонии табулят. Мощность 6.0 м.

17. Известняки темно-серые тонкокристаллические, массивного сложения, строматопоратовые. Отдельные прослои заключают небольшие колонии табулят. Мощность 8.3 м.

18. Известняки серые глинистые, тонко-, мелкозернистые, микролинзовидно-слоистые, с органично-обломочным материалом шламовой размерности (см. рис. 5г, д). В основании слоя – прослои известняков с линзовидными скоплениями раковин остракод. Выше – известняки с гравелитами, в которых узнаются фрагменты крупных створок остракод, мелких раковин брахиопод и детрит криноидей. Мощность 7.3 м.

19. Известняки коричневатые тонкокристаллические, в основании слоя наблюдаются строматолиты с каравеевидными и шаровидными постройками (до 20 см в диаметре), которые перекрываются известняками тонкоплитчатыми, с тонкими углефицированными прослойками и небольшими колониями строматопороидей. Мощность 4.8 м.

20. Известняки афанитовые тонкоплитчатые, в нижней части слоя – прослой известняков с крупными строматолитовыми постройками куполовидной формы, до 50 см в диаметре, которые перекрываются известняками с плоскогалечниковым конгломератом, известняками тонкоплитчатыми с ходами илоедов на поверхности плиток. Органические остатки редки и представлены в кровле слоя скоплениями остракод *Herrmannina* aff. *hebes* Abushik. Мощность 8.4 м.

21. Известняки серые тонкокристаллические, тонкоплитчатые. В основании слоя наблюдаются

прослои известняков с куполовидными строматолитовыми постройками до 30 см в диаметре и 10–12 см высотой. В верхней части слоя – известняки тонкоплитчатые с пропластками красно-бурых и желтоватых глин (до 6 см). Мощность 3.3 м.

22. Известняки темно-серые афанитовые, тонкоплитчатые, с пропластками коричневых глин. В основании слоя – прослой известняков (до 0.9 м) со строматолитовыми постройками куполовидной формы, до 80 см в диаметре. Выше – известняки с мелкими остракодами. В кровле слоя – известняки афанитовые, массивные, в которых узнаются мелкообломочные брекчированные породы, скопления мелких раковин брахиопод *Spirinella* cf. *S. nordensis* (Ljashenko) и остракод. Мощность 8.2 м.

23. Известняки темно-серые афанитовые, в основании слоя тонкополосчатые расслаивающиеся на плитки (0.3 м), перекрываются известняками массивными, тонкокристаллическими, с участками слаболитифицированных органично-обломочных известняков гравийной размерности (рис. 5е). В отдельных прослоях наблюдаются разрозненные створки тонкостенных мелких раковин брахиопод и остракод (1.3 м). Выше известняки тонкоплитчатые афанитовые заключают прослой известняков более массивных, с куполовидными строматолитовыми постройками в диаметре до 60 см, с бугристыми поверхностями наложения, которые перекрываются мелкообломочными и плоскогалечниковыми породами. Мощность 9.1 м.

24. Известняки темно-серые мелкокристаллические, массивного сложения, с маломощными линзовидными прослоями мелкообломочной и плоскогалечниковой породы переслаиваются известняками плитчатыми со скоплениями мелких остракод. Мощность 8.4 м.

25. Известняки серые тонкокристаллические и афанитовые, с пропластками бурых глин. В кровле слоя известняки со скоплениями перекристаллизованного детрита. Мощность 4.8 м.

26. Известняки темно-серые тонкокристаллические, тонкоплитчатые, с прослоями глинистого материала в основании слоя. Выше залегают из-

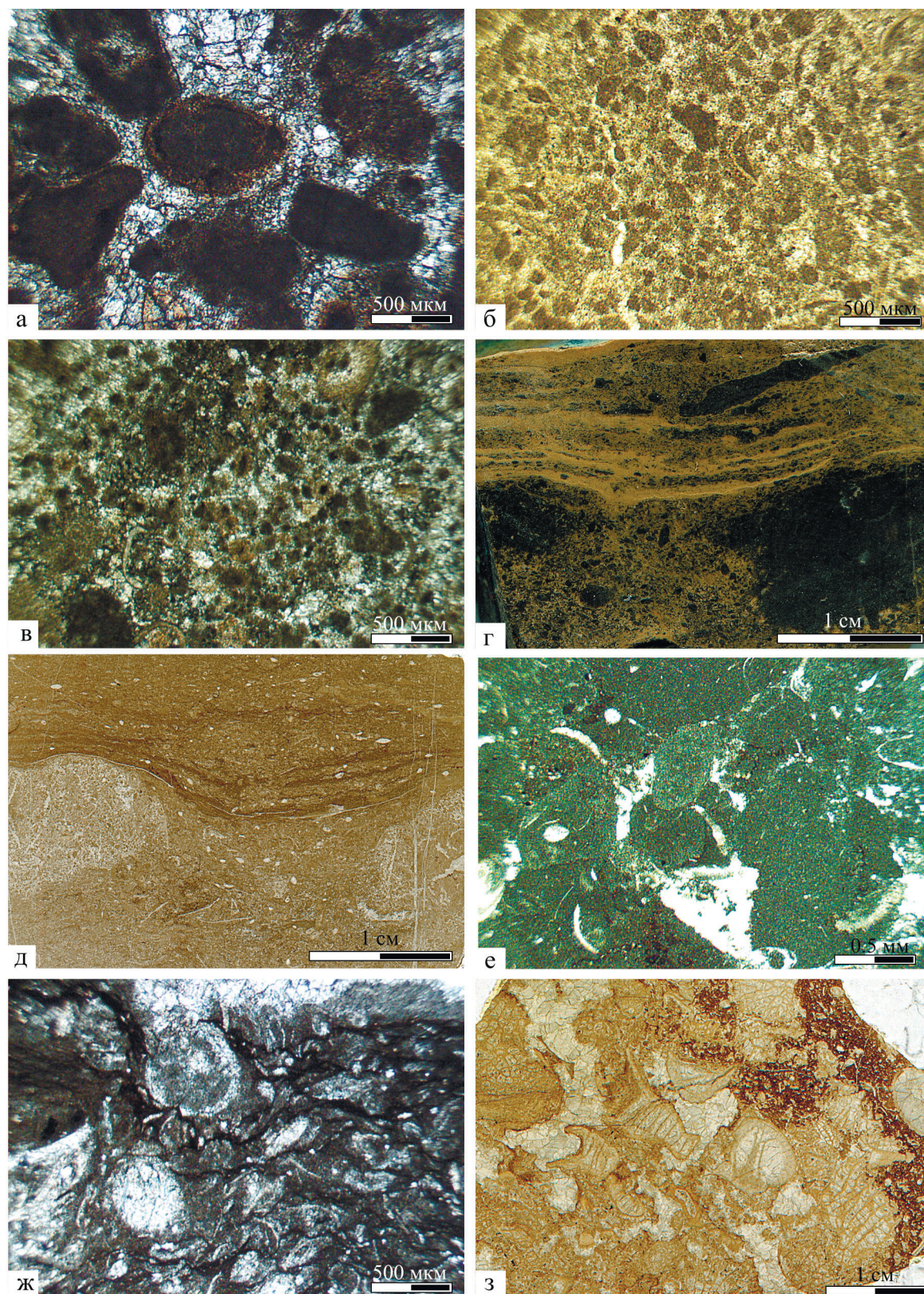


Рис. 5. Основные литологические типы в обнажении 10ц, р. Щугор.

а – известняковый песчаник грубозернистый, с гравийной примесью и единичными зернами оолитов (шлиф tr-129);
 б – известняковый песчаник мелко-, среднезернистый, с микритовым цементом и органогенно-обломочной примесью (шлиф tr-138); в – известняковый песчаник мелкозернистый, с гравийной примесью, зернами оолитов и органогенно-

обломочным материалом (шлиф mr-141); г – известняк тонкозернистый, обломочный, с тонким глинистым материалом; д – известняк глинистый, тонко-, мелкозернистый, микролинзовидно-слоистый, с органогенно-обломочным материалом шламовой размерности (шлиф vj-165); е – известняковый гравелит с органогенно-обломочным материалом (шлиф vj-170); ж – известняк биокластовый остракодовый (шлиф pt-186); з – известняк биокластовый с фрагментами колоний табулят и целыми створками остракод (шлиф pt-203).

Fig. 5. Main lithological types of rocks in the outcrop 10c, the Schugor River.

a – coarse-grained calcareous sandstone with gravel admixture and single grains of oolites (thin section mr-129); б – fine- and medium-grained calcareous sandstone with micritic cement and bioclastic admixture (thin section mr-138); в – fine-grained calcareous sandstone with gravel admixture, grains of oolites and bioclastic material (thin sections mr-141); г – fine-grained clastic limestone with thin clayey material; д – fine-grained argillaceous limestone with bioclastic material of slurry dimension (thin sections vj-165); е – calcareous gravelite with bioclastic material (thin sections vj-170); ж – bioclastic limestone with whole ostracod shells (thin sections pt-186); з – bioclastic limestone with fragments of tabulate colonies and whole ostracod shells (thin section pt-203).

известняки толстоплитчатые, заключающие крупные лепешко- и караваевидные строматолитовые постройки до 30 см в диаметре и высотой до 15 см и небольшие скопления остракод. Поверхности напластования бугристые (6.0 м). В кровле слоя – известняки с пропластками глинистого материала, заключающие обломки породы и скопления остракод *Herrmannina* aff *nana* Abushik, мелких раковин брахиопод *Spirinella* cf. *S. nordensis* (Ljashenko), *Hyatttidina* sp. В этом слое определены конодонты *Ozarkodina kozhimica* Melnikov, *Panderodus* cf. *recurvatus* (Rhodes). Мощность 6.0 м.

Мощность толщи II – 74.6 м.

Толща III (слои 27–38).

27. Известняки темно-серые тонкокристаллические, с пятнистой текстурой. В слое выделяются прослои с коричневым глинистым материалом, известняков с обломочным материалом в виде обломков гравелитов. В верхней части слоя – известняки с линзовидными скоплениями мелких раковин брахиопод *Glassina* (?) sp. и остракод *Herrmannina* sp. Мощность 8.0 м.

28. Известняки серые тонкокристаллические, тонкоплитчатые, с мелкими остракодами, брахиоподами и обилием детрита криноидей. Мощность 3.8 м.

29. Известняки серые тонкокристаллические, пятнисто-полосчатые, с многочисленными фрагментами створок остракод. Мощность 3.5 м.

30. Известняки серые афанитовые, с прослоями известняков с гравелитами, детритом остракод и брахиопод. В верхней части слоя – плитчатые, с тонкими ходами илоедов. Мощность 7.5 м.

31. Известняки серые тонкокристаллические, тонкоплитчатые, остракодовые, с прослоями коричневатых и розово-бурых глин до 0.5 см. Мощность 8.7 м.

32. Известняки темно-серые тонкокристаллические, тонкоплитчатые, с прослоями желтовато-серого доломита и детритом раковин мелких остракод. Мощность 5.2 м.

33. Известняки голубовато-серые афанитовые до тонкокристаллических. Мощность 0.7 м.

34. Известняки серые тонкокристаллические, полосчато-пятнистые, с прослоями известняка остракодового и крупными куполовидными строматолитами высотой до 12 см и диаметром до 60 см. Мощность 8.0 м.

35. Известняки темно-серые, биокластовые, с прослоями известняка остракодового. Мощность 2.5 м.

36. Известняки зеленовато-серые тонкокристаллические, с прослоями известняков афанитовых со скоплениями мелких остракод. В средней части слоя в отдельных прослоях наблюдаются скопления крупных остракод *Gibirella* sp. В слое определены конодонты и *Ozarkodina exavata* (Branson et Mehl), *Ozarkodina confluens* (Branson et Mehl), *Oulodus* ex gr. *kozhimicus* Melnikov, *Ctenognathodus* sp., *Coryssognathus* sp. Мощность 5.0 м.

37. Известняки серые афанитовые массивные, в верхней части слоя перекрываются доломитами коричневатого-серыми тонкоплитчатыми. Мощность 7.0 м.

Закрыто 10 м.

38. Известняки серые тонкокристаллические, отдельные прослои заключают мелкие остракоды, гастроподы, криноидеи и мелкими ребристые брахиоподы. В средней части слоя известняки афанитовые толстоплитчатые до массивных, с остракодами и единичными пелециподами. Верхнюю часть слоя составляют известняки с куполовидными строматолитами до 15 см в диаметре. В кровле наблюдается прослой известняка с мелкой галькой и единичными створками раковин остракод. Мощность 5.2 м.

Вскрытая мощность толщи III – 75.1 м.

Контакт войвывского горизонта венлока и падимейтивисского горизонта лудлова установлен в основании аргиллитов темно-коричневых, буровато-серых, мощностью 1.2 м, выше которых залегают известняки биокластовые, с фрагментами колоний табулят и целыми створками остракод (см. рис. 5ж, з); известняки плитчатые глинисто-доломитовые, заключающие скопления детрита пелеципод и мелких целых раковин остракод *Tollitia*

sp. и *Bingeria* sp. (4.7 м); известняки глинистые, серые, плитчатые кливажированные, со скоплениями створок остракод и тонкорестрированных брахиопод *Lenatoechia clauda* T. Modzalevskaya (8.7 м); известняки зеленовато-серые алевролитистые (2.9 м); известняки серые афанитовые, с прослоями желтовато-зеленоватых глинисто-доломитовых плитчатых известняков со скоплениями остракод (1.4 м) и известняки серые тонкокристаллические, пятнисто-полосчатые, глинистые, с типичными лудловскими брахиоподами *Greenfieldia uberis* T. Modzalevskaya, *L. clauda* и табулятами *Parastriatopora* sp. (9.5 м). Мощность толщи падимейтывисского горизонта лудлова 27 м.

Строение изученного разреза войвывского горизонта отражает трансгрессивно-регрессивную направленность развития морского бассейна, существовавшего на современной территории западного склона Приполярного Урала в раннесилурийское время. Перестройки экосистем, обусловленные значительными изменениями среды обитания на рубежах лландовери – венлок, венлок – лудлов, способствовали сокращению биоразнообразия и затем обновлению таксономического состава биоты.

Нижняя часть разреза войвывского горизонта (толща I) формировалась преимущественно в сублиторально-литоральных обстановках мелководного шельфа. Для нее наиболее характерно чередование темно-серых, серых известняков тонкокристаллических до афанитовых, с пятнистой текстурой, известняков массивных кораллово-строматопоратых и известняков тонкоплитчатых с прослоями известняков биотурбированных с пропластками желтовато-серых и коричневатых глин, заключающих остатки раковин брахиопод и остракод. Формирование толщи II происходило в условиях приливно-отливной зоны литорали с активным гидродинамическим режимом. Об этом свидетельствует характер отложений – переслаивание известняков тонкоплитчатых со следами илюедов и прослоями красно-бурых и желтоватых глин, известняков строматолитовых, известняков органо-

генно-обломочных с гравелито-песчаниками, плоскогалечниковыми конгломератами, известняков биокластовых с фрагментами криноидей, остракод и брахиопод. Нижняя часть этой толщи не содержит определяемых фаунистических остатков. В целом толща II характеризуется развитием крупных строматолитов с куполо- и караваевидными постройками до 80 см в диаметре. Как правило, строматолитовые постройки перекрываются известняками, заключающими обломочные породы. Подобное увеличение строматолитообразования в венлоке отмечено Д.К. Патруновым во второй пачке печороморских слоев венлока в разрезе о. Долгий (Патрунов и др., 1980). Отложения верхней части разреза (толща III) формировались в более стабильных условиях мелководного бассейна. Она сложена переслаиванием известняков серых и темно-серых без видимых остатков фауны, известняков биотурбированных, тонкоплитчатых с линзовидными скоплениями остракод и брахиопод, известняков массивных с пропластками коричневатых и розовато-бурых глин (до 0.5 см), пестроцветных доломитов (зеленовато- и желтовато-серых), известняков афанитовых с линзами детрита и крупными остракодами, пеллециподами и фрагментами раковин брахиопод.

Анализ изотопных данных карбонатных пород в изученном разрезе силура в бассейне р. Щугор (обнажение 10ц) показал их низкий изотопный состав углерода (от –4.49 до –2.1‰) и кислорода (от 23.92 до 25.88‰) (табл. 1). Учитывая, что отложения формировались в условиях крайнего мелководья, можно предположить, что причиной низких значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ являлся привнос изотопно-облегченных пресных вод с континента, насыщенных растворенной почвенной углекислотой в периоды гумидизации климата и возрастание терригенного стока (Кулешов, 2001; Юдович, Кетрис, 2010). Литологическим признаком поступления терригенного материала служит ритмичное чередование глинистых пропластков и прослоев с обломочным материалом. Сходный низкий изотопный состав углерода и кислорода отмечен и в дру-

Таблица 1. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах (обнажение 10ц, р. Щугор)

Table 1. Isotope composition of the bulk carbonates (outcrop 10c, the Shchugor River)

Проба	Характеристика пород	Горизонт	$\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ PDB, ‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ SMOW, ‰
pt-203	Известняк биокластовый	Падимейтывисский	–2.1	25.9
pt-186	То же	То же	–3.7	24.7
vj-165	Известняк органогенно-обломочный глинистый	Войвывский	–4.2	24.4
mr-141	Известняковый песчаник	Маршрутинский	–4.2	23.9
mr-138	То же	То же	–3.1	25.3
mr-129	—	—	–4.3	23.9

гих разрезах нижнего силура на западном склоне Приполярного Урала, Северной Земле, поднятиях Чернова и Чернышева (Männik, Martma, 2000; Безносова и др., 2014; Шебошкин, Мянник, 2014; Matveev et al., 2020; Шебошкин, 2021), а также в разрезах скважин в пределах Хоревейской впадины (Анищенко и др., 2011). Низкие изотопные значения, характеризующие отложения лландовери и венлока на огромной территории Европейского Северо-Востока, позволяют предположить существование в это время сходных условий.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Известно, что одним из факторов, который оказывал значительное влияние на систематический состав биоты, ее разнообразие и распределение в древнем морском бассейне, являлись батиметрические условия. Распространение брахиопод, остракод, конодонтов и других ископаемых организмов, наблюдаемое в изученном разрезе, отражает их приуроченность к определенным фациальным зонам бассейна.

Брахиоподы. Обнаруженные в пограничных отложениях лландовери и венлока в разрезе р. Щугор брахиоподы *Fardenia flabellata* Beznosova и *Atrypa* ex gr. *reticularis* Linnaeus являются характерными для маршрутинского горизонта лландовери. Ракушняковые скопления и разрозненные створки брахиопод *F. flabellata* хорошей сохранности приурочены к отложениям верхней половины маршрутинского горизонта в разновозрастных толщах на Приполярном Урале, поднятии Чернышева и в пробуренных скважинах (1-Верхняя, Лодма, 1-Южно-Баядысская (Безносова, 2008). Небольшие по размеру *Fardenia flabellata* и *Atrypa* sp. были оснащены ребрами, складками и шлейфами, что способствовало адаптации к условиям существования в тиховодных участках дна с мягким иловым грунтом. Батиметрически эти брахиоподы относятся к экологическому типу свободнолежащих и второму бентосному комплексу (БК) А. Буко (Boucot, 1975).

Брахиоподы *Spirinella* cf. *S. nordensis* (Ljashenko), обнаруженные в двух слоях второй пачки войвывского горизонта, представлены скоплениями отдельных створок мелких раковин. Такой характер захоронения свидетельствует о неблагоприятных условиях и может рассматриваться как индикатор перестройки в бассейне (Сарычева и др., 1963; Невесская, 1998). Батиметрически представители рода *Spirinella* Johnston относятся к БК-3 и группе сообществ якорных брахиопод ровного дна, обитавших на уплотненных грунтах, к которым раковины прикреплялись с помощью ножки (Безносова, 2008, 2019). В ископаемом состоянии это монотаксонное сообщество широко представлено в венлокских отложениях, формировавшихся в относи-

тельно более глубоководных условиях бассейна, существовавшего на современной территории поднятий Чернышева и Чернова (Патрунов и др., 1980; Модзалевская, Безносова, 1992; Безносова, 2008; Безносова и др., 2014). Редкая встречаемость брахиопод *Spirinella* в отложениях венлока на Приполярном Урале в бассейне рек Кожым и Щугор, возможно, связана с неподходящими для их развития мелководными условиями, повышенной соленостью и отсутствием уплотненного субстрата, к которому раковины прикреплялись с помощью ножки. Интервал распространения брахиопод *S. nordensis* в изученных разрезах силура ограничен войвывским горизонтом. Как показали полевые наблюдения, в захоронениях сообщество *Spirinella* представлено целыми сочлененными раковинами различных возрастных стадий с незначительной возрастной морфологической изменчивостью и невысокой плотностью популяций (рис. 6). Представители рода *Spirinella* известны в венлоке и лудлове Алтая (Кульков, 1967), о. Готланд, Великобритании, в лландовери и венлоке Северной Америки и Арктической Канады, в венлоке Австралии (Sheehan, 1980; Strusz, 1985, 2010; Gourvennes, 2000), Богемии, Монголии и на Юге Китая (Gourvennes, 2000; Chen et al., 2012).

Сравнительная характеристика позднелландоверийских (маршрутинских) и венлокских (войвывских) сообществ брахиопод показала, что они различаются таксономическим составом, морфологией и условиями обитания (Безносова, 2019). Изменения таксономического и морфоэкологического состава раннесилурийских брахиопод отражают общую тенденцию обмеления Тимано-Североуральского бассейна в позднелландоверийское время.

Благодаря относительно быстрой эволюции во времени и широкому распространению в шельфовых отложениях брахиоподы активно используются при построении региональных стратиграфических шкал. Результаты изучения брахиопод силура западного склона Урала, поднятий Чернова и Чернышева и разрезов скважин, пробуренных на территории Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции, с учетом распространения этой группы фауны в других регионах важны для корреляции (Безносова, 2008; Безносова и др., 2020).

Остракоды. В изученном разрезе в верхних слоях маршрутинского горизонта комплекс остракод представлен тремя видами: *Herrmannina* aff. *nana*, *Hogmochillina* sp. и *Gibbirella* aff. *jejuma*. Вид *G. aff. jejuma* известен из позднелландоверийских ранневенлокских отложений Сибирской платформы (Абушик, 1980). А.Ф. Абушик, установившая биостратиграфическую последовательность остракод в разрезах силура, выделила зональные виды венлока *Herrmannina insignis* и *Eukloedenella grandifabae* (см. рис. 6) и отметила их распространение в разновозрастных толщах на Приполярном



Рис. 6. Пограничные отложения лландовери и венлока в обнажении 73, р. Балбанью, левый приток р. Кожым, Приполярный Урал.

В основании рифогенной толщи светлые доломиты заключают венлокские конодонты *Kockellella* ex gr. *patula* Walliser. В обломках темных доломитов, подстилающих рифогенную толщу, заключены лландоверийские конодонты *Distomodus staurogathoides* Walliser и *Apsidognathus* aff. *tuberculatus* Walliser (определения конодонтов – С.В. Мельникова).

Fig. 6. Llandoveryan-Wenlockian boundary deposits in the outcrop 73, the Bolbanyu River, left tributary of the Kozhym River, Subpolar Urals.

At the base of the reef strata, light dolomites contain Wenlockian conodonts *Kockellella* ex gr. *patula* Walliser. The fragments of dark dolomites contain the Llandoveryan conodonts *Distomodus staurogathoides* Walliser and *Apsidognathus* aff. *tuberculatus* Walliser (definitions of conodonts S.V. Melnikov).

Урале (реки Кожым и Щугор), поднятиях Чернышева (р. Шарью) и Чернова, р. Падимейтивис и печороморских слоях о. Долгий (Абушик, 1980, Abushik, 2000). Подобная последовательность и смена лландоверийского комплекса остракод венлокским (зоны *insignis*–*grandifabae*) прослежена Л.А. Шамсутдиновой (Безносова и др., 2020) в разрезах многочисленных скважин, пробуренных на территории Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Значительное изменение комплексов остракод на рубеже лландовери и венлока отражает смену палеоэкологических обстановок и подтверждает существование перерыва в осадконакоплении на границе лландовери–венлок (Безносова и др., 2020). Комплексы остракод позднего лландовери–раннего

венлока Тимано-Печорского региона, Урала, Подольи, Балтийского региона, Северной Земли, Новой Земли и Сибири практически идентичны во всех изученных регионах (Abushik, 2000).

Конодонты. В рассматриваемом разрезе на р. Щугор выделены два комплекса конодонтов которые заключают стратиграфически важные таксоны. Комплекс конодонтов маршрутинского горизонта включает *Apsidognathus* sp. и *Ozarkodina waugoolaensis* Bischoff., значимые для определения лландоверийского возраста отложений. Комплекс конодонтов войвывского горизонта заключает *Ozarkodina kozhimica* Melnikov, *Oz. excavata* (Branson & Mehl), *Oz. confluens* (Branson et Mehl), *Panderodus* cf. *recurvatus* (Rhodes) и *Ctenognathodus*

sp. С.В. Мельников, установивший стратиграфическое и экологическое распространение конодонтов силура в разрезах западного склона Приполярного Урала и разрезах скважин Тимано-Печорской провинции, указал на принадлежность этих двух комплексов к отложениям мелководных фаций (Мельников, 1999; Melnikov, Zhemchugova, 2000). *Stenognathodus* Fay – наиболее распространенный род в верхнем венлоке и лудлове Тимано-Североуральского региона и Северной Земли (Мельников, 1999; Männik, 2007; Männik et al., 2009).

Развитию остракодовой и конодонтовой фауны, а также микробиальным строматолитообразующим сообществам не препятствовали мелководные условия осадконакопления, изменения режима солености, гидродинамики и мягкий илистый грунт. Постепенное снижение относительного уровня моря в конце лландовери характеризуется сокращением таксономического разнообразия бентосной фауны и вымиранием отдельных таксонов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изучение венлокских отложений на территории Тимано-Североуральского региона показало, что разрез войвывского горизонта в бассейне р. Щугор (обнажении 10ц) общей мощностью 197.8 м по степени обнаженности, установленной стратиграфической полноте и сохранности остатков макро- и микрофауны, может считаться наиболее информативным на территории Североуральского региона. Нижняя граница войвывского горизонта принята в кровле толщи известняков с трещинами усыхания, эрозионными поверхностями размывов, верхняя граница – в основании аргиллитов темно-коричневых, буровато-серых.

Установленные в этом разрезе фаунистические ассоциации присутствуют почти во всех изученных разрезах маршрутинского и войвывского горизонтов на Приполярном Урале, на поднятиях Чернышева и Чернова, а также в разрезах скважин на территории Тимано-Печорской нефтегазодобывающей провинции (Abushik, 2000; Жемчугова и др., 2001; Безносова, 2008; Безносова и др., 2020). Смена ассоциаций тимано-североуральской фауны при переходе через рубеж лландовери – венлок и специфика развития биоты в значительной мере были обусловлены экологическими факторами, влиявшими на систематический состав всей биоты, ее разнообразие, морфологические перестройки, и в меньшей мере эволюционными процессами. Обмеление бассейна с формированием литоральных фаций и развитием цианобактериальных сообществ привело к исчезновению в конце лландовери табулят, брахиопод, остракод и платформенных конодонтов и перерыву в осадконакоплении.

В результате послойного изучения разрезов венлока на Приполярном Урале (обн. 73, 212,

217), поднятиях Чернышева (обн. 64, 65) и Чернова (обн. 1, 2), во всех перечисленных обнажениях (см. рис. 1) в основании войвывского горизонта нами установлены разные по мощности интервалы, которые наряду с остатками венлокских брахиопод, конодонтов, остракод содержат остатки лландоверийской микрофауны, в основном конодонты (см. рис. 4) (Безносова и др., 2014; Безносова, Соколова, 2015). Так, на западном склоне Приполярного Урала, в бассейне р. Щугор (обн. 10ц) мощность интервала с совместными находками венлокских остракод *Herrmannina insignis* и лландоверийских брахиопод *Fardenia flabellata* составляет около 19 м.

В бассейне р. Кожым (обн. 217) лландоверийские конодонты *Apsidognathus* Walliser, а также венлокские брахиоподы *Spirinella* sp. и остракоды *Herrmannina insignis* Abushik обнаружены в интервале мощностью 17.3 м. На поднятии Чернышева в разрезе р. Шарью (обн. 64, 65) интервал совместного распространения брахиопод *S. nordensis* (Ljashenko), *Hyattidina* sp. и конодонтов *Apsidognathus* составляет 14.5 м (Безносова, Соколова, 2015).

На поднятии Чернова в нижней части разреза венлока, на руч. Безымянный (обнажение 1) выделяется интервал, сложенный штормовыми отложениями, мощностью более 100 м, который включает биостром с обилием остатков ругоз, табулят, строматопороидей, а также брахиоподы и остракоды, датирующие венлокский возраст этих отложений. Комплекс конодонтов этого интервала включает лландоверийские и венлокские таксоны, что свидетельствует о размыве и переотложении лландоверийских отложений. Общая мощность венлокской толщи в этом разрезе составляет около 200 м (Безносова и др., 2014; Matveev et al., 2020).

После перерыва в осадконакоплении в венлоке продолжала развиваться кораллово-строматопоратовая фауна, которая на отдельных территориях формировала органогенные постройки. Повышение уровня моря в начале венлока прерывало рифообразование на окраине шельфа (см. рис. 6) (Жемчугова и др., 2001; Безносова, Мянник, 2005; Танинская, 2010). Например, в западной части Эстонии масштаб перерыва на рубеже лландовери и венлока соответствует как минимум четырем конодонтовым зонам: *Pseudooneotodus bicornis*, *Pterospirifer pennatus procerus*, возможно, верхней подзоне *amorphognathoides* *amorphognathoides* и зоне *Kockelella granuliformis* или ее части (Männik, 2007). К сожалению, эти зональные виды не обнаружены в разрезе силура Тимано-Североуральского региона, что препятствует определению масштаба этого перерыва.

Строение разреза войвывского горизонта отражает трансгрессивно-регрессивное развитие западноуральского морского бассейна в течение венлока. Увеличение слоев с кораллово-строматопоратовой фауной, наблюдаемое в нижней части вой-

вывского горизонта, выше по разрезу сменяется возрастанием количества ракушняковых прослоев и строматолитовых построек. Верхняя часть разреза выделяется отчетливым уменьшением численности фаунистических остатков, представленных преимущественно остракодами и возобновлением строматолитообразования, что свидетельствует о регрессивной последовательности отложений в конце венлока. Стратиграфически биотические события хорошо связываются с изменением условий седиментации, что имеет большое значение для поиска временных корреляций.

Региональная граница между лландовери и венлоком соответствует контакту маршрутинского и войвывского горизонтов. Эта граница рассматривается как важный событийный рубеж в эволюции бентосных организмов и экосистем, который определяется исчезновением отдельных групп фауны, в том числе платформенных конодонтов, перерывом в осадконакоплении в конце лландовери и восстановлением разнообразия биоты в венлоке, отличавшейся обновленным таксономическим составом.

Существующие трудности определения границ крупных стратон в Североуральских разрезах нередко связаны с отсутствием четких литологических маркеров и непрерывной фаунистической охарактеризованности разновозрастных толщ, а также часто наблюдаемой плохой сохранностью ископаемых остатков бентосной фауны в широко развитых отложениях мелководных фаций.

Благодарности

Авторы благодарят И.В. Смолеву – инженера ЦКП “Гео-наука” Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН за определение изотопного состава углерода и кислорода в карбонатных породах. Особая благодарность двум анонимным рецензентам за конструктивные замечания, которые помогли улучшить эту статью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абушик А.Ф. (1980) Силурийские и раннедевонские остракоды. *Силурийские и нижнедевонские отложения острова Долгого*. (Отв. ред. В.П. Сапельников). Свердловск: УНЦ АН СССР, 107-140.
- Анищенко Л.А., Клименко С.С., Процько О.С., Силаев В.И. (2011) Результаты изотопно-геохимических исследований карбонатолитов в пределах нефтегазоносных Хорейверская и Денисовской впадин. *Геология и геохимия горючих ископаемых Европейского Севера России*. Тр. ИГ Коми НЦ УрО РАН, вып. 128, 26-44.
- Безнослова Т.М. (1994) Биостратиграфия и брахиоподы силура Европейского Северо-Востока России. СПб.: Наука, 128 с.
- Безнослова Т.М. (2008) Сообщества брахиопод и биостратиграфия верхнего ордовика, силура и нижнего девона северо-восточной окраины палеоконтинента Балтия. Екатеринбург: УрО РАН, 217 с.
- Безнослова Т.М. (2019) Событийный фактор в эволюции Тимано-Североуральских сообществ брахиопод позднего ордовика и раннего силура. Тр. ИГ Коми НЦ УрО РАН, вып. 131, 17-21. <https://doi.org/10.19110/0568-6156-2019-1-3>
- Безнослова Т.М., Лукин В.Ю. (2009) Войвывский горизонт – новое стратиграфическое подразделение. *Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России*. Мат-лы XV Геол. съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 15-18.
- Безнослова Т.М., Матвеев В.А. (2022) Региональная кривая изотопов углерода и биотические события в силуре западного склона Приполярного Урала и поднятия Чернова. *Вестн. геонаук*, 9(333), 31-36. <https://doi.org/10.19110/geov.2022.9.4>
- Безнослова Т.М., Матвеев В.А., Шамсутдинова Л.Л. (2020) Новые данные по стратиграфии и обновленная схема корреляции верхнего ордовика и силура Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции и севера Урала. *Изв. Коми НЦ УрО РАН. Сер.: Науки о Земле*, 6(46), 75-89. <https://doi.org/10.19110/1994-5655-2020-6-75-89>
- Безнослова Т.М., Мянник П. (2005) Граница лландовери и венлока на севере палеоконтинента Балтия. *Докл. АН*, 401(5), 655-658.
- Безнослова Т.М., Мянник П., Майдль Т.В., Лукин В.Ю., Матвеев В.А. (2014) Условия осадконакопления и биота в раннем силуре на гряде Чернова. *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (3), 14-18.
- Безнослова Т.М., Соколова Л.В. (2015) Пограничные отложения лландовери и венлока центральной части гряды Чернышева. *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (12), 24-30.
- Жемчугова В.А., Мельников С.В., Данилов В.Н. (2001) Нижний палеозой Печорского нефтегазоносного бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). М.: Изд-во Академии горных наук, 110 с.
- Кулешов В.Н. (2001) Эволюция изотопных углекислотно-водных систем в литогенезе. Сообщ. 1. Седиментогенез и диагенез. *Литология и полез. ископаемые*, (5), 491-508.
- Кульков Н.П. (1967) Брахиоподы и стратиграфия силура Горного Алтая. М.: Наука, 151 с.
- Мельников С.В. (1999) Конодонты ордовика и силура Тимано-Североуральского региона. СПб.: ВСЕГЕИ, 136 с.
- Модзалевская Т.Л., Безнослова Т.М. (1992) Некоторые силурийские спирифериды Печорского Урала и островов Советской Арктики. Фанерозой Европейского Севера России. Тр. ИГ Коми НЦ УрО РАН, вып. 75, 4-16.
- Мянник П. (1999) Конодонты ордовика и силура. *Стратиграфия силура и девона архипелага Северная Земля*. (Ред. Р.Г. Матухин, В.Вл. Меннер). Новосибирск: СНИИГГиМС, 110-120.
- Невесская Л.А. (1998) Этапы развития бентоса фанерозойских морей. Палеозой. М.: Наука, 503 с.
- Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой). (1994) (Отв. ред. Н.Я. Анцыгин). Екатеринбург, 152 с.
- Опорные разрезы верхнего ордовика и нижнего силура Приполярного Урала. (1987) (Ред. В.С. Цыганко, В.А. Чермных). Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 94 с.
- Опорные разрезы пограничных отложений силура и девона Приполярного Урала. (1983) (Ред. В.С. Цыганко, В.А. Чермных). Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 136 с.

- Патрунов Д.К., Шуригина М.В., Черкесова С.В. (1980) Силур и нижний девон на острове Долгом. Силурийские и нижнедевонские отложения острова Долгого. (Отв. ред. В.П. Сапельников). Свердловск: УНЦ АН СССР, 3-26.
- Сарычева Т.Г., Сокольская А.Н., Безносова Г.А., Максимова С.В. (1963) Брахиоподы и палеогеография карбона Кузнецкой котловины. М.: АН СССР, 547 с.
- Стратиграфический кодекс России. (2006) Изд. 3-е. СПб.: ВСЕГЕИ, 96 с.
- Стратиграфический кодекс России. (2019) Изд. 3-е, испр. и доп. СПб.: ВСЕГЕИ, 96 с.
- Танинская Н.В. (2010) Седиментологические критерии прогноза коллекторов в среднеордовикско-нижнедевонских отложениях Тимано-Печорской провинции. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, **5**(4).
- Черных В.А., Безносова Т.М. (1989) Комиссия по ордовикской и силурийской системам. *Изв. АН СССР. Сер. Геол.*, (11), 139-141.
- Шеболкин Д.Н. (2021) Изотопно-геохимическая характеристика венлокских карбонатных и терригенно-карбонатных отложений Приполярного Урала и южной части гряды Чернышева. *Литосфера*, **21**(6), 829-848. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-829-848>
- Шеболкин Д.Н., Мянник П. (2014) Венлокские отложения южной части гряды Чернышева (Тимано-Североуральский регион). *Литосфера*, (1), 33-40.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2010) Соотношения изотопов углерода в стратосфере и биосфере: четыре сценария. *Биосфера*, (2), 231-246.
- Abushik A.F. (2000) Silurian – earliest Devonian ostracode biostratigraphy of the Timan-Northern Ural region. *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, **49**(2), 112-125.
- Antoshkina A.I. (2000) The Silurian of the Timan-Northern Ural region. *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, **49**(2), 69-84.
- Beznosova T.M. (2000) Silurian brachiopods in the Timan-Northern Ural region: zonation and palaeoecology. *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, **49**(2), 85-103.
- Boucot A.J. (1975) Evolution and Extinction Rate Controls. Amsterdam: Elsevier, 427 p.
- Chen P., Jin J., Lens A.C. (2012) Palaeoecology of transported brachiopod assemblages embedded in black shale, Cape Phillips Formation (Silurian), Arctic Canada. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **367-368**, 103-120. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.11.013>
- Gourvennec R. (2000) The evolution, radiation and biogeography of early spiriferid brachiopods. *Records of the Australian Museum Suppl.*, **58**, 335-347.
- Männik P. (2007) An updated Telychian (Late Llandovery, Silurian) conodont zonation based on Baltic faunas. *Lethaia*, **40**, 45-60. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3931.2006.00005.x>
- Männik P., Bogolepova O.K., Pöldvere A., Gubanov A.P. (2009). New data on Ordovician–Silurian conodonts and stratigraphy from the Severnaya Zemlya archipelago, Russian Arctic. *Geol. Mag.*, **146**, 497-519. <https://doi.org/10.1017/S0016756809006372>
- Männik P., Martma T. (2000) The Llandovery – Wenlock boundary in Subpolar Urals. *Pan-Arctic Palaeozoic Tectonics, Evolution of Basins and Fauna: Ichthyolith Iss., Spec. Publ.*, **6**, 64-67.
- Matveev V.A., Beznosova T.M., Gomze L.A. (2020) Wenlock-Ludlow boundary sediments on Chernov uplift (Arctic region of Russia). *Épitoanyag – Journal of Silicate Based and Composite Materials*, **72**(5), 169-173. <https://doi.org/10.14382/epitoanyag-jsbcm.2020.28>
- Melnikov S.V., Zhemchugova V.A. (2000) Lower Silurian stratigraphy of the Timan-Northern Ural region and eustatic fluctuation. *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, **49**(2), 85-103.
- Sheehan P.M. (1980) Late Ordovician and Silurian of the Eastern Great Basin. Pt 4. Late Llandovery and Wenlock Brachiopods. *Milwaukee Public Mus. Contrib. Biol. Geol.*, **30**, 23 p.
- Strusz D.L. (1985) Brachiopoda from the Silurian of Fyshwick Canberra, Australia. Bureau of Mineral Resource. *J. Austral. Geol. Geophys.*, **19**, 107-119.
- Strusz D.L. (2010) Silurian spiriferidae brachiopods from Yass and Molong, New South Wales, and Canberra, Australian Capital Territory. *Memoris of the Association of Australian Palaeontologists*, **39**, 85-120.
- Abushik A.F. (1980) Silurian and Early Devonian ostracods. *Silurian and Lower Devonian deposits of the Dolgiy Island*. (Ed. by V.P. Sapelnikov). Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 107-140. (In Russ.)
- Abushik A.F. (2000) Silurian – earliest Devonian ostracode biostratigraphy of the Timan-Northern Ural region. *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, **49**(2), 112-125.
- Anischenko L.A., Klimenko S.S., Protsko O.S., Silaev V.I. (2011) Results of isotopic-geochemical studies of carbonatolites within the oil-and-gas-bearing Khoreyverskaya and Denisovskaya depressions. *Geology and geochemistry of combustible fossils of the European North of Russia. Tr. IG Komi NTs UrO RAN*, vyp. 128, 26-44. (In Russ.)
- Antoshkina A.I. (2000) The Silurian of the Timan-Northern Ural region. *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, **49**(2), 69-84.
- Beznosova T.M. (1994) Biostratigraphy and brachiopods of Silurian European North East of Russia). St.Petersburg, Nauka Publ., 128 p. (In Russ.)
- Beznosova T.M. (2000) Silurian brachiopods in the Timan-Northern Ural region: zonation and palaeoecology. *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, **49**(2), 85-103.
- Beznosova T.M. (2008) Brachiopod communities and biostratigraphy of Upper Ordovician, Silurian and Lower Devonian of North-Eastern margin of Baltica paleocontinent. Ekaterinburg, UrO RAN, 218 p. (In Russ.)
- Beznosova T.M. (2019) The event factor in the evolution of the Timan-Northern Ural brachiopod communities of the Late Ordovician and Early Silurian. *Tr. IG Komi NTs UrO RAN*, vyp. 131, 17-21. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/0568-6156-2019-1-3>
- Beznosova T.M., Lukin V.Yu. (2009) Voivyy Regional Stage – a new stratigraphic unit. *Geology and mineral resources of the European North-East of Russia. Proc. XV Geol. Conf. Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN*, 15-18. (In Russ.)
- Beznosova T.M., Männik P. (2005) The Llandovery-Wenlock boundary of the Northern part of the Baltica paleocontinent. *Dokl. Earth. Sci.*, **401**(3), 374-377 (translated from *Doklady Akademii Nauk*, **401**(5), 655-658).
- Beznosova T.M., Männik P., Majdl' T.V., Lukin V.Yu., Matveev B.A. (2014) Sedimentation conditions and bio-

- ta at Llandoveryan-Wenlockian boundary (Chernov Uplift). *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, (3), 14-18. (In Russ.)
- Beznosova T.M., Matveev V.A., Shamsutdinova L.L. (2020) New data on stratigraphy and an updated correlation scheme of the upper Ordovician and Silurian of the Timan-Pechora oil and gas province and the North of the Urals. *Izv. Komi NTs UrO RAN. Ser. Nauki o Zemle*, **6**(46), 75-89. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/1994-5655-2020-6-75-89>
- Beznosova T.M., Sokolova L.V. (2015) Llandovery-Wenlock boundary from Silurian central part Chernyshev Ridge. *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, (12), 24-30. (In Russ.)
- Beznosova T.M., Matveev V.A. (2022) Regional carbon isotope curve and biotic events in the Silurian of the Western slope of the Subpolar Urals and Chernov Uplift. *Vestn. geonauk*, **9**(333), 31-36. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/geov.2022.9.4>
- Boucot A.J. (1975) Evolution and Extinction Rate Controls. Amsterdam, Elsevier, 427 p.
- Chen P., Jin J., Lens A.C. (2012) Palaeoecology of transported brachiopod assemblages embedded in black shale, Cape Phillips Formation (Silurian), Arctic Canada. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **367-368**, 103-120. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.11.013>
- Chernykh V.A., Beznosova T.M. (1989) Commission on Ordovician and Silurian Systems. *Izv. AS USSR. Ser. Geol.*, (11), 139-141. (In Russ.)
- Explanatory note to Ural stratigraphic maps. (1994) (Ed. by N.Ya. Antsygin). Ekaterinburg 95 p. (In Russ.)
- Gourvenec R. (2000) The evolution, radianion and biogeography of early spiriferid brachiopods. *Records of the Australian Museum Suppl.*, **58**, 335-347.
- Kul'kov N.P. (1967) Brachiopody I stratigrafia silura Gornogo Altaya. Moscow, Nauka Publ., 148 p. (In Russ.)
- Kuleshov V.N. (2001) Evolution of isotopic carbon dioxide-water systems in lithogenesis. Report 1. Sedimentogenesis and diagenesis. *Litologiya i Polez. Iskopaemye*, (5), 491-508. (In Russ.)
- Männik P. (1999) Ordovician and Silurian conodonts. *Stratigraphy of the Silurian and Devonian of the Severnaya Zemlya archipelago*. (Ed. by R.G. Matuhin, V.V. Mennner). Novosibirsk, SNIIGiMS, 110-120. (In Russ.)
- Männik P. (2007) An updated Telychian (Late Llandovery, Silurian) conodont zonation based on Baltic faunas. *Lethaia*, **40**, 45-60. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3931.2006.00005.x>
- Männik P., Bogolepova O.K., Pöldvere A., Gubanov A.P. (2009). New data on Ordovician-Silurian conodonts and stratigraphy from the Severnaya Zemlya archipelago, Russian Arctic. *Geol. Mag.*, **146**, 497-519. <https://doi.org/10.1017/S0016756809006372>
- Männik P., Martma T. (2000) The Llandovery – Wenlock boundary in Subpolar Urals. *Pan-Artic Palaeozoic Tectonics, Evolution of Basins and Fauna: Ichthyolith Iss., Spec. Publ.*, **6**, 64-67.
- Matveev V.A., Beznosova T.M., Gomze L.A. (2020) Wenlock-Ludlow boundary sediments on Chernov uplift (Arctic region of Russia). *Építőanyag – Journal of Silicate Based and Composite Materials*, **72**(5), 169-173. <https://doi.org/10.14382/epitoanyag-jsbcm.2020.28>
- Melnikov S.V. (1999) Conodonts of the Ordovician and Silurian of the Timan-Northern Ural region. St.Petersburg, VSEGEI, 136 p. (In Russ.)
- Melnikov S.V., Zhemchugova V.A. (2000) Lower Silurian stratigraphy of the Timan-Northern Ural region and eustatic fluctuation. *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, **49**(2), 85-103.
- Modzalevskaya T.L., Beznosova T.M. (1992) Some Silurian Speriferidae from Silurian Pechorskij Ural and Soviet Union Arctic Islands. Phanerozoic European North of Russia. *Tr. IG Komi NTs UrO RAN*, (75), 4-16. (In Russ.)
- Neveskaya L.A. (1998) Stages of Benthos Development in Phanerozoic seas. Paleozoic. Moscow, Nauka Publ., 503 p. (In Russ.)
- Patrunov D.K., Shurygina M.V., Cherkesova S.V. (1980) Silurian and Lower Devonian deposits on Dolgiy Island. *Silurian and Lower Devonian deposits on the Dolgiy Island*. (Ed. by V.P. Sapelnikov). Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 3-26. (In Russ.)
- Reference sections of the Silurian/Devonian Boundary Deposits of Subpolar Urals. (1983) (Ed. by V.S. Tsyganko, V.A. Chernykh). Syktyvkar, Komi NTs AN SSSR, 136 p. (In Russ.)
- Reference sections of Upper Ordovician and Lower Silurian of Subpolar Urals. (1987) (Ed. by V.S. Tsyganko, V.A. Chernykh). Syktyvkar, Komi NTs AN SSSR, 94 p. (In Russ.)
- Russian stratigraphic code. (2006) 3rd ed. St.Petersburg, VSEGEI, 96 p. (In Russ.)
- Russian stratigraphic code. (2019) 3rd ed., corr. St.Petersburg, VSEGEI, 96 p. (In Russ.)
- Sarycheva T.G., Sokolskaya A.N., Beznosova G.A., Maksimova S.V. (1963) Brachiopods and paleogeography of the Carboniferous of the Kuznetsk Basin. Moscow, AN SSSR, 547 p. (In Russ.)
- Shebolkin D.N. (2021) Isotope-geochemical characteristics of Wenlock carbonate and terrigenous-carbonate deposits of the Subpolar Urals and the southern part of the Chernyshev ridge. *Lithosphere (Russia)*, **21**(6), 829-848. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-829-848>
- Shebolkin D.N., Männik P. (2014) Wenlock deposits in the southern part of the Chernyshev Swell (Timan-Northern Ural region). *Lithosphere (Russia)*, (1), 33-40. (In Russ.)
- Sheehan P.M. (1980) Late Ordovician and Silurian of the Eastern Great Basin. Pt 4. Late Llandovery and Wenlock Brachiopods. *Milwaukee Public Mus. Contrib. Biol. Geol.*, **30**, 23 p.
- Strusz D.L. (1985) Brachiopoda from the Silurian of Fyshwick Canberra, Australia. Bureau of Mineral Resource. *J. Austral. Geol. Geophys.*, **19**, 107-119.
- Strusz D.L. (2010) Silurian spiriferidae brachiopods from Yass and Molong, New South Wales, and Canberra, Australian Capital Territory. *Memoris of the Assotiation of Australian Palaeontologists*, **39**, 85-120.
- Taninskaya N.V. (2010) Sedimentological criteria of reservoirs forecast of the middle Ordovician and Lower Devonian deposits (Timan-Pechora province). *Neftegazovaya Geologiya. Teoriya i Praktika*, **14**(2). (In Russ.)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2010) Correlation of carbon isotopes in the stratosphere and biosphere: four scenarios. *Biosfera*, (2), 231-246. (In Russ.)
- Zhemchugova V.A., Mel'nikov S.V., Danilov V.N. (2001) Lower Paleozoic of the Pechora oil basin: structure and conditions of formation. Moscow, *Izd-vo Akademii gornykh nauk*, 110 p. (In Russ.)

УДК 551.733.13

DOI: 10.24930/1681-9004-2024-24-1-98-114

Верхнеордовикско-нижнесилурийские отложения в разрезе Закола (р. Илыч, Северный Урал): состав, строение, условия образования

Л. А. Шмелёва

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167000, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54,
e-mail: lyubov.shmeleva@inbox.ru

Поступила в редакцию 20.04.2023 г., принята к печати 08.08.2023 г.

Объект исследования. Разрез пограничных отложений, вскрытый в правом борту руч. Закола (правый приток р. Илыч, Северный Урал), суммарной мощностью 98 м, представленный образцами горных пород (более 100 шт.), шлифов (100 шт.), пришлифовок (10 шт.) и химических анализов (15 шт.). **Цель.** Детальное описание наиболее полного разреза пограничных верхнеордовикско-нижнесилурийских отложений шантымского фациального комплекса со стратиграфической привязкой слоев, литологическая типизация отложений и восстановление условий осадконакопления. **Методы.** Для расчленения разреза использовались стандартные литологический и палеонтологический методы изучения разреза. Отбор образцов осуществлялся через 1 м, однако при возможности детальных наблюдений, позволяющих выделить литологические и фациальные разности, образцы отбирались дополнительно. Шлифы изучены классическим оптическо-микроскопическим методом. Исследование комплекса фауны проводилось как по сборам образцов пород автора, так и по материалам А.И. Антошкиной. Кроме того, также привлекались фондовые материалы. **Результаты.** В разрезе выделено 14 пачек пород, которые представлены шестью типами вторичных доломитов. Их распределение по разрезу, наряду с присутствием характерных фаунистических остатков, позволило установить в разрезе три толщи, которые могут быть соотнесены с катийским, хирнантским и рудданским ярусами ОСШ. **Выводы.** Отложения катийского века представлены яптикшорской свитой (толща 1), формировавшейся в условиях нижней сублиторали карбонатной платформы типа рамп с трансгрессивным карбонатным трактом и разнообразной фауной. Начало хирнантского века (толща 2) характеризуется более мелководными обстановками верхней сублиторали, вплоть до литорали, что отражает резкое обмеление на границе катий–хирнант и отвечает началу глобальной раннехирнантской регрессии. Выше по разрезу вскрываются породы, свидетельствующие об осадконакоплении при некотором повышении уровня моря, однако корреляция этой части разреза с верхнеручейной свитой хирнанта осложняется фрагментарностью выходов. Перекрывающие их отложения руддана (толща 3) накапливались на окраине карбонатной платформы типа рамп в условиях нижней сублиторали и соответствуют началу раннесилурийской глобальной трансгрессии.

Ключевые слова: доломиты, верхний ордовик, нижний силур, разрез Закола, р. Илыч, Северный Урал

Источник финансирования

Работа проводилась в рамках темы Госпрограммы НИР (№ 1021062311457-5-1.5.6)

Upper Ordovician–Lower Silurian deposits in the Zakola section (Ilych River, Northern Urals): Composition, structure, formation environments

Lyubov A. Shmeleva

N.P. Yushkin Institute of Geology, FRC Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167000, Russia,
e-mail: lyubov.shmeleva@inbox.ru

Received 20.04.2023, accepted 08.08.2023

Research subject. Section of boundary deposits, exposed in the right side of the Zakola stream (the right tributary of the Ilych River, Northern Urals) with a total thickness of 98 m, presented with rock samples (more than 100 pieces), thin sections (100 pieces), slabs (10 pieces), and chemical analyses (15 pieces). **Aim.** Detailed description of the most complete section of the Upper Ordovician–Lower Silurian boundary sediments of the Shantym facies complex with a stratigraphic

Для цитирования: Шмелёва Л.А. (2024) Верхнеордовикско-нижнесилурийские отложения в разрезе Закола (р. Илыч, Северный Урал): состав, строение, условия образования. *Литосфера*, 24(1), 98–114. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-98-114>

For citation: Shmeleva L.A. (2024) Upper Ordovician–Lower Silurian deposits in the Zakola section (Ilych River, Northern Urals): Composition, structure, formation environments. *Lithosphere (Russia)*, 24(1), 98–114. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-98-114>

reference of layers, lithological typification of sediments, and restoration of sedimentation conditions. *Methods.* Conventional lithological and paleontological methods were used to dissect the section. Sampling was carried out after 1 m; however, samples were additionally taken when detailed observations were possible to identify lithological and facial differences. The thin sections were studied by the classic method of optical microscopy. The study of the fauna complex was carried out both by collecting samples of the author's rocks and by the materials of A.I. Antoshkina. In addition, stock materials were attracted. *Results.* In the section, 14 packs of rocks were identified, which are represented by 6 lithological types of secondary dolomites. Their distribution along the section, along with the presence of characteristic faunal remains, made it possible to establish three members in the section, which can be correlated with the Katian, Hirnantian, and Ruddanian stages of the General Stratigraphic Scale. *Conclusion.* The Katian deposits are represented by the Yaptikshor Formation (Strata 1), which was formed under the conditions of the lower sublittoral of a ramp-type carbonate platform with a transgressive carbonate tract and a diverse fauna. The beginning of the Hirnantian (Strata 2) is characterized by shallow water conditions of the upper sublittoral up to the littoral, which reflects a sharp shallowing at the Katian–Hirnantian boundary and corresponds to the beginning of the global early Hirnantian regression. The rocks exposed higher up the section indicate sedimentation with a certain rise in the sea level; however, the correlation of this part of the section with the upper part of the Verkh Ruchey Formation is complicated by the fragmentary nature of the outcrops. The overlying Ruddanian deposits (Strata 3) were accumulated on the outskirts of a ramp-type carbonate platform under the conditions of the lower sublittoral, which corresponds to the beginning of the Early Silurian global transgression.

Keywords: *dolomites, Upper Ordovician, Lower Silurian, Zakola stream, Ilych River, Northern Urals*

Funding information

The investigations were carried out within the framework of the State Assignment (No. 1021062311457-5-1.5.6)

Acknowledgements

The author expresses gratitude to A.I. Antoshkina, E.S. Ponomarenko, and the anonymous reviewer for consultations, valuable comments, and useful recommendations in the preparation of this article for publication.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в пределах Тимано-Североуральского региона ордовикско-силурийские отложения наиболее полно изучены только на Приполярном Урале, где на основе высокой степени детальности изучения литологии и палеонтологии создана надежная стратиграфическая основа для расчленения и корреляции отложений в пределах региона. Район Северного Урала в этом отношении оставался слабо изученным, поскольку, по сравнению с опорными разрезами р. Кожым, верхнеордовикские отложения в этом районе имеют незначительное площадное распространение и чаще всего выведены на дневную поверхность по крупным тектоническим нарушениям. При этом еще В.А. Варсанофьевой в 1953 г. отмечено, что на Северном Урале ордовикские и силурийские отложения наиболее полно представлены в бассейне р. Илыч, а их разрезы могут считаться опорными для этого района (Производительные..., 1953). Кроме того, она также установила, что фациальный характер этих отложений выдержан в меридиональном направлении, однако с запада на восток состав пород и характеризующей их фауны изменяется для отложений одного и того же страти-

графического интервала. В связи с этим были выделены западный мелководный (шежимский) и восточный глубоководный (шантымский) фациальные комплексы, сменяющие друг друга в широтном направлении (Производительные..., 1953). Изучением данных отложений в различные годы также занимались Н.Н. Иорданский, А.И. Першина, А.Г. Кондияйн, О.А. Кондияйн, В.В. Юдин, А.И. Антошкина и Б.Я. Дембовский, чьи работы в значительной мере способствовали разработке схемы их стратиграфического расчленения.

Толща темно-серых вторичных доломитов в нижнем течении руч. Закола долго относилась к нижнему силуру и была включена в восточный шантымский фациальный комплекс (Варсанофьева, 1940; Производительные..., 1953; Кондияйн, 1967; Першина и др., 1971). Впервые присутствие здесь в основании разреза верхнеордовикских отложений в составе яптикшорской свиты установлено А.И. Антошкиной по наличию брахиопод *Holrhynchus* sp. и *Proconchidium* cf. *muensteri* (St. Joseph) (Антошкина и др., 1989). Стратотип яптикшорской свиты выделен в бассейне р. Кожым, вблизи руч. Джагал-Яптик-Шор. Стратиграфически она соответствовала кырьинскому горизонту верхнего ордовика. Стратотипической местностью

яптикшорских отложений является бассейн р. Кожым в районе притоков рек Бол. Тавроты и Сывью (Опорные..., 1987). Позднее ГГП “Полярноуралгеология” под руководством Б.Я. Дембовского в ходе тематических работ по расчленению нижнепалеозойских разрезов Северного Урала и разработке унифицированной и корреляционной схем для геологического картирования нижнюю часть разреза Закола по наличию криноидей *Dentiferocrinus* ex.gr. *sulcatus* Schew. и брахиопод *Holorhynchus* sp. вслед за А.И. Антошкиной также отнесли к кырьянскому горизонту верхнего ордовика (Дембовский, Дембовская, 1992 г.). При определенных успехах, достигнутых в стратиграфическом расчленении разреза, в указанных работах практически не рассматривалась литологическая характеристика отложений и условия их образования. Кроме того, со времени проведения в данном регионе последних исследований в стратиграфии ордовика произошли существенные изменения. В Международной стратиграфической шкале ордовикской системы изменились названия и объемы стратиграфических подразделений, а в ее кровле с 2004 г. введено новое стратиграфическое подразделение – хирнантский ярус. Он определяется во всех регионах мира и также установлен в разрезах Приполярного (Безносова, Мянник, 2002; Безносова и др., 2011; Antoshkina, 2008; Антошкина, 2012) и Северного (Шмелёва, Толмачева, 2016; Антошкина, Шмелёва, 2018) Урала.

В результате проведенных автором в 2014, 2015 и 2022 гг. детальных полевых и лабораторных исследований получены новые данные по типизации и стратиграфическому положению пограничных верхнеордовикско-нижнесилурийских отложений в разрезе Закола. В статье впервые даны его детальное описание со стратиграфической привязкой слоев, литологическая типизация отложений и условия их образования. Актуальность проводимых исследований состоит в том, что этот разрез является важным звеном в палеогеографической реконструкции окраины карбонатной платформы типа рампы в позднем ордовике – раннем силуре как единственный полный разрез пограничных отложений шантымского фациального комплекса.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Объектом для данного исследования послужил разрез пограничных верхнеордовикско-силурийских отложений, вскрытый в правом борту руч. Закола (правый приток р. Илыч, Северный Урал), суммарной мощностью 98 м, представленный образцами горных пород (более 100 шт.), шлифов (100 шт.), пришлифовок (10 шт.) и химических анализов (15 шт.). Отбор образцов осуществлялся через 1 м, однако при возможности детальных

наблюдений, позволяющих выделить литологические и фациальные разности, образцы отбирались дополнительно. При выделении литотипов за основу классификации карбонатных отложений автором взята классификация И.В. Хворовой (1958) и В.Н. Шванова с соавторами (Систематика..., 1998). Принята следующая размерность структур, мм: тонкокристаллическая – 0.01–0.1, мелкокристаллическая – 0.1–0.25, среднекристаллическая – 0.25–0.5. Все аналитические исследования выполнены в ЦКП “Геонаука” Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН им. акад. Н.П. Юшкина. Кроме собственных материалов, автор использовал полевые материалы А.И. Антошкиной 1974 г. и фондовый отчет Б.Я. Дембовского и З.П. Дембовской (1992 г.). Определения различных групп фоссилей выполнялись в разные годы следующими специалистами-палеонтологами: Н.А. Боринцевой, Е.Ю. Лобановым, В.Ю. Лукиным (табулятоморфные кораллы), В.С. Цыганко (ругозы), О.В. Богоявленской (строматопороидеи), В.С. Милициной (криноидеи), В.М. Богоявленской, Т.М. Безносовой (брахиоподы), С.В. Мельниковым, В.А. Наседкиной, Т.Ю. Толмачёвой (конодонты).

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Север Урала, включающий в себя западный склон Северного, Приполярного и Полярного Урала, является восточной частью Тимано-Североуральского региона (= Печорская плита), который в современном структурно-тектоническом плане расположен на эпибайкальском Тимано-Североуральском литосферном блоке, относящемся к северо-восточной части Европейской платформы. История его развития в раннем палеозое тесно связана с тектонической эволюцией Печорской плиты и формированием Палеоуральского океана. Позднеордовикский этап развития региона характеризовался становлением карбонатной платформы с терригенно-карбонатными трансгрессивными системными тракатами (сандбийский век и раннекатийское время), образованием депрессий с эвапоритовым осадконакоплением, шельфовых лагун и локальных рифов на континентальной окраине (среднекатийское время), сменившихся в позднекатийское время новым глинисто-карбонатным трансгрессивным системным трактом. Завершился он тектонической активизацией блоков фундамента на рубеже ордовика и силура в хирнантском веке, обусловившей резкую дифференциацию мелководных обстановок осадконакопления от супрадо сублиторальных (Антошкина, Шмелёва, 2018). Раннесилурийский этап развития региона выделяется наступлением мощной глобальной трансгрессии и формированием отложений в условиях глубоководного рампы (Антошкина, 2011).

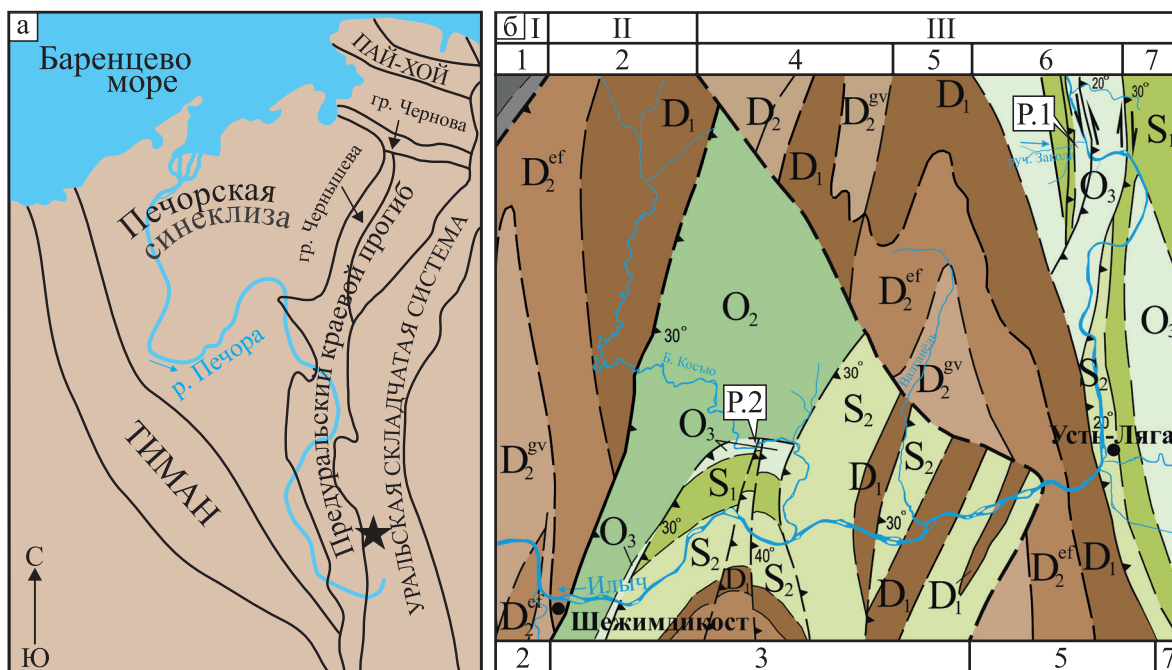


Рис. 1. Геологическое строение района исследований.

а – местонахождение изученного разреза на территории Тимано-Североуральского региона; б – геологическая карта северной части Верхнепечорского поперечного опускания и ее тектоническое районирование, по (Юдин, 1983; Шмелёва, Пономаренко, 2023) с дополнениями; подзоны Елецкой (известняковой) структурно-формационной зоны Урала: I – западная (1 – Патракаръемская антиклиналь), II – центральная (2 – Усть-Шежимская синклиналь, 3 – Косью-Уньинская синклиналь), III – восточная (4 – Эбельзская антиклиналь, 5 – Валганская синклиналь, 6 – Шантымская антиклиналь, 7 – Шантымвожская антиклиналь). P. 1 – разрез Закола, P. 2 – разрез Бол. Косью.

Fig. 1. Geological structure of the research area.

а – location of the studied section on the territory of the Timan-Northern Ural region; б – geological map of the northern part of the Vekhnaya Pechora transverse subsidence and its tectonic zoning, after (Yudin, 1983; Shmeleva, Ponomarenko, 2023), with additions; Yelets (limestone) subzone structural and formation zones of the Urals: I – western (1 – Patrakariem Anticline), II – central (2 – Ust'-Shezhim Syncline, 3 – Kosyu-Uniya Syncline), III – eastern (4 – Ebeliz Anticline, 5 – Valgan Syncline, 6 – Shantym Anticline, 7 – Shantym Vozh Anticline). P. 1 – Zakola section, P. 2 – Bol'shaya Kosyu section.

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

Пограничные верхнеордовикско-нижнесилурийские отложения вскрыты в обн. 51Д, расположенном в правом борту руч. Закола в 150 м выше устья. В тектоническом отношении они приурочены к северной части Верхнепечорского поперечного опускания, где слагают западное крыло Шантымской антиклинали (рис. 1). Здесь снизу вверх по разрезу автором выделено 14 пачек. Распределение установленной в разрезе фауны показано на рис. 2.

Пачка 1 (6.3 м). Доломиты темно-серые, до черных, плитчатые мелко- и среднекристаллические с теневой крупнобиокластовой структурой и линзами (длиной 3–4 см, мощностью до 1–2 см) и конкрециями (до 3 см в диаметре) кремней от серого до черного цвета (рис. 3, 1). Часто отмечаются прожилки и трещины желтовато-серого доломита, секущие породу вкрест простирания, иногда до

образования брекчиевидной структуры (рис. 3, 2). В 3 м от основания пачки – линзовидный слой (10–15 см) тонкокристаллического доломита с реликтовой грубобиокластовой структурой. Среди реликтового органогенного материала преобладают створки раковин брахиопод, реже встречаются остатки члеников криноидей и более мелкий неопределимый биокластовый материал.

Пачка 2 (11.5 м). Неравномерное чередование темно-серых, до черных, доломитов массивных, мелко- и среднекристаллических, с теневыми биокластовыми структурами. Мелко- и среднекристаллические доломиты с реликтовой средне- и грубобиокластовой структурой образуют прослои и линзы мощностью 5–10 см с неровной бугристой поверхностью напластования. Мелко- и среднекристаллические доломиты с реликтовой крупнобиокластовой структурой встречаются как в виде прослоев мощностью около 10 см, так и формируют однородные пласты

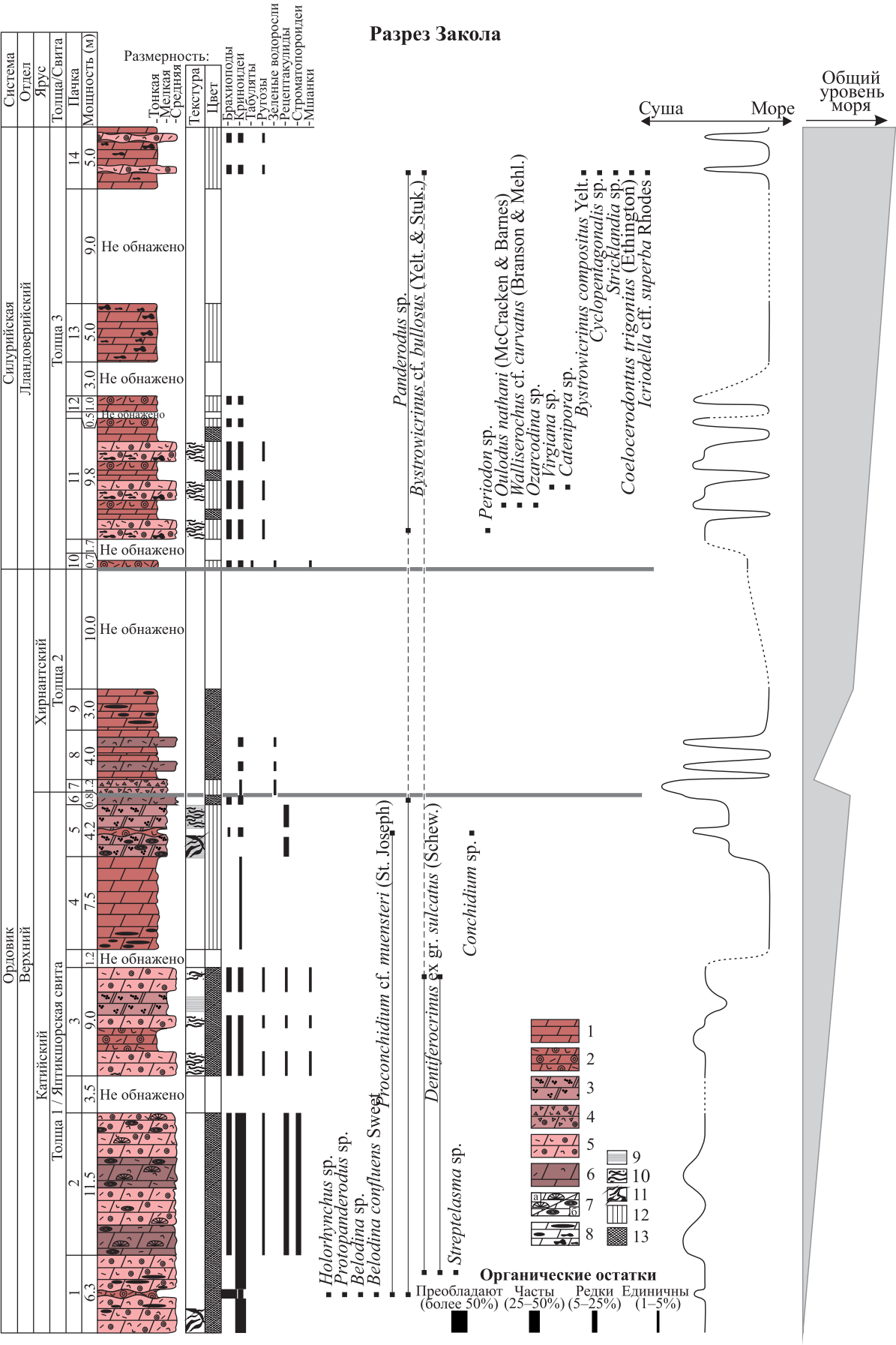


Рис. 2. Характеристика строения разреза.

1 – доломит тонкокристаллический, 2 – доломит тонкокристаллический с реликтовой грубобиокластовой структурой, 3 – доломит мелкокристаллический с реликтовой сгустковой структурой, 4 – доломит мелкокристаллический с реликтовой обломочной структурой, 5 – доломит мелко- и среднекристаллический с реликтовой крупнобиокластовой структурой, 6 – доломит мелко- и среднекристаллический с реликтовой средне- и грубобиокластовой структурой, 7a – кремненные строматопороиды, 7б – губки, 8 – линзы и стяжения кремней, 9 – тонкая горизонтальная слоистость, 10 – ходы роющих организмов, 11 – тектонически брекчированные доломиты с рудной минерализацией; цветовая колонка доломитов: 12 – темно-серые, 13 – темно-серые, практически черные.

Fig. 2. Characteristics of the section structure.

1 – very fine-crystalline dolostone, 2 – very fine-crystalline dolostone with a relict coarse-bioclastic structure, 3 – fine-crystalline dolostone with a relict clump structure, 4 – fine-crystalline dolostone with a relict clastic structure, 5 – fine-medium-crystalline dolostone with a relict coarse-bioclastic structure, 6 – fine-medium-crystalline dolostone with relict medium-coarse-bioclastic structure, 7a – silicified stromatoporoids, 7b – sponges, 8 – lenses and bindings of flints, 9 – thin horizontal layering, 10 – burrowing organisms, 11 – tectonically brecciated dolomites with ore mineralization; color column of dolomites: 12 – dark gray, 13 – dark gray almost black.

до 1 м. Реликтовый биокластовый материал не сортирован, представлен створками брахиопод, единичными ругозами и члениками криноидей (рис. 3, 3). Часто встречаются скопления кубкообразных губок до 7 см в диаметре (рис. 3, 4) и кремненные пластинчатые колонии строматопороидей, ориентированные по напластованию пород (рис. 3, 5).

Не обнажено (3.5 м).

Пачка 3 (9.0 м). Переслаивание доломитов темно-серых, до черных, плитчатых (10–15 см), тонко-, мелко- и среднекристаллических с теневой мелко- и крупно- и грубобиокластовой структурами. Среди реликтов биокластов отмечаются фрагменты створок брахиопод, единичных ругоз, мшанок, губок, а также членики криноидей и неопределимые фоссилии. К некоторым слоям мелкокристаллических доломитов приурочено обилие ходов роющих организмов *Thalassinoides*.

Не обнажено (1.2 м).

Пачка 4 (7.5 м). Доломиты темно-серые, плитчатые (10–15 см), тонкокристаллические. У подошвы пачки наблюдаются черные желваки кремней (3–6 см) неправильной формы, которые вверх по разрезу примерно к середине пачки исчезают. В кровле пачки в доломитах отмечаются единичные мелкие (до 1 мм) фрагменты члеников криноидей.

Пачка 5 (4.2 м). Доломиты темно-серые, неяснослоистые, мелкокристаллические, с теневой мелко- и крупно- и грубобиокластовой структурой. В основании пачка насыщена остатками губок размером от 2–3 до 15 см, в верхней части – ходами роющих организмов до 0.5 см в диаметре, часто образующих ихнитовую текстуру (рис. 3, 6). В интервале 2.20–2.35 м залегает линзовидный прослой тонкокристаллического доломита с теневой грубобиокластовой структурой. Среди обильных реликтов биокластов распознаются лишь наиболее крупные остатки плохой сохранности члеников криноидей и фрагментов толстостенных брахиопод. Породы секутся обильными прожилками и трещинами желтовато-серого эпигенетического кальцита и доломита, идущи-

ми вкрест простирания пород, часто до образования тектонических брекчий (размер обломков около 1–2 см), к которым приурочена рудная галенит-сфалеритовая минерализация (рис. 3, 7). Согласно данным В.И. Силаева (1982), она эпигенетична в отношении рудовмещающих пород и приурочена к узким принадвиговым зонам меридионального простирания, осложняющим приядерные части и крылья складок, т. е. контролируется разрывными и складчатыми структурами.

Пачка 6 (0.8 м). Доломиты темно-серые, до черных, массивные, мелко- и среднекристаллические, с теневой биокластовой структурой. Биокластовый материал представлен обломками створок брахиопод, члеников криноидей и более мелкими неопределимыми остатками. Иногда встречаются остатки губок до 4 см в диаметре и пластинчатые строматопороиды.

Пачка 7 (1.2 м). Доломиты темно-серые, мелкокристаллические, с теневой обломочной структурой (рис. 3, 8, 9). Обломочный материал выделяется более темной или светлой, чем матрикс, окраской, имеет размеры 1.5–3.5 см, угловатую форму и составляет до 50% породы. Матрикс образован мелкокристаллическим доломитом с теневой мелкобиокластовой структурой, среди органических остатков (0.2–3.0 мм; до 30%) различаются фрагменты члеников криноидей и зеленых водорослей.

Пачка 8 (4.0 м). Доломиты тонкокристаллические, темно-серые, до черных, массивные, с линзовидными прослоями до 10–15 см доломита мелко- и среднекристаллического с теневой биокластовой водорослево-криноидной структурой. В темно-серых тонкокристаллических доломитах наблюдаются прожилки желтовато-серого эпигенетического доломита и кальцита. Тонкокристаллические доломиты с теневой грубобиокластовой структурой имеют четкие, слабоволнистые границы.

Пачка 9 (3.0 м). Доломиты темно-серые, до черных, массивные, тонкокристаллические, с конкрециями кремней от серого до черного цвета (рис. 3, 10).

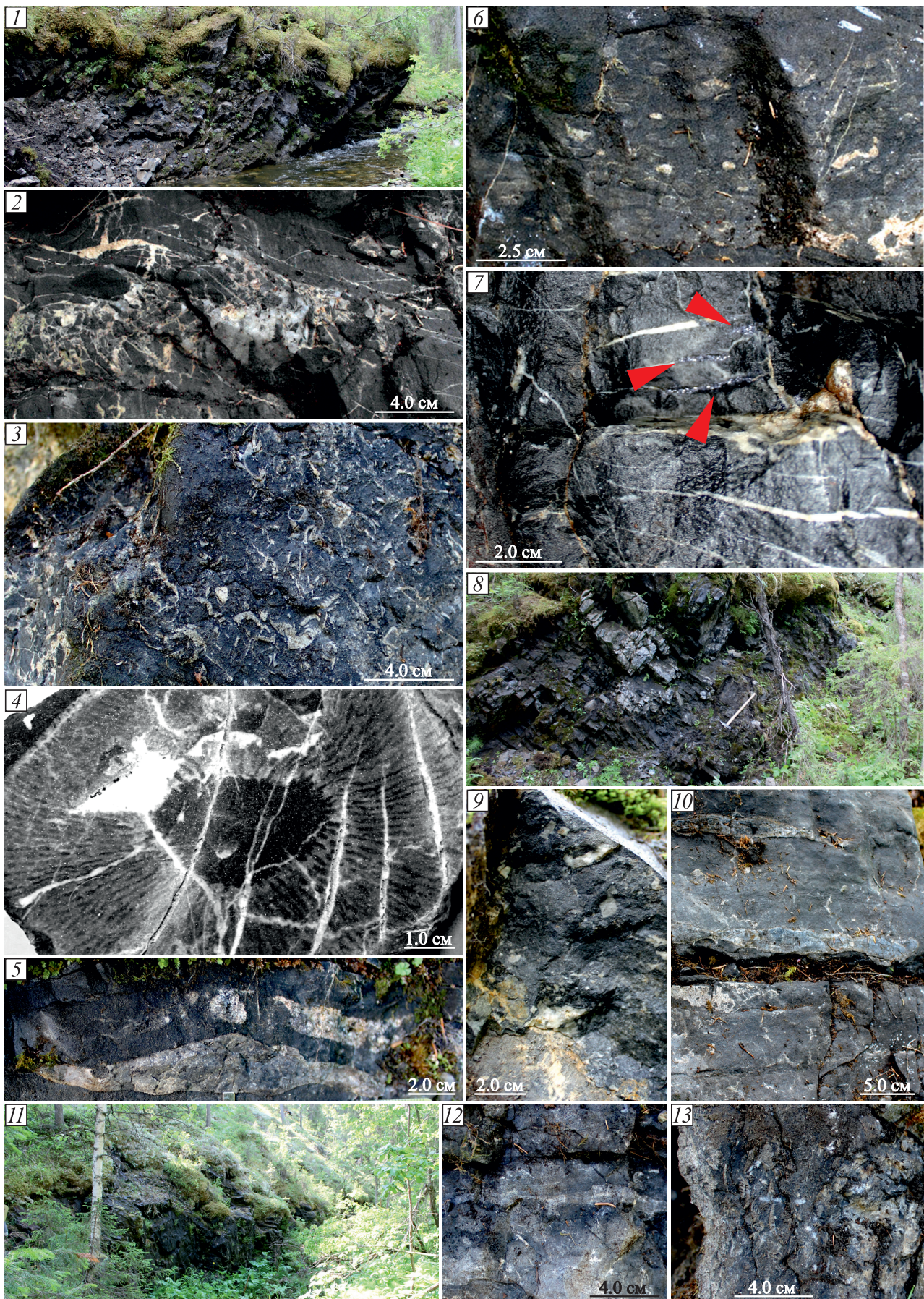


Рис. 3. Структурно-текстурные особенности доломитов.

1, 8, 11 – общий вид выходов (1 – толща 1, 8 – толща 2, 11 – толща 3), 2 – темно-серые мелкокристаллические доломиты с тектонически брекчированными участками, 3 – скопления раковин брахиопод в темно-сером, почти черном, доломите, 4 – губка, 5 – окремненные пластинчатые строматопороидеи, 6 – мелкокристаллические доломиты с реликтовой биокластовой структурой и ходами роющих организмов, 7 – тектонические брекчии с галенит-сфалеритовой минерализацией, 9 – доломит мелкокристаллический с реликтовой обломочной структурой, 10 – доломиты тонкокристаллические, темно-серые, с желваками кремней от серого до черного цвета, 12 – доломит темно-серый, почти черный, массивный, тонкокристаллический, с желваками кремней от серого до черного цвета, 13 – доломит темно-серый, мелко- и среднекристаллический, с теневой крупнобиокластовой структурой.

Fig. 3. Structural and textural features of dolostones.

1, 8, 11 – general view of outcrops (1 – member 1, 8 – member 2, 11 – member 3), 2 – dark gray fine-crystalline dolostones with tectonically brecciated areas, 3 – clusters of brachiopod shells in dark gray, almost black dolostones, 4 – sponge, 5 – silicified lamellar stromatoporoidea, 6 – fine-crystalline dolostones with relict bioclastic structure and burrowing organisms, 7 – tectonic breccias with galena-sphalerite mineralization, 9 – fine-crystalline dolostones with relict clastic structure, 10 – dark gray fine-crystalline dolostones with flint nodules from gray to black, 12 – dark gray almost black massive fine-crystalline dolostone with flint nodules from gray to black, 13 – dark gray fine-medium-crystalline dolostone with a large-bioclastic shadow structure.

Не обнажено (10.0 м).

Пачка 10 (0.7 м). Доломиты темно-серые, массивные, тонкокристаллические, с теневой грубо-биокластовой структурой (рис. 3, 11). Среди биокластового материала преобладают крупные членники криноидей, фрагменты брахиопод, мшанок, зеленых водорослей, табулят. Отмечаются неокатанные обломки более светлых, массивных доломитов (до 2 см).

Не обнажено (1.7 м).

Пачка 11 (9.8 м). Ритмичное переслаивание доломитов темно-серых, мелко- и среднекристаллических, с теневой крупнобиокластовой структурой и обилием ходов роющих организмов (до 0.5 см в диаметре), доломитов темно-серых, тонкокристаллических, с теневой грубобиокластовой структурой и доломитов темно-серых, до черных, тонкокристаллических, без видимых остатков организмов. Выделяется три ритма с трехчленным строением: темно-серые плитчатые мелко- и среднекристаллические доломиты с обилием ходов роющих организмов и конкрециями кремней неправильной формы сменяются почти черным доломитом тонкокристаллическим массивным. На них залегают доломиты тонкокристаллические с теневой грубобиокластовой структурой.

Не обнажено (0.5 м).

Пачка 12 (1.0 м). В основании пачки слой темно-серого тонкокристаллического массивного доломита с вытянутыми линзообразными конкрециями кремней (до 10–15 см в длину) от серого до черного цвета (рис. 3, 12). Выше залегает доломит тонкокристаллический с теневой грубобиокластовой структурой и более мелкими линзообразными черными конкрециями кремней (около 2–3 см).

Не обнажено (3.0 м).

Пачка 13 (5.0 м). Доломит темно-серый, тонкокристаллический, трещиноватый, с черными конкрециями кремней неправильной формы (3–4 см).

Не обнажено (9.0 м).

Пачка 14 (5.0 м). Доломиты темно-серые, толсто-плитчатые, тонкокристаллические, с прослоями (по 10–20 см) доломитов мелко- и среднекристаллических с теневой крупнобиокластовой структурой и конкрециями кремней (3.0–4.5 см) линзовидной и неправильной формы (рис. 3, 13).

Видимая мощность вскрытого разреза 97.9 м.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Среди изученных пород было выделено шесть типов доломитов, распределение которых по разрезу показано на рис. 2.

ЛТ 1. Доломит тонкокристаллический (рис. 4, 1, 2). Порода темно-серая, структура тонкокристаллическая, текстура массивная и тонкослоистая, участками сильнотрещиноватая. Состоит из кристаллов доломита ксеноморфной формы размером от 0.02 до 0.07 мм, которые плотно прилегают друг к другу и содержат пелитоморфные темные включения. Иногда отмечаются единичные темные структуры органических остатков, вероятно, водорослей. В незначительном количестве присутствует мелкокристаллический кварц, выполняющий мелкие поры (около 0.1 мм) между зернами доломита. По данным химического анализа, содержание нерастворимого остатка (н.о.) 1.42 мас. %, кальцита – до 1 мас. %.

ЛТ 2. Доломит тонкокристаллический с реликтовой грубобиокластовой структурой (рис. 4, 3, 4). Порода темно-серая, структура тонкокристаллическая, реликтовая грубобиокластовая, текстура массивная. Состоит из плотного агрегата кристаллов доломита ксеноморфной формы размером от 0.01 до 0.1 мм. Органические остатки присутствуют в виде реликтов, слагающих до 50% породы, среди которых распознаются крупные остатки криноидей и брахиопод размером 0.5–5.0 мм, а также темные округлые микробные сгустки (0.2 мм). Поровое пространство (0.5–2.0 мм), составляющее

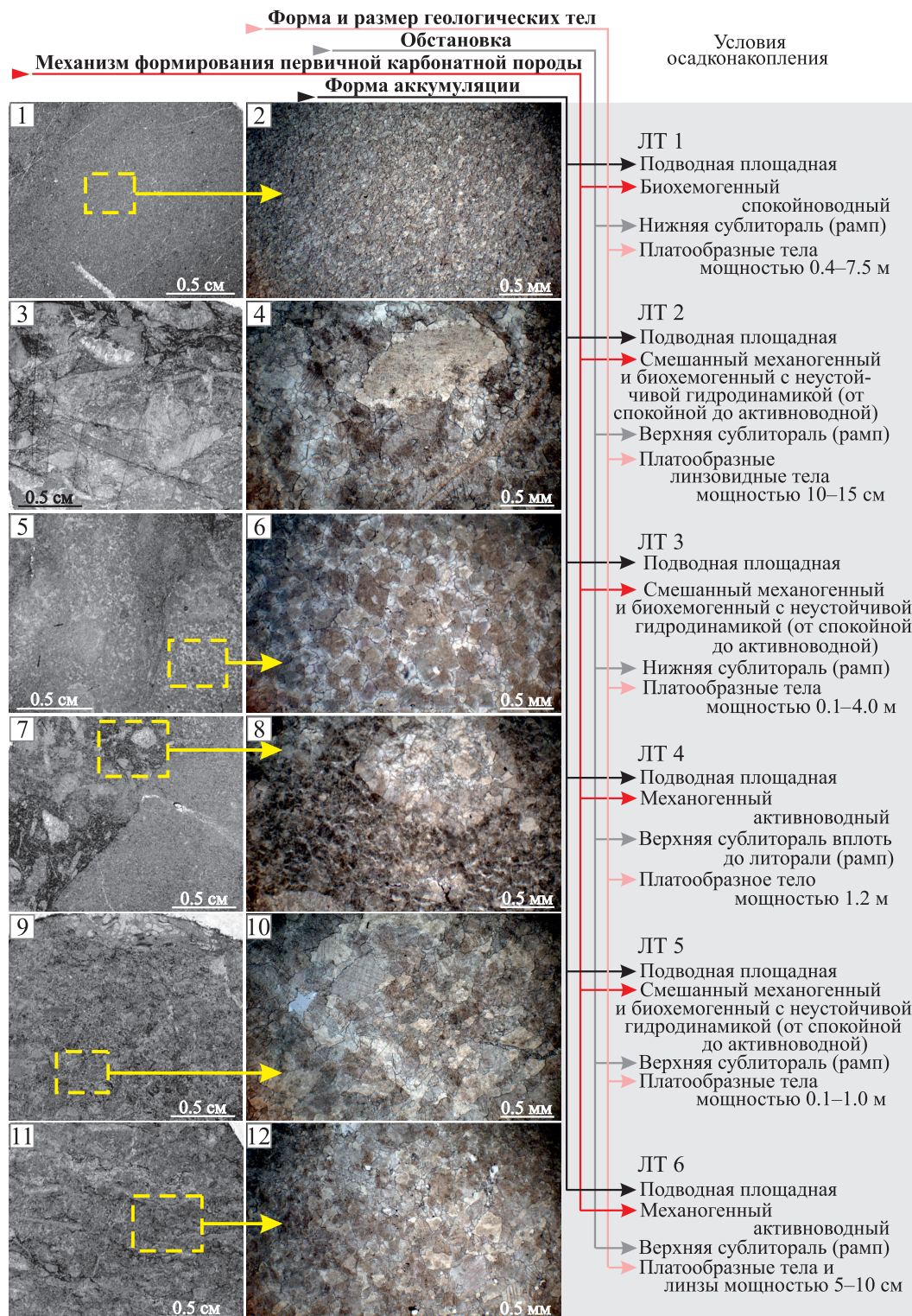


Рис. 4. Литотипы вторичных доломитов и условия осадконакопления первичных осадков.

1, 2 – доломит тонкокристаллический (ЛТ 1, обр. 3-Ё49); 3 – скопление несортированного грубобластового материала в тонкокристаллическом доломите (ЛТ 2, обр. 3-Ё 18(2)); 4 – доломит тонкокристаллический с реликтовой грубобластовой структурой (ЛТ 2, обр. 3-Ё52); 5, 6 – доломит мелкокристаллический с реликтовой сгустковой структурой (ЛТ 3, обр. 3-Ё10); 7, 8 – доломит мелкокристаллический с реликтовой обломочной структурой (ЛТ 4, обр. 3-Ё35); 9, 10 – доломит мелко- и среднекристаллический с реликтовой крупнобластовой структурой (ЛТ 5, обр. 3-Ё5); 11, 12 – доломит мелко- и среднекристаллический с реликтовой средне- и грубобластовой структурой (ЛТ 6; обр. 3-Ё11).

Fig. 4. Lithological types (ЛТ) of dolostones and features of their sedimentation.

1, 2 – very fine-crystalline dolostone (ЛТ 1, sample 3-Ė49); 3 – cluster of unsorted coarse-bioclastic material in very fine-crystalline dolostone (ЛТ 2, sample 3-Ė18(2)); 4 – very fine-crystalline dolostone with relict coarse-bioclastic structure (ЛТ 2, sample 3-Ė52); 5, 6 – fine-crystalline dolostone with a relict clump structure (ЛТ 3, sample 3-Ė10); 7, 8 – fine-crystalline dolostone with a relict clastic structure (ЛТ 4, sample 3-Ė35); 9, 10 – fine-medium-crystalline dolostone with a relict coarse-bioclast structure (ЛТ 5, sample 3-Ė5); 11, 12 – fine-medium-crystalline dolostone with a relict medium-coarse-bioclastic structure (ЛТ 6, sample 3-Ė11).

участками до 10%, выполнено кристаллами кварца размером 0.01–0.03 мм. По данным химического анализа, содержание н.о. 4.36 мас. %, кальцита – до 1 мас. %.

ЛТ 3. Доломит мелкокристаллический с реликтовой сгустковой структурой (рис. 4, 5, 6). Порода темно-серая, структура мелкокристаллическая, реликтовая сгустковая, текстура массивная, участками слоистая. Состоит из кристаллов доломита ксеноморфной формы размером 0.1–0.2 мм, плотно прилегающих друг к другу. Встречаются кристаллы доломита как чистые, так и с небольшим количеством точечных темных вкраплений тонкого пелитоморфного вещества. Сгустки, слагающие до 50% объема породы, имеют округлую форму, сложенную более мелкими кристаллами доломита (0.01–0.05 мм). Отмечаются участки с ходами роющих организмов. По данным химического анализа, содержание н.о. 0.63 мас. %, кальцита – до 1 мас. %.

ЛТ 4. Доломит мелкокристаллический с реликтовой обломочной структурой (рис. 4, 7, 8). Порода темно-серая, структура мелкокристаллическая, реликтовая обломочная, участками сильнотрещиноватая. Состоит из зерен доломита ксеноморфной формы (0.1–0.2 мм). Реликты обломочного материала микроскопически выделяются более светлой окраской зерен доломита по сравнению с матриком. Обломки (1.5–3.5 см) имеют угловатую форму, не окатаны и слагают до 60% породы. В матриксе наблюдаются участки с реликтами биокластовой и сгустковой структуры. Органические остатки (до 30%) размером 0.2–3.0 мм представлены фрагментами члеников криноидей, зеленых водорослей и другими не идентифицируемыми фрагментами. Сгустки (0.2–0.3 мм) представлены реликтовым пелитовым материалом и имеют довольно округлую форму. По данным химического анализа, содержание н.о. 0.60 мас. %, кальцита – до 1 мас. %.

ЛТ 5. Доломит мелко- и среднекристаллический с реликтовой крупнобиокластовой структурой (рис. 4, 9, 10). Порода темно-серая, структура мелко- и среднекристаллическая, реликтовая крупнобиокластовая, текстура массивная, участками трещиноватая, до брекчиевидной. Состоит из гипидиоморфных и ксеноморфных кристаллов доломита (0.2–0.3 мм) с темными включениями пелитоморфного вещества. Реликты органических остатков (до 40%) представлены остатками строматопороидей, криноидей, брахиопод, зеленых водорослей и ко-

раллов. Кроме того, отмечаются участки, сложенные темными округлыми сгустками (≈ 0.1 мм), сохранившимися только в виде теней. Поровое пространство, составляющее до 15% объема породы, выполнено мелкокристаллическим кварцем. По данным химического анализа, содержание н.о. 13.02 мас. %, кальцита – до 1 мас. %.

ЛТ 6. Доломит мелко- и среднекристаллический с реликтовой средне- и грубобиокластовой структурой (рис. 4, 11, 12). Порода темно-серая, структура мелко- и среднекристаллическая, реликтовая биокластовая, текстура массивная. Состоит из гипидиоморфных и ксеноморфных зерен доломита (0.1–0.5 мм). Органические остатки слагают до 70% породы, и часто об их присутствии свидетельствует лишь форма скоплений более мелких или более крупных кристаллов на фоне основной массы породы. Среди биокластов определяются фрагменты иглокожих, брахиопод, кораллов и зеленых водорослей размером 0.5–2.0 мм. По данным химического анализа, содержание н.о. 0.82 мас. %, кальцита – до 1 мас. %.

Таким образом, разрез представлен плитчатыми вторичными доломитами, в которых структуры и текстуры сохранились только в виде теней. Среди них хорошо распознается обломочный литокластовый и биокластовый материал, в том числе остатки брахиопод, губок, окремненные округлые и удлинённые колонии строматопороидей, ориентированные параллельно простиранию слоев, фрагменты криноидей, определены также кораллы и конодонты. Доломит представлен неправильными, часто мутными кристаллами, плотно прилегающими друг к другу по нечетким, извилистым контурам. Некоторые кристаллы огранены с отдельных сторон и имеют зональное строение, которое проявляется в чередовании полос чистого и мутного доломита за счет включений реликтового пелитового вещества.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ДОЛОМИТОВ

Доломитизация является распространенным процессом, который может изменять карбонатные породы и протекать на различных этапах литогенеза – от раннего диагенеза до позднего катагенеза и метаморфизма. В результате доломитизации происходит превращение известняка в доломит или доломитовый известняк путем полного

или частичного замещения первичного кальцита или арагонита минералом доломитом, обычно под воздействием магнезиальных вод (морских, просачивающихся атмосферных или гидротермальных). При этом доломитизация может либо проявляться в сплошном замещении известкового материала (сплошная), либо затрагивать только отдельные участки матрикса и структурные компоненты (неравномерная).

В бассейне р. Илыч мощная толща темно-серых, практически черных доломитов, развитая в ряде обнажений на участке меридионального течения реки выше устья р. Ичет-Ляга и включающая в себя изученный разрез, известна еще с середины XIX в. Позднеордовикско-раннесилурийский (катий-лландоверий) возраст ее был установлен и уточнен работами В.А. Варсанофьевой, А.Г. Кондаиной, А.И. Першиной и другими (Варсанофьева, 1940, 1963; Кондаина, 1967; Першина и др., 1971). О.А. Кондаина (1960) выделял эти доломиты в шантымскую свиту мощностью ≈ 400 –450 м. К сожалению, в бассейне р. Илыч вследствие сильной тектонической раздробленности не отмечается ни одного полного разреза этой свиты. В связи с этим в настоящее время выделяется не свита, а шантымская толща (Шмелёва, Пономаренко, 2022). Происхождение доломитов этой толщи в настоящее время обсуждается.

Изученные доломиты, вскрытые в нижнем течении руч. Закола, судя по обилию реликтовых первичных структур и органических остатков, характерных для нормальноморских обстановок, являются вторичными и были сформированы в результате полной доломитизации первичной известняковой породы. Обычно равномернокристаллические доломиты представляют собой одну фазу образования. Неравномернокристаллическая структура доломитов в одном случае может свидетельствовать о быстром росте большого количества кристаллов, которые, тесно соприкасаясь, мешают друг другу развиваться. Появление на некоторых кристаллах прозрачной каймы и ровных граней свидетельствует о периодическом замедлении их роста, вероятно, в связи с временным недостатком Mg (Полонская и др., 1975; Максимова и др., 1976). В другом случае такая структура может свидетельствовать о разных фазах доломитизации, когда при повторной доломитизации происходит частичное перераспределение растворенного доломитового вещества предыдущей генерации. На данном этапе исследований судить о нескольких фазах доломитизации этих пород, в том числе раннедиагенетической, не представляется возможным.

В настоящее время установлено, что шантымская толща в бассейне р. Илыч залегает между двумя существенно глинистыми толщами – подстилающей толщей известняков с ходами *Thalassinoides* и кварц-хлорит-известковых сланцев сандбийского яруса и перекрывающей глинистой толщей венлок-

ского яруса, выше которой доломитизация в породах не развита. Вероятнее всего, эти глины служили экраном, что позволяет предполагать, что доломитизирующие флюиды могли быть “запечатаны” в довенлокское время, во время накопления шантымской толщи. Таким образом, источник магния мог содержаться в самих морских, вероятно, стратифицированных водах при осадконакоплении и в интерстициональных водах. Полную доломитизацию шантымских пород могли запустить более поздние тектонические орогенные процессы, такие как, например, термохимическая сульфатредукция, для протекания которой необходимо присутствие метана и сульфатов, которые могли быть связаны с миграцией по разломам. Следует отметить, что подобной тотальной доломитизации подвергнуты среднекатийско-аэронские (по современной стратиграфической схеме) отложения Приполярного, Полярного Урала, впадин Предуральского краевого прогиба и Печорской синеклизы (Опорные..., 1987; Антошкина и др., 1989; Жемчугова и др., 2001 и др.). За исключением уральских разрезов, отложения этого возраста включали в себя галогенные и глинистые отложения. Для решения этой проблемы требуются дополнительные геохимические исследования.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ

Исходя из литолого-палеонтологической характеристики, в разрезе четко можно выделить три толщи. По фаунистической характеристике **толща 1**, представленная плитчатыми вторичными преимущественно мелко- и среднекристаллическими доломитами мощностью 44 м (пачки 1–6) с брахиоподами *Holorhynchus* sp., *Proconchidium* cf. *muensteri* (St. Joseph); ругозами *Streptelasma* sp.; конодонтами *Belodina confluens* (Sweet), *Panderodus* sp., *Protopanderodus* sp., *Belodina* sp., *Belodina confluens* (Sweet), *Periodon* sp.; криноидеями *Bystrorhynchus* cf. *bullosus* (Yeltyschewa & Stukalina), *Dentiforocrinus* ex gr. *sulcatus* (Schewtschenko) (см. рис. 2), соответствует яптикшорской свите верхней части катийского яруса, что впервые было установлено А.И. Антошкиной.

Толща 2 согласно залегает на толще 1 и в основании представлена вторичными доломитами с реликтовой мелкообломочной структурой (ЛТ 4) мощностью 1.2 м (пачка 7), которые далее (пачки 8, 9) сменяются темно-серыми, до черных, массивными тонкокристаллическими доломитами (ЛТ 1) с прослоями до 10–15 см мелко- и среднекристаллического доломита с теневой биокластовой водорослево-криноидной структурой (ЛТ 6) мощностью 7.0 м. Далее с перерывом в обнаженности (10 м по мощности) залегает **толща 3**, сложенная вторичными тонкокристаллическими доломитами (ЛТ 1) и тонко-, мелко- и среднекристал-

лическими доломитами с теневой крупно- и грубобиокластовой структурой (ЛТ 2, ЛТ 5) мощностью 35.7 м (пачки 10–14). В них установлен смешанный комплекс позднеордовикско-раннесилурийской фауны, представленный остатками криноидей *Bystrowicrinus compositus* Yelt., *B. cf. bullosus* Yelt. & Stuk., *Cyclopentagonalis* sp., брахиопод *Virgiana* sp., *Stricklandia* sp., табулят *Catenipora* sp., конодонтов *Panderodus* sp., *Periodon* sp., *Coelocerodontus trigonius* (Ethington), *Icriodella?* cff. *superba* Rhodes, *Oulodus nathani* (McCracken & Barnes), *Walliserochus* cf. *curvatus* (Branson & Mehl), *Ozarcodina* sp. (см. рис. 2).

В работе (Безносова и др., 2011), посвященной палеонтологическому обоснованию границы ордовика и силура на Приполярном Урале, в разрезе обн. 108 на р. Кожым Приполярного Урала указано, что выше яптикшорских доломитов с *Pr. muensteri* (St. Joseph) залегают массивные доломиты юнкошорских слоев хирнантского яруса без фаунистических остатков. Они перекрываются тонкослоистыми доломитами, в основании которых П. Мянником определены конодонты *Oulodus?* aff. *nathani*, *Walliserochus* cf. *curvatus*, *Ozarcodina* sp., указывающие на силурийский возраст. Там же встречаются фрагменты брахиопод *Virgiana* (?) sp. Таким образом, интервал разреза Закола мощностью 18.2 м, соответствующий пачкам 7–9 (толща 2), может быть сопоставлен с хирнантскими отложениями. Присутствие смешанного комплекса фауны, установленного из перекрывающих хирнант отложений (толща 3), свидетельствует о перерыве в осадконакоплении в результате резкого позднехирнантского обмеления на рубеже ордовика и силура. О существовании перерыва на границе ордовика и силура на Южном Урале поднимался вопрос еще в 50–60-е годы XX столетия при изучении верхнеордовикской набиуллинской свиты (Ожиганов, 1955; Краузе, Маслов, 1961). В ее стратотипе на р. Белой установлена последовательная смена комплексов конодонтов верхнего ордовика от верхней части сандбийского яруса до границы с нижнесилурийскими отложениями, что позволяет четко диагностировать масштаб перерыва (Мавринская, Якупов, 2016). Доказательства существования перерыва имеются и на Среднем Урале, где расположен стратотип кырынского горизонта (Маслов и др. 1996). Более масштабный перерыв на границе ордовика и силура оценивается в несколько миллионов лет и фиксируется поверхностью несогласия как следствие позднехирнантского оледенения в разрезах центральной Швеции (Dahlqvist, Calner, 2004). Подтверждение перерыва имеются также на Северном Урале в разрезе Большая Косью, где в перекрывающих хирнант отложениях также определен смешанный комплекс позднеордовикско-раннесилурийской фауны (Дембовский, Дембовская, 1992 г.; Антошкина, Шмелёва, 2018).

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Несмотря на сильную вторичную преобразованность пород, по сохранившимся в породах теневым структурам и некоторым биогенным компонентам можно судить о первичной природе этих отложений и их фациальной приуроченности.

Тонкокristаллические доломиты без видимых фаунистических остатков с массивной и тонкослоистой текстурами (ЛТ 1) могут соответствовать пелитоморфному известняку, формировавшемуся в спокойноводных глубоководных обстановках нижней сублиторали. Тонкокristаллический доломит с реликтовой грубобиокластовой структурой (ЛТ 2), вероятно, характеризует относительно глубоководные условия верхней сублиторали, но с неустойчивой гидродинамикой. Первичная пелитоморфная масса накапливалась в спокойноводной обстановке, а присутствие грубого органогенного материала и его различную концентрацию в слоях можно связать с его поступлением из более мелководных участков морского дна при проявлении активной гидродинамики. Сгустки в мелкокристаллическом доломите (ЛТ 3) первично могли представлять собой микритизированные, например, сверлящими водорослями или эндолитами органические остатки. Могли формироваться и как обломочный материал при механическом воздействии на карбонатный иловый осадок волн и течений. Кроме того, нельзя также исключать, что часть из них сформировалась как обособившиеся в результате перекристаллизации участки пелитоморфного известняка. В целом мелкокристаллическая основная масса доломита с отсутствием органических остатков однозначно свидетельствует о первичном карбонатном иле, что предполагает его накопление в спокойноводной, относительно глубоководной обстановке нижней сублиторали. Мелкокristаллические доломиты с реликтовой обломочной структурой (ЛТ 4) образовались в результате доломитизации первично мелкообломочных известняковых брекчий с биокластовым матриксом. Об этом свидетельствует однообразная доломитизация обломков и цемента. Они формировались в мелководных условиях верхней сублиторали, вплоть до литорали, с активным гидродинамическим режимом и колебанием уровня моря, регулировавшим поступление биокластового материала. Механизм формирования мелко- и среднекристаллических доломитов с реликтовой крупнобиокластовой структурой (ЛТ 5) в целом сходен с ЛТ 2, однако широкое распространение среди органогенного материала строматопороидей, члеников криноидей, брахиопод, зеленых водорослей и кораллов указывает на относительно мелководные обстановки верхней сублиторали. Присутствие стеногалинной фауны (морские лилии) свидетельствует также о среднеокеанической солености вод

и, следовательно, наложенном характере доломитизации. Одновременно наличие регенерационных каемок на члениках криноидей (см. рис. 4, 4, 10) указывает, что доломитизация, скорее всего, не диагенетическая, когда шло обрастание членика кальцитом, а более поздняя – катагенетическая, когда уже сменилась геохимическая обстановка и был другой источник магния (Кузнецов, 2022). Доломит мелко- и среднекристаллический с реликтовой биокластовой структурой (ЛТ 6) по большому количеству биокластового материала (до 70%), вероятнее всего, первично был биокластовым известняком. Формирование биокластовых несогласованных осадков, как правило, характеризует мелководные условия верхней сублиторали с подвижной гидродинамикой. Более определенная интерпретация условия формирования пород невозможна из-за значительной степени их вторичного преобразования. Отметим, что в доломитах остаются лишь очертания первичной структуры породы, образуя так называемые тени или реликты. Наблюдаемые темные включения в центре кристаллов доломита, выделяющиеся за счет пелитового вещества, по данным (Безбородова, 1988), могут быть частицами незамещенного кальцита, что подтверждается данными химического анализа (постоянное присутствие около 1% кальцита). Прозрачные каемки кристаллов практически не содержат включений (см. рис. 4, 6).

Микроскопические исследования тонкокристаллических доломитов (ЛТ 1), тонкокристаллических доломитов с реликтовой грубобиокластовой структурой (ЛТ 2), мелко- и среднекристаллических доломитов с реликтовой крупнобиокластовой структурой (ЛТ 5) показали, что относительно повышенные концентрации нерастворимого остатка в них связаны с присутствием мелкокристаллического кварца. Данные рентгеноструктурного анализа подтвердили присутствие только минеральных фаз доломита и кварца.

ОБСТАНОВКИ И ЭВОЛЮЦИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Для позднекарийской толщи 1 характерно полное отсутствие обломочных (литокластовых) пород и двучленное строение. Ее нижняя часть (пачки 1–3) представлена переслаиванием преимущественно мелко- и среднекристаллических плитчатых и линзовидно-плитчатых доломитов с биокластовым материалом (ЛТ 5, ЛТ 6). Иногда присутствуют единичные прослои мощностью до 15 см тонкокристаллического доломита с реликтовой грубобиокластовой структурой (ЛТ 2) и редкими кремнистыми образованиями. Формирование этих отложений, вероятно, происходило в относительно мелководных обстановках верхней сублиторали с неустойчивой гидродинамикой (от спокойной

до активноводной), периодически приносившей крупный биокластовый материал с более мелководных участков. Верхняя (пачки 4–6) выделяется значительным развитием в плитчатых тонко-, мелко- и среднекристаллических доломитах теневых мелкогустковых структур (ЛТ 4) и слоев с обилием ходов роющих организмов *Thalassinoides*, а также меньшим содержанием крупного биокластового материала. Совместное нахождение в этой части разреза тонко-, мелко- и среднекристаллических доломитов с биокластовым материалом, так и без него (ЛТ 1, ЛТ 2, ЛТ 5), а также широкое распространение следов *Thalassinoides* и прослоев доломитов с реликтовой мелкогустковой структурой свидетельствуют о неустойчивом гидродинамическом режиме в период формирования этих отложений. В целом более широкое развитие в этой части толщи мелкогустковых и тонкокристаллических структур указывает на преобладание в это время более спокойноводных обстановок нижней сублиторали и отражает углубление морского дна и, следовательно, трансгрессивный характер осадконакопления. Таким образом, состав пород и фаунистическая характеристика толщи 1 показывают, что она является образованием сублиторальной зоны карбонатной платформы типа рампы с трансгрессивным карбонатным трактом, а характер строения разреза и присутствующая фауна соответствуют типичной характеристике яптикшорских отложений.

В разрезе Бол. Косью, расположенном на 40 км западнее руч. Закола, толща известняков, содержащая фауну брахиопод *Proconchidium* cf. *muensteri* (St. Joseph), также характеризуется двучленным строением. В ее основании преобладают серые грубообломочные известняковые брекчии и песчаники с морским цементом типа “dogtooth” (Flügel, 2004), отвечающие мелководным обстановкам. Выше по разрезу они сменяются светло-серыми крупнобиокластовыми водорослево-криноидными известняками плитчатого и массивного сложения иногда с микрокомковатой структурой, которые формировались в более глубоководных обстановках и свидетельствуют о повышении уровня моря.

Таким образом, достоверно установленные разрез яптикшорских отложений на Северном Урале характеризуются двучленным строением, отражающим смену условий осадконакопления с менее глубоководных на более глубоководные, т. е. соответствуют трансгрессивному этапу развития бассейна. Стратотип яптикшорской свиты на Приполярном Урале также характеризуется накоплением открытоморских илово-биокластовых осадков сублиторали в условиях трансгрессии (Антошкина, 2003), однако он имеет более однородный литологический состав. Этот факт отражает изменение обстановок осадконакопления на североуральской окраине карбонатной платформы, обусловленных

различной интенсивностью тектонических процессов (Юдин, 1983; Тимонин, 1998). При этом яптикшорские отложения в разрезе Закола отвечают более глубоководной сублиторальной зоне по сравнению с разрезом на р. Бол. Косью.

Основание хирнанта в разрезе на руч. Закола характеризуется обмелением, фиксирующимся в разрезе доломитами с реликтовой мелкообломочной структурой (ЛТ 5). Формирование этих отложений, вероятнее всего, происходило в условиях верхней сублиторали, вплоть до литоральных обстановок, с колебаниями уровня моря. Подобная ситуация в хирнанте существовала в период накопления нижней части верхнеручейной свиты (Антошкина, Шмелёва, 2018), которая фиксирует глобальную раннехирнантскую регрессию. Выше по разрезу темно-серые, до черных, тонкокристаллические доломиты (ЛТ 1) с линзовидными прослоями до 10–15 см доломита мелко- и среднекристаллического с теневой биокластовой водорослево-криноидной структурой (ЛТ 6) характеризуют повышение уровня моря. Их образование происходило в более глубоководных, по сравнению с верхнеручейными отложениями, обстановках нижней сублиторали со спокойной гидродинамикой.

На Северном Урале впервые отложения хирнанта установлены в разрезе на р. Бол. Косью как верхнеручейная свита (Шмелёва, Толмачева, 2016). Литологически она характеризуется в основании обломочными известняками с частыми эрозионными границами, сменяющимися выше по разрезу биокластовыми криноидными, видимая макрофауна отсутствует. Эрозионная граница хирнантских брекчий с подстилающими яптикшорскими биокластовыми известняками в разрезе Бол. Косью свидетельствует о резкой смене условий седиментации от сублиторальных до супралиторальных и субаэральных. Подобная характеристика основания хирнантского яруса, отражающая резкое обмеление на границе катий–хирнант, отвечает началу раннехирнантской регрессии и коррелирует с формированием седиментационно-диагенетических брекчий бадьяшорской свиты (Лютеев, Антошкина, 2009; Антошкина, 2011) и криноидных и полибиокластовых известняков юнкошорских слоев (Безносова и др., 2011) нижнего хирнанта на Приполярном Урале. Поскольку часть пограничных отложений в разрезе Закола не обнажена, более точно коррелировать вскрытый интервал с нижней или верхней частью верхнеручейной свиты не представляется возможным. По литологическим данным можно отметить обмеление выше границы с яптикшорскими отложениями, проявленное формированием мелкообломочных брекчий, и последующее повышение уровня моря.

Толща 3 накапливалась в рудданский век на окраине карбонатной платформы со свободным водообменом в условиях нижней сублиторали, о

чем свидетельствуют ритмичное строение разреза, тонкокристаллические структуры плитчатых доломитов, присутствие в них прослоев мелко- и среднекристаллических доломитов с теневой крупно- и грубобиокластовой структурой и определенной фауны брахиопод и кораллов. Подобные нижнесилурийские карбонатные отложения, формировавшиеся в условиях сублиторали рампа, широко распространены как на территории современного Северного Урала, Предуральяского краевого прогиба и Печорской синеклизы, так и севернее (Першина и др., 1971; Antoshkina, 2008; Палеозойское..., 2011; Пономаренко, 2019; Шмелёва, Пономаренко, 2022; и др.), что отвечает глобальной раннесилурийской трансгрессии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, на основе литолого-палеонтологической характеристики пограничных верхнеордовикско-нижнесилурийских отложений в разрезе Закола установлены три толщи, которые могут быть соотнесены с катийским, хирнантским и рудданским ярусами ОСШ. Отложения верхнего катия (толща 1) формировались вначале в условиях верхней, а позднее – нижней сублиторали карбонатной платформы типа рампа с трансгрессивным карбонатным трактом и разнообразной фауной. Начало хирнантского века (толща 2) характеризуется более мелководными обстановками верхней сублиторали, вплоть до литорали, что отражает резкое обмеление (формирование брекчий) на границе катий–хирнант и соответствует началу глобальной раннехирнантской регрессии. Выше по разрезу толща 2 тонкокристаллические доломиты без теневых структур с линзовидными прослоями доломита мелко- и среднекристаллического с теневой биокластовой водорослево-криноидной структурой соответствуют обстановкам нижней сублиторали. Они свидетельствуют о повышении уровня моря, характерном для позднего хирнанта, однако коррелировать их с верхней частью одновозрастной верхнеручейной свиты хирнанта в разрезе Большая Косью сложно из-за фрагментарности выходов в разрезе Закола. Формирование толща 3 в рудданский век происходило в условиях нижней сублиторали. Подобные нижнесилурийские карбонатные отложения, формировавшиеся в условиях глубоководной сублиторали рампа, распространены на севере Урала и в пределах платформы и отвечают глобальной раннесилурийской трансгрессии. Присутствие смешанного комплекса фауны, установленного из перекрывающих хирнант отложений (толща 3), свидетельствует о перерыве в осадконакоплении в результате резкого позднехирнантского обмеления на рубеже ордовика и силура.

Таким образом, разрез Закола, характеризующийся отложениями от глубокой сублиторали до

литорали, может представлять собой переходную зону между мелководным шезимским и глубоко-водным шантымским фаціальными комплексами.

Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность А.И. Антошкиной, Е.С. Пономаренко и рецензентам за консультации, ценные замечания и полезные рекомендации при подготовке статьи к публикации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антошкина А.И. (2011) Раннепалеозойское рифообразование на Севере Урала как пример его взаимосвязи с гео-биосферными изменениями. *Рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы. Серия "Гео-биологические системы в прошлом"*. М.: ПИН РАН, 116-141.
- Антошкина А.И. (2012) Отражение хирнантской фазы Гондванского оледенения в отложениях Приполярного Урала. *Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия*. СПб.: ВСЕГЕИ, 18-20.
- Антошкина А.И. (2003) Рифообразование в Палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 304 с.
- Антошкина А.И., Афанасьев А.К., Безносова Т.М. (1989) Новая стратиграфическая схема верхнего ордовика и силура севера Урала (Елецкая зона). Сыктывкар: Коми НЦ УрО АН СССР, 16 с.
- Антошкина А.И., Шмелёва Л.А. (2018) Особенности состава, строения и условий образования хирнантских отложений в Тимано-Североуральском осадочном бассейне. *Литосфера*, 18(4), 543-565. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-543-565>
- Безбородова И.В. (1988) Фаціальные типы доломитов различного возраста. Эволюция карбонатного накопления в истории Земли. (Отв. ред. П.П. Тимофеев, В.Г. Кузнецов). М.: Наука, 35-57.
- Безносова Т.М., Майдль Т.В., Мянник П., Мартма Т. (2011) Граница ордовика и силура на западном склоне Приполярного Урала. *Стратигр. Геол. корреляция*, 19(4), 21-39.
- Безносова Т.М., Мянник П. (2002) Граница ордовикской и силурийской систем. *Вестн. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН*, 10, 3-6.
- Варсановьева В.А. (1940) Геологическое строение территории Печоро-Илычского государственного заповедника. *Тр. Печорско-Илычского гос. заповедника*. М., 5-214.
- Варсановьева В.А. (1963) Ордовикская и силурийская системы Урала, Пай-Хоя и Тимана. *Геология СССР. Геологическое описание*. Т. 2. Ч. 1. М., 169-255.
- Дембовский Б.Я., Дембовская З.П. (1992) Отчет по объекту "Производство опытно-методических работ по расчленению нижнепалеозойских разрезов западного склона Северного Урала (Щугоро-Уньинский район)" за 1989-1992 гг. Воркута, 218 с.
- Жемчугова В.А., Мельников С.В., Данилов В.Н. (2001) Нижний палеозой Печорского нефтегазоносного бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). М.: Академия горных наук, 109 с.
- Кондаин А.Г. (1967) Силурийские и нижнедевонские отложения Бельско-Елецкой фаціальной зоны Печорского Урала. *Тр. ВСЕГЕИ*. Л.: Недра, 87-123.
- Кондаин О.А. (1960) Структурные особенности Печорского Урала. *Материалы годичной сессии Ученого совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1958 г.* Л.: Недра, 96-98.
- Краузе С.Н., Маслов В.А. (1961) Ордовик, силур и нижний девон западного склона Башкирского Урала. Уфа: БФ АН СССР, 94 с.
- Кузнецов В.Г. (2022) О некоторых обстановках и механизмах доломитизации рифов. *Литология и полезн. ископаемые*, 5, 483-493.
- Лютеев В.П., Антошкина А.И. (2009) Спектроскопические маркеры стадийности формирования карбонатных псефитолитов. *Литосфера*, 6, 107-116.
- Мавринская Т.М., Якупов Р.Р. (2016) Ордовикские отложения западного склона Южного Урала и их корреляция по конодонтам и хитинозоям. *Геология и геофизика*, 57 (2), 333-352.
- Максимов С.В., Полонская Б.Я., Розонов Е.Д. (1976) Методические указания по изучению постседиментационных изменений карбонатных пород нефтегазоносных областей. М.: Наука, 58 с.
- Маслов А.В., Иванов К.С., Чумаков Н.М., Крупенин М.Т., Анцыгин Н.Я. (1996) Разрезы верхнего рифея, венда и нижнего палеозоя Среднего и Южного Урала. *Путеводитель геологических экскурсий Всеросс. совещ. "Палеогеография венда и раннего палеозоя (ПВРП-96)" и Итоговой Международ. конф. Проекта 319 МПГК*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 116 с.
- Ожиганов Д.Г. (1955) Стратиграфия и фаціальные особенности силурийских отложений западного склона Южного Урала. *Уч. записки Башпединститута*, IV, 55-92.
- Опорные разрезы верхнего ордовика и нижнего силура Приполярного Урала. (1987) (Сост. В.С. Цыганко, В.А. Черных). Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 94 с.
- Палеозойское осадконакопление на внешней зоне шельфа пассивной окраины северо-востока Европейской платформы. (2011) / А.И. Антошкина, В.А. Салдин, А.Н. Сандула, Н.Ю. Никулова, Е.С. Пономаренко, А.Н. Шадрин, Д.Н. Шеболкин, Н.А. Канева. Сыктывкар: Геопринт, 200 с.
- Першина А.И., Цыганко В.С., Щербаков Э.С., Боринцева Н.А. (1971) Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала. Л.: Наука, 130 с.
- Полонская Б.Я., Розонов Е.Д., Андрианова А.Г. (1975) Постседиментационные изменения нефтегазоносных карбонатных отложений Русской платформы. М.: Наука, 104 с.
- Пономаренко Е.С. (2019) Новые данные о строении и составе нижнесилурийских доломитовых брекчий на р. Илыч (Северный Урал). *Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента*. Мат-лы 28-й науч. конф. Ин-та геол. ФИЦ Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 140-144.
- Производительные силы Коми АССР. (1953) Т. 1. Геологическое строение и полезные ископаемые. М.: Изд-во АН СССР, 464 с.
- Риббе П.Х., Ридер Р.Дж., Голдсмит Дж.Р., Эссен Э.Дж., Макензи Ф.Т., Бишофф У.Д., Бишоп Ф.К., Лойенс М., Шунмейкер Я., Уолласт Р., Спир Дж.А., Карл-

- сон У.Д., Морзе Дж.У., Фейцер Я., Венк Х.-Р., Барбер Д.Дж. (1987) Карбонаты: минералогия и химия. М.: Мир, 494 с.
- Силаев В.И. (1982) Минералогия и генезис стратиформной сульфидной минерализации (Западно-уральско-Вайгачский регион). Л.: Наука, 234 с.
- Тимонин Н.И. (1998) Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 240 с.
- Хворова И.В. (1958) Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 167 с.
- Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И., Драгунов В.И., Патрунов Д.К., Кузнецов В.Г., Беленицкая Г.А., Куриленко В.В., Петровский А.Д., Кондитеров В.Н., Баженова Т.К., Жданов В.В., Щербаков Ф.А., Щербакова М.Н., Мизенс Г.А., Цейслер В.М., Трифонов Б.А., Верба Ю.Л., Ильин К.Б. (1998) Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. СПб.: Недра, 352 с.
- Шмелёва Л.А., Пономаренко Е.С. (2022) Строение верхнеордовикско-нижнесилурийской шантымской толщи в разрезе р. Илыч, Северный Урал. *Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента*. Мат-лы 31-й науч. конф. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 141-146.
- Шмелёва Л.А., Пономаренко Е.С. (2023) Некоторые детали строения северной центриклинали Косью-Уньинской синклинали (р. Илыч, Северный Урал). *Вестн. геонаук*, 11(347), С. 48-58. DOI: 10.19110/geov.2023.11.5
- Шмелёва Л.А., Толмачева Т.Ю. (2016) Карбонатные отложения верхнего ордовика на р. Б. Косью (Северный Урал): характеристика разреза и первые данные по конодонтам. *Регион. геология и металлогения*, 65, 50-59.
- Юдин В.В. (1983) Варисциды Северного Урала. Л.: Наука, 174 с.
- Юдович Я.Э., Майдль Т.В., Иванова Т.И. (1980) Геохимия стронция в карбонатных отложениях: (в связи с проблемой геохимической диагностики рифов). Л.: Наука, 152 с.
- Antoshkina A. (2008) Late Ordovician-Early Silurian facies development and environmental changes in the Subpolar Urals. *Lethaia*, 41, 163-171.
- Dahlqvist P., Calner M. (2004) Late Ordovician palaeoceanographic changes as reflected in the Hirnantian-early Llandovery succession of Jämtland, Sweden. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 210, 149-164.
- Flügel E. (2004) Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 976 p.
- Antoshkina A.I. (2011) Genetic types of carbonate psephitoliths of that Lower Paleozoic of the North of the Urals. II. Types, models and features of formation. *Lithosphere*, (3), 39-49. (In Russ.)
- Antoshkina A.I. (2008) Late Ordovician-Early Silurian facies development and environmental changes in the Subpolar Urals. *Lethaia*, 41, 163-171.
- Antoshkina A.I. (2003) Reef formation in the Paleozoic (North of the Urals and adjacent regions). Ekaterinburg, UB RAS, 304 p. (In Russ.)
- Antoshkina A.I. (2012) Reflection of the Hirnant phase of the Gondwana glaciation in the sediments of the Circumpolar Urals. *Paleozoic of Russia: regional stratigraphy, paleontology, geo- and bio-events*. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 18-20. (In Russ.)
- Antoshkina A.I., Afanas'ev A.K., Beznosova T.M. (1989) A new stratigraphic scheme of the Upper Ordovician and Silurian of the Northern Urals (Yelets zone). Syktyvkar, Komi SC of the USSR Academy of Sciences, 16 p. (In Russ.)
- Antoshkina A.I., Shmeleva L.A. (2018) Peculiarities of composition, structure and environments of Hirnantian deposits in the Timan-Northern Ural sedimentary basin. *Lithosphere*, 18(4), 543-565. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-543-565> (In Russ.)
- Bezborodova I.V. (1988) Facies types of dolomites of various ages. *Evolution of carbonate accumulation in the history of the Earth*. (Otv. red. P.P. Timofeev, V.G. Kuznetsov). Moscow, Nauka Publ., 35-57. (In Russ.)
- Beznosova T.M., Maidl' T.V., Myannik P., Martma T. (2011) The border of the Ordovician and Silurian on the western slope of the Circumpolar Urals. *Stratigr. Geol. Korrel.*, 19(4), 21-39. (In Russ.)
- Beznosova T.M., Myannik P. (2002) The boundary of the Ordovician and Silurian systems. *Vestnik Instituta Geologii Komi NTs UrO RAN*, 10, 3-6. (In Russ.)
- Dahlqvist P., Calner M. (2004) Late Ordovician palaeoceanographic changes as reflected in the Hirnantian-early Llandovery succession of Jämtland, Sweden. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 210, 149-164.
- Dembovsky B.Ya., Dembovskaya Z.P. (1992) Report on the object "Production of experimental and methodological work on the dismemberment of the Lower Paleozoic sections of the western slope of the Northern Urals (Shchugoro-Uninsky district)" for 1989-1992. Vorkuta, 218 p. (In Russ.)
- Flügel E. (2004) Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 976 p.
- Khvorova I.V. (1958) Atlas of carbonate rocks of the middle and upper carboniferous of the Russian platform. Moscow, AN SSSR Publ., 167 p. (In Russ.)
- Kondaiin A.G. (1967) Silurian and Lower Devonian deposits of the Belsko-Yelets facies zone of the Pechora Urals. *Trudy VSEGEI*. Leningrad, Nedra Publ., 87-123. (In Russ.)
- Kondaiin O.A. (1960) Structural features of the Pechora Urals. *Materials of the annual session of the Scientific Council of the All-Russian Academy of Sciences based on the results of work in 1958*. Leningrad, Nedra Publ., 96-98. (In Russ.)
- Krauze S.N., Maslov V.A. (1961) Ordovician, Silurian and Lower Devonian of the western slope of the Bashkir Urals. Ufa, BF USSR Academy of Sciences, 94 p. (In Russ.)
- Kuznetsov V.G. (2022) About some environments and mechanisms of reef dolomitization. *Litologiya i Polezn. Iskopaemye*, 5, 483-493. (In Russ.)
- Lyutov V.P., Antoshkina A.I. (2009) Spectroscopic markers of formation stages of carbonate psephitoliths. *Lithosphere*, 6, 107-116. (In Russ.)
- Maksimova S.V., Polonskaya B.Ya., Rozanov E.D. (1976) Methodological guidelines for the study of post-sedimentation changes in carbonate rocks of oil and gas

- bearing areas. Moscow, Nauka Publ., 58 p. (In Russ.)
- Maslov A.V., Ivanov K.S., Chumakov N.M., Krupenin M.T., Antsygin N.Ya. (1996) Sections of the Upper Riphean, Vendian and Lower Paleozoic of the Middle and Southern Urals. *Guide to geological excursions Vseros. conf. "Paleogeography of the Vendian and Early Paleozoic (PVRP-96) and the Final International Conference. Project 319 MPGC"*. Ekaterinburg, IGG UrO RAS, 116 p. (In Russ.)
- Mavrinskaya T.M., Yakupov R.R. (2016) Ordovician deposits of the western slope of the Southern Urals and their correlation by conodonts and chitinozoa. *Geol. Geofiz.*, **57**(2), 333-352. (In Russ.)
- Ozhiganov D.G. (1955) Stratigraphy and facies features of Silurian deposits of the western slope of the Southern Urals. *Uchebnye Zapiski Bashpedinstituta*, **IV**, 55-92. (In Russ.)
- Paleozoic sedimentation on the outer shelf zone of the passive margin of the northeast of the European Platform. (2011) / A.I. Antoshkina, V.A. Saldin, A.N. Sandula, N.Yu. Nikulova, E.S. Ponomarenko, A.N. Shadrin, D.N. Shebolkin, N.A. Kaneva. Syktyvkar, Geoprint Publ., 200 p. (In Russ.)
- Pershina A.I., Tsyganko V.S., Shcherbakov E.S., Borintseva N.A. (1971) Biostratigraphy of Silurian and Devonian deposits of the Pechora Urals. Leningrad, Nauka Publ., 130 p. (In Russ.)
- Polonskaya B.Ya., Rozonov E.D., Andrianova A.G. (1975) Post-sedimentation changes of oil and gas carbonate deposits of the Russian platform. Moscow, Nauka Publ., 104 p. (In Russ.)
- Ponomarenko E.S. (2019) New data on the structure and composition of the Lower Silurian dolomite breccias on the Ilych River (Northern Urals). *Structure, substance, history of the lithosphere of the Timan-North Ural segment*. Materials of the 28th Scientific Conference of the Institute of Geology of the Komi Scientific Research Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. Syktyvkar, Geoprint Publ., 140-144. (In Russ.)
- Productive forces of the Komi ASSR. (1953) V. 1. Geological structure and minerals. Moscow, Publishing House of the USSR Academy of Sciences, 464 p. (In Russ.)
- Reference sections of the Upper Ordovician and Lower Silurian of the Circumpolar Urals. (1987) (Compil. V.S. Tsyganko, V.A. Chermnykh). Syktyvkar, Komi branch USSR Academy of Sciences, 94 p. (In Russ.)
- Ribbe P.Kh., Rider R.D., Goldsmit J.R., Essen E.D., Makenzi F.T., Bishoff U.D., Bishop F.K., Loiens M., Schunmeiker Ya., Uollast R., Spir J.A., Karlson U.D., Morze D.U., Feitser Ya., Venk Kh.-R., Barber D.D. (1987) Carbonates: mineralogy and chemistry. Moscow, Mir Publ., 494 p. (In Russ.)
- Silaev V.I. (1982) Mineralogy and genesis of stratiform sulfide mineralization (West Ural-Vaigach region). Leningrad, Nauka Publ., 234 p. (In Russ.)
- Shmeleva L.A., Ponomarenko E.S. (2022) The structure of the Upper Ordovician-Lower Silurian Shantym strata in the section of R. Ilych, Northern Urals. *Structure, substance, history of the lithosphere of the Timan-North Ural segment*. Materials of the 31st Scientific Conference. Syktyvkar, IG Komi SC UrO RAS, 141-146. (In Russ.)
- Shmeleva L.A., Ponomarenko E.S. (2023) Some details of the structure of the northern centricline of the Kos'yu-Un'ya syncline (Ilych River, Northern Urals). *Vestnik of Geosciences*, 2023, **11** (347), 48-58. DOI: 10.19110/geov.2023.11.5
- Shmeleva L.A., Tolmacheva T.Yu. (2016) Carbonate deposits of the Upper Ordovician on the Bolshaya Kosyu River (Northern Urals): sequence characteristic and the first data on conodonts. *Region. Geologiya i Metallogeniya*, **65**, 50-59. (In Russ.)
- Shvanov V.N., Frolov V.T., Sergeeva E.I., Dragunov V.I., Patrunov D.K., Kuznetsov V.G., Belenitskaya G.A., Kurilenko V.V., Petrovskii A.D., Konditerov V.N., Bazhenova T.K., Zhdanov V.V., Shcherbakov F.A., Shcherbakova M.N., Mizens G.A., Tseisler V.M., Trifonov B.A., Verba Yu.L., Il'in K.B. (1998) Systematics and classification of sedimentary rocks and their analogues. St.Petersburg, Nedra Publ., 352 p. (In Russ.)
- Timonin N.I. (1998) Pechora plate: the history of geological development in the Phanerozoic. Ekaterinburg, UB RAS Publ., 240 p. (In Russ.)
- Varsanof'eva V.A. (1940) Geological structure of the territory of the Pechora-Ilych State Reserve. *Works of the Pechora-Ilych Reserve*. Moscow, 5-214. (In Russ.)
- Varsanof'eva V.A. (1963) Ordovician and Silurian systems of the Urals, Pai Khoi and Timan. *Geology of the USSR. Geological description*. V. 1. Pt 1. Moscow, 169-255. (In Russ.)
- Yudin V.V. (1983) Variscids of the Northern Urals. Leningrad, Nauka Publ., 174 p. (In Russ.)
- Yudovich Ya.E., Maidl' T.V., Ivanova T.I. (1980) Strontium geochemistry in carbonate deposits: (in connection with the problem of geochemical diagnostics of reefs). Leningrad, Nauka Publ., 152 p. (In Russ.)
- Zhemchugova V.A., Mel'nikov S.V., Danilov V.N. (2001) The Lower Paleozoic of the Pechora oil and gas basin (structure, conditions of formation, oil and gas content). Moscow, Academy of Mining Sciences Publ., 109 p. (In Russ.)

УДК 553.21/24

DOI: 10.24930/1681-9004-2024-24-1-115-129

Золото в фосфоритах: формы накопления и практическая значимость

А. Ф. Георгиевский, В. М. Бугина

Российский университет дружбы народов (РУДН), 117198, г. Москва, ул. Миклухо-Маклая, 6,
e-mail: georgievskiy-af@rudn.ru

Поступила в редакцию 20.05.2023 г., принята к печати 21.06.2023 г.

Объект исследований. В статье рассматривается золотоносность современных (океанических) и древних промышленных типов фосфоритовых руд, включая афанитовые, микрозернистые, зернистые, желваковые, ракушечные и карстовые. **Цель исследования** состоит в объективной оценке способности фосфоритов накапливать золото до промышленных концентраций. Этот вопрос в последние годы активно обсуждается в геологическом сообществе в связи с появлением высокоточных методов исследования вещества. Фактическим *материалом* послужили многочисленные отечественные и зарубежные публикации, фондовые источники, а также авторские данные, собранные за тридцатилетний период изучения фосфоритов. **Результаты** обобщения и анализа собранных материалов показали, что золото в фосфоритах присутствует крайне неравномерно и не является обязательным их компонентом. По размерности оно видимое и нанодисперсное. По происхождению – полигенное, но обычно смешанного характера: седиментационное (обломочное), диагенетическое (хемогенно-сорбционное), а также эпигенетическое, связанное с наложенными процессами магматической и гидротермальной деятельности. Золотины обломочного золота со следами окатывания, остальные – сложной конфигурации. Средой-носителем и осадительницей золота для аутигенных его форм служат углеродисто-фосфатная и глинисто-глауконитовая минеральные матрицы. Среди них основным сорбентом металла является битумоидная фракция органического вещества, которое заключено в фосфоритах. В гидротермально измененных породах главным концентратором дисперсного золота становится пирит. **Выводы.** Условия для возможного совместного накопления фосфатов и золота проявлены в черносланцевых бассейнах, а также на шельфовом мелководье с глауконит-песчаными фациями. Однако из-за значительных различий природных особенностей золота и фосфатов промышленные их скопления формируются обособлено друг от друга. Об этом свидетельствуют незначительные накопления фосфора в рудах месторождений золота черносланцевых формаций, а также малозначимые его концентрации в промышленных фосфоритовых пластах фосфоритоносных бассейнов. Для золота фосфориты выступают только в роли временных коллекторов, продуктивность которых зависит от сочетания многих, часто случайных и мало связанных факторов.

Ключевые слова: золото, типы фосфоритов, условия накопления, битумоидные фракции, практическое значение

Gold in phosphorites: Accumulation forms and practical significance

Alexey F. Georgievskiy, Viktoriya M. Bugina

Peoples' Friendship University of Russia, 6 Miklukho-Maklay st., Moscow 117198, Russia,
e-mail: georgievskiy-af@rudn.ru

Received 20.05.2023, accepted 21.06.2023

Research subject. The gold-bearing potential of modern (oceanic) and ancient industrial types of phosphorite ores, including aphanitic, microgranular, granular, nodular, shell and karst. **Aim.** To assess the ability of phosphorites to accumulate gold to industrial concentrations. This issue has been actively discussed in the geological community in recent years due to the advent of high-precision methods for studying matter. **Methods.** Russian and foreign publications, unpublished geological data, as well as the authors' data collected over a 30-year period of studying phosphorites. **Results and discussion.** In the section, 14 packs of rocks were identified, which are represented by 6 lithological types of secondary dolomites. Their distribution along the section, along with the presence of characteristic faunal remains, made it possible to establish three members in the section, which can be correlated with the Katian, Hirnantian, and Ruddanian stages of the General Stratigraphic Scale. **Conclusion.** Conditions for the possible joint accumulation of phosphates and gold are manifested in black shale basins, as well as in shelf shallow waters with glauconite-sand sediments. However, due to significant differences in the natural features of gold and phosphates, their industrial clusters are formed separately from each other. This is evidenced by the insignificant accumulation of phosphorus in the ores of gold deposits of black shale formations,

Для цитирования: Георгиевский А.Ф., Бугина В.М. (2024) Золото в фосфоритах: формы накопления и практическая значимость. *Литосфера*, 24(1), 115-129. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-115-129>

For citation: Georgievskiy A.F., Bugina V.M. (2024) Gold in phosphorites: Accumulation forms and practical significance. *Lithosphere (Russia)*, 24(1), 115-129. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-115-129>

© А.Ф. Георгиевский, В.М. Бугина, 2024

as well as its low-quality concentrations in industrial phosphorite beds of phosphorite-bearing basins. For gold, phosphorites are only temporary collectors, the productivity of which depends on the combination of many, frequently random and slightly related factors.

Keywords: gold, phosphorite types, accumulation conditions, bitumoid fractions, practical significance

Вопрос о связи золота с фосфоритами стал активно обсуждаться геологами после того, как в начале века появились высокоточные методы исследования вещества, которые позволили выявлять микропримеси на уровне наночастиц и концентрации элементов в количествах 10^{-5} – $10^{-6}\%$. До этого столетний опыт химического производства фосфорных минеральных удобрений в разных странах мира не способствовал появлению у ученых особого интереса к проблеме золотоносности фосфоритов. Тем более что детальные геохимические исследования этих пород, выполненные в виде докторских диссертаций, монографий и сборников научных статей, убедительно подтверждали неактуальность проведения работ по обсуждаемой тематике (Блисковский, 1983; Яншин и др., 1979; Занин, 1992; Кабанова, Плотнокова, 1973; Холодов, Блисковский, 1976). Вместе с тем хорошо известны обстановки, где теоретически может происходить формирование как фосфорной, так и золотой осадочной минерализации. Это фации бассейнов черносланцевой седиментации (черносланцевые формации), а также шельфовые фации глауконит-песчаного состава, в разной степени обогащенные россыпными минералами.

Золото в фосфоритоносных отложениях черносланцевых формаций

По существующим представлениям под черносланцевой формацией понимается комплекс парагенетически связанных пород, обогащенных измененным углеродистым веществом преимущест-

венно сапропелевого ряда. По содержанию $C_{орг}$ (мас. %) выделяют низкоуглеродистые (1–3%), углеродистые (3–10%) и высокоуглеродистые (>10%) группы (формации) черносланцевых пород разного литологического состава (Юдович, Кетрис, 1988). По данным (Юдович, Кетрис, 1994; Ketris, Yudovich, 2009), все основные литотипы черных сланцев заметно обогащены фосфором (табл. 1).

В свою очередь, ориентируясь на количество углеродистого вещества, а также на характерное для черносланцевых толщ флишеподобное строение разрезов, в качестве полноправных членов таких образований следует рассматривать породные комплексы фосфоритоносных бассейнов эдиакарской (вендской) эпохи и формации Фосфория пермского возраста (США).

В эдиакарских афанитовых фосфоритах максимальные содержания $C_{орг}$ (32 мас. %) отмечены в нагорье Сангилен Республики Тыва. Заметно уступают по этому показателю, но также обогащены органическим веществом руды месторождений Окино-Хубсугульского бассейна (ОХБ) в пограничной зоне России и Монголии. Здесь значения $C_{орг}$ варьируются в карбонатных фосфоритах от первых долей до 1 мас. %, а в кремнистых и глинистых литотипах достигают 6 мас. %. По составу битумоидов органическое вещество соответствует сапропелевому типу. В породах оно находится в дисперсно-рассеянной форме, придавая им темно-серую и черную окраску. Очень часто дисперсные углеродистые частицы концентрируются в фосфате, образуя хлопья, сгустки либо равномерно рассеянную сыпь. Нередко пигментация

Таблица 1. Содержание фосфора в основных типах пород черносланцевых формаций (Юдович и др., 2020)

Table 1. Phosphorus content in the main types of rocks of the black shale formations (Yudovich et al., 2020)

Литотипы черных сланцев	Фосфор, г/т
Кремнистые, терригенные и туфогенные	1200 ± 100
Карбонатные	710 ± 700

фосфатных выделений столь велика, что в шлифах они практически не пропускают свет (Георгиевский, Бугина, 2019).

Бассейн формации Фосфория в Скалистых горах США – еще один пример развития фосфоритоносных черносланцевых толщ. Среднее значение для $C_{\text{орг}}$ фосфоритов оценивается в 2.1 мас. %, в том числе для верхней продуктивной пачки – 1.75 мас. % и для нижней – 2.31 мас. %, достигая на отдельных месторождениях 10–15 мас. %. В ряде случаев породы содержат нефть в количестве до 30 л/т, и многие исследователи рассматривают формацию Фосфория в качестве источника углеводородов для нефтяных месторождений бассейна Бигхорн (Бушинский, 1969; Moore-Nall, Tsosie, 2017; Claypool et al., 1978).

Связь золота с черносланцевыми формациями – это общеизвестный факт, который детально рассматривается в учебниках по рудной геологии при описании таких гигантских месторождений, как Мурантау в Узбекистане, Бакырчик в Казахстане, Карлин в США, Броккен Хилл в Австралии, Майское, Олимпиада, Наталкинское, Сухой Лог в России. Если в качестве модельного объекта брать месторождение Сухой Лог, то характерной его чертой являются гигантские запасы металла (>1100 т), низкие концентрации в рудах золота (2.31 г/т), карбонатно-алевролитоглинистый состав отложений с содержаниями $C_{\text{орг}}$ 0.8–2.5 мас. % при максимальных его значениях до 7 мас. % (Беневольский, Иванов, 1999; Вуд, Попов, 2006; Дьячков и др., 2011; Иванов и др., 2022; Карпенко и др., 2008; Ненахов и др., 2021; Белницкая и др., 2015; Фомичев, 2006).

Приведенных данных по фосфорному и золотому оруденению черносланцевых комплексов достаточно, чтобы отметить принципиальную особенность их взаимоотношений, а именно: несмотря на внешние сходства таких образований (характерная цветовая гамма, обогащенность углеродистым веществом, близкий литологический состав матрицы, флишoidalный характер разреза), месторождения фосфоритов и золота формируются обособленно друг от друга. На это указывают, с одной стороны, незначительные накопления фосфора в черносланцевых золотоносных рудах, концентрации которого не превышают уровня нескольких кларков, а с другой стороны – мизерные содержания золота, выявленные при изучении афанитовых фосфоритов ОХБ (0.01–0.21 г/т). Еще больше подтверждают сказанное данные по фосфоритам формации Фосфория, широко известные своими аномальными концентрациями самых различных микропримесей (Cu, Zn, Pb, As, J, Co, Li, Sr, Ni, V, Cr, Y, La, Ga, Zr, Mo, B, U, V). Однако среди последних не зафиксировано четких признаков золота (Бушинский, 1969; McKelvey et al., 1986; Maughan, 1983; Lillis P.G., Selby D., 2013; Piper et al., 2007; Piper, Medrano, 1994; Perkins, Foster, 2004; Wardlaw, Collin-

son, 1986). Иными словами, в теоретическом плане обстановки черносланцевых бассейнов внешне выглядят благоприятными для совместного сонахождения золота и фосфатов, но в действительности картина резко обратная. Причины такого явления разнообразны, но, очевидно, во главу угла следует поставить различия в геоструктурной приуроченности рудоносных толщ. В частности, формирование месторождения Сухой Лог происходило в рифей-вендском рифтогенном прогибе с образованием углеродистых золотоносных илов, которые накапливались в условиях стагнации придонных вод и подтока глубинных флюидов. Последующие процессы метаморфизма на завершающих этапах рифтогенеза приводили к перегруппировке металла и возникновению рудных залежей (Анкушева и др., 2019; Вуд, Попов, 2006; Дьячков и др., 2011; Иванов и др., 2022; Карпенко и др., 2008; Лаверов и др., 1999, 2000; Ненахов и др., 2021; Белницкая и др., 2015; Фомичев, 2006).

Связь с рифтовыми структурами прослеживается и для черносланцевой толщи ОХБ, но связь эта сильно опосредованная. В отличие от предыдущего случая бассейн приурочен к шельфовой эдиакарской карбонатной платформе Тувино-Монгольского микроконтинента, в истории которого рифтовый этап развития завершился в верхнем рифее, еще до появления фосфоритов. При этом площадь одного из бывших рифтов была “унаследована” Окино-Хубсугульским фосфоритоносным бассейном (Ильин, Волков, 1978; Ильин, 2004). Отголосками прошлого рифтового режима стали разнонаправленные конседиментационные тектонические движения, сформировавшие сложно построенную блоковую структуру морского дна бассейна (Георгиевский, Бугина, 2019). В прогибах его рельефа накапливались богатые афанитовые фосфориты черносланцевого облика, а на возвышенных участках развивались рифовые фации бактериально-водорослевых, а также песчаных и обломочных фосфоритов невысокого качества. Если для месторождения Сухой Лог участие глубинного вещества в рудонакоплении – факт доказанный (Анкушева и др., 2019; Гребенщикова, Матель, 1998; Лаверов и др., 1999, 2000), то для фосфоритов ОХБ в этом отношении имеются только косвенные данные. Бесспорным показателем проявления магматических процессов служат закартированные девонские интрузивные тела гранитоидов на Бурэнханском месторождении (юг ОХБ) и дайковые комплексы Харанурского месторождения на севере бассейна. С точки зрения золотоносности черносланцевых фосфоритовых толщ данные образования имеют принципиальное значение. На Харануре, где сами “черносланцевые” породы практически не содержат Au, в серицитизированных и березитизированных дайках количество металла в пиритах достигает 7.4 г/т.

В фосфоритах Бурэнханского месторождения золото обнаружено в форме разрозненных наночастиц, фиксация которых стала возможной только после механической активации пород (Базарова и др., 2009). В этом случае возникает эффект кавитации, вследствие чего достигается укрупнение наночастиц металла до тонкодисперсного (электронно-микроскопически видимого) состояния (Ненахова и др., 2018). Появление в буренханских фосфоритах золота можно расценивать по-разному: и как результат его сорбции фосфатом в седиментационно-диагенетическую стадию формирования этих пород, и как результат воздействия на них гидротермальных растворов при внедрении гранитоидных интрузий. Однако с точки зрения золотоносности в обоих вариантах эффективность этих процессов явно незначительна, и поэтому нет смысла заострять на них внимание. Вместе с тем остается открытым вопрос о механизме накопления золота в фосфоритах Бурэнханского месторождения. Определенную ясность по этому вопросу могут дать материалы, опубликованные в работах (Брюханов, 2015; Будяк и др., 2015; Варшал и др., 1995; Евсеев и др., 2008; Кизильштейн, 2017, 2000; Марченко, 2017; Попова и др., 2002; Юдович и др., 1990; Юдович, 2000). В них обращается внимание на концентрацию золота в битумоидных фракциях органического вещества черносланцевых золоторудных формаций. По данным (Будяк и др., 2015), битумоиды, выделенные из руд месторождения Сухой Лог (0.011%), содержат золото в пределах 0.68–2.17 г/т. Количество битумоидов в органическом веществе относительно слабо измененных фосфоритонесных пород ОХБ колеблется от 0.024 до 0.031% (0.028%) (Георгиевский, Бугина, 2019). Сопоставление элементного состава спиртобензольной фракции пород Сухого Лога и ОХФ приведено в табл. 2. В ней же даны значения битумоидного коэффициента для этих образований.

Как видно из таблицы, по приведенным параметрам битумоиды сравниваемых объектов в целом сопоставимы. Это, в свою очередь, позволяет

предполагать присутствие Au в буренханских рудах как результат фиксации его битумоидной частью органического вещества.

Значительно больший интерес представляет небольшое по масштабам фосфоритовое проявление Гремучий в Приамурье (Черепанов и др., 2019). Здесь брекчиевые фосфориты с содержанием P_2O_5 от 5 до 27 мас. %, заключены в сланцево-доломит-известняковой толще (C_{org} 0.6–2.1 мас. %) вендраннекембрийского возраста и, помимо редких земель и урана, обогащены золотом. Золото установлено на электронно-микроскопическом уровне с концентрациями по отдельным пробам до 14 г/т. Важно подчеркнуть, что, помимо фосфоритов, “золотят” и вмещающие их известняки. Причем концентрации металла в известняках по ряду проб превышают его содержания в фосфоритовых рудах (до 17 г/т). Из сказанного становится очевидным, что для данного объекта золотоносность носит наложенный характер и напрямую не связана с накоплением фосфатов. “Виновником” золотоносности пород, скорее всего, является ордовикский габбро-гранитоидный массив, расположенный в непосредственной близости от фосфоритового проявления Гремучий.

Таким образом, напрашивается вывод, что фосфоритовые черносланцевые фации малоприспособны для самостоятельного серьезного (промышленного) накопления золота.

Золото в фосфоритонесных шельфовых фациях глауконит-песчаного состава

Сонахождение фосфоритов и глауконитов в обстановках шельфового мелководья обычно объясняется генетическими причинами (Юдович и др., 2018). Однако часто характерной чертой таких шельфовых фаций является также развитие золотофосфатной минерализации со сложными причинно-следственными связями. Золото видимое (кластогенное) либо дисперсное, с признаками аутигенного происхождения. Фосфат пред-

Таблица 2. Битумоидный коэффициент и элементный состав спиртобензольного битумоида фракции битумоидов ОХБ и месторождения Сухой Лог

Table 2. Bitumoidal coefficient and elemental composition of the alcohol-benzene bitumen fraction of the Okino-Hubsugul basin bitumoids and the Sukhoi Log deposit

Объекты (месторождения)	Содержание, %		
	С	Н	β^{***}
Сухой Лог*	63.79–64.9 (63.38)	7.15–7.60 (7.37)	0.66–1.57
ОХБ**	50.45–65.43 (58.06)	6.48–8.93 (7.31)	1.3–4.16

Примечание. *По (Будяк и др., 2008); **по (Георгиевский, Бугина, 2019); ***битумоидный коэффициент $\beta = C_{bit}/C_{org} \times 100$.

Note. *By (Budyak et al., 2008); **by (Georgievskii, Bugina, 2019); ***bitumoid coefficient $\beta = C_{bit}/C_{org} \times 100$.

ставлен разнообразными конкреционными стяжениями (желваками), зернами, различными зооморфозами, а также раковинами лингулит. В качестве примеров отмеченных обстановок следует назвать мезозойские бассейны фосфоритов Центральной России (Егорьевское и Вятско-Камское месторождения), комплексные фосфоритовые титан-цирконовые россыпи Воронежской антеклизы, Центрального месторождения в Тамбовской области, а также россыпи Унечского месторождения на Брянщине. О присутствии здесь золота стало известно в 60-х гг. прошлого века, когда изучались перспективы золотоносности чехла Русской платформы. В фосфоритовых желваках Егорьевского и Кимовского месторождений (верхняя юра – нижний мел, Московская и Тульская области) содержания золота составили 50–200 мг/т. Важно подчеркнуть, что найдено оно было как в фосфоритах, так и во вмещающих песках и глинах, тогда как на Щигровском месторождении Курской области обнаружить золото вообще не удалось (Ясырев, 1968). Помимо отмеченных случаев, слабая золотоносность зафиксирована в нескольких пробах желваковых фосфоритов мел-палеогенового возраста Украины и Воронежской антеклизы с концентрациями металла от 30 до 78 мг/т (Коваленко, Сеенов, 1964; Коваленко, Латиш, 1973). Выполненные позднее дополнительные поисковые и научно-исследовательские работы также показали наличие в желваковых фосфоритах золота, но с очень неравномерным его распределением и низкими содержаниями (0.3 г/т – на Егорьевском, 0.012 и 0.065 г/т – на Уколовском и Вятско-Камском месторождениях) (Горенков и др., 1998; Кальниенко и др., 1995; Савко и др., 1996; Турлычкин, Горенков, 1999; Черешинский, 2014, Черешинский и др., 2021). Интересные данные получены в самом начале нынешнего века на Уколовском месторождении, когда изучались вскрышные породы в целях воз-

можного их использования в народном хозяйстве (Литовченко и др., 2001). В рамках выполненных исследований проведены повторные технологические испытания обогатимости фосфоритовых руд, результаты которых показаны в табл. 3. Как видно из нее, в заметных количествах золото отмечено только в тяжелой и магнитной фракциях проб, тогда как в собственно желваковых концентратах доля его оказалась незначительной.

Подтверждением сказанного служат содержания металла в фосфоритовых желваках, разделенных по основным гранулометрическим классам промышленного ситования (табл. 4). Данные таблицы показывают, что золотоносность желваков не зависит от их размера и оценивается как крайне низкая (0.2–0.4 г/т.). Полученные цифры, очевидно, можно принять в качестве наиболее достоверных содержаний золота в рудах Уколовского месторождения в целом.

Более значительные концентрации металла (1.1–4.7 г/т) установлены в шести образцах фосфоритов сеноманского яруса Ливенско-Богучарской тектонической зоны Воронежской антеклизы (Шатров и др., 2002). Но, судя по материалам (Лоскутов, 1998; Савко и др., 1996; Шатров и др., 2002), указанные значения относятся к разряду исключений и связаны с проявлением гидротермальной низкотемпературной деятельности в тектонической зоне (Лоскутов, 1998; Савко, Шевырев, 2001, 2010). О нетипичности таких содержаний свидетельствуют результаты геологического доизучения Воронежской антеклизы в рамках работ программы ГДП-200 (листы N-37-XXXI (Малоархангельск), M-37-III (Касторное), M-37-I,II (Курск)) (Черешинский, 2014). При их проведении проанализировано 80 проб желваков фосфоритов на золото. Из них практически половина оказалась “пустыми”. В остальных пробах максимальное содержание металла составило 6 мг/т. Золото с призна-

Таблица 3. Распределение золота в продуктах обогащения фосфоритовых руд Уколовского месторождения (Литовченко и др., 2001), г/т

Table 3. Distribution of gold in the products of enrichment of phosphorite ores of the Ukolovsky deposit (Litovchenko et al., 2001), ppm

Продукты обогащения	Пробы		
	ТП-1	ТП-2	ТП-3
Желваки класса –2.0+1.0 мм	0.2	0.1	0.2
Желваки класса –1.0 +0 мм	0.4	0.1	0.1
Концентрат центробежной сепарации	0.8	1.1	н/а
Хвосты центробежной сепарации	0.3	0.3	0.1
Магнитная фракция (глауконит)	0.5	0.6	1.3
Хвосты сухой магнитной сепарации	0.1	0.3	0.1

Таблица 4. Золото в классах рассева фосфоритовых желваков Уколовского месторождения (Литовченко и др., 2001), г/т
Table 4. Gold in the sieving classes of phosphorite nodules of the Ukolovsky deposit (Litovchenko et al., 2001), ppm

Желваки фосфоритов, мм	Выход, %	Проба БТП-12	Выход, %	Проба БТП-100
–70.0+20.0	71.5	0.2	–	–
–20.0+8.0	23.2	0.2	81.0	0.4
–8.0+3.0	–	–	19.0	0.2
–3.0+2.0	5.3	0.2	–	–

ками аутигенного и кластогенного происхождения по размерности тонкое и мелкое, в основном состоит из частиц менее 0.2 мм. У разных авторов средние его значения для мезозойских руд колеблются в пределах от 0.05 до 0.51 г/т (Горенков и др., 1998; Турлычкин, Горенков, 1999; Федосеев, 2014; Черешинский, 2014; Ясырев, 1968), а для желваков венда-кембрия Подолии составляют 0.3 г/т (Фелицын, 2006). Причины таких разбросов, скорее всего, надо искать в минеральном составе желваковых фосфоритов различных месторождений. Последний – преимущественно глауконитовый – на Егорьевском, существенно глинистый – на Вятско-Камском месторождении и кварцево-песчаный – на месторождениях Воронежской антеклизы.

Близкие показатели золотоносности выявлены при изучении фосфоритов, заключенных в титанцирконовых песках россыпных залежей Центральная и Унечская. Для Центрального месторождения первые определения золота в фосфоритовых желваках показали содержание металла 0.05–1 г/т при средних его значениях в рудоносных песках около 200 мг/м³ (Константиновский, 1999; Патык-Кара и др., 2008). Это вселяло надежду на возможность попутного извлечения золота при наработке Ti-цирконовых концентратов. Однако заверочные работы 2018 г., выполненные с применением пробирного и пробирно-атомно-адсорбционного анализов, кардинально изменили ситуацию. Как было установлено технологическими испытаниями, уровень золота в продуктах обогащения не превышает 0.01 г/т. Отрицательные результаты также показали анализы 59 проб фосфоритовых желваков, отсеянных из рудных песков. Средние содержания металла здесь составили 0.002 г/т (Бондаренко, Золотарева, 2018). Золото ультратонкое и тонкое с максимальным размером частиц 0.1 мм. Накапливается оно главным образом в гранулометрическом классе 0.03+0.05 мм. Золотины обычно таблитчатые, как с признаками, так и без признаков окатывания. Также встречаются игольчатые, амебообразные и дендритовидные формы. Весьма вероятно, что их образование может быть связано с эксгальационно-осадочными процессами (Савко и др., 1996; Савко, Шевырев, 2001).

Крупно объемные технологические пробы Унечского месторождения фосфоритовых рудных песков изучались институтами ГИГХС и ГИРЕДМЕТ¹. В ходе гравитационного и суспензионно-флотационного обогащения в фосфоритовых концентратах и концентратах тяжелых минералов обнаружить золото не удалось (Иконников и др., 1991; Ширшов и др., 1990). Вместе с тем из сказанного не следует, что на месторождении его совсем нет. В 2008 г. в керне одной из скважин определены содержания металла от 0.1 до 2 г/т (Долженко, 2008). Таким образом, изложенный выше материал позволяет утверждать, что для фосфоритовых терригенных отложений золото – это обычный акцессорный минерал. Показательным примером являются ордовикские ракушечные песчаные фосфориты Прибалтики, которые обрабатываются с первой половины прошлого века. Здесь, на обогатительной фабрике Кингисеппского месторождения, в камере одного из флотаторов зафиксированы знаки золота с размером частиц до 2 мм (Константинов и др., 2005).

Нерешенным остается вопрос о генезисе золотоносности фосфоритов. В основном обсуждаются три возможных варианта, к которым относятся: терригенное поступление золота, наложенная эксгальационно-осадочная минерализация и его хемогенно-сорбционное накопление. Если кластогенная (терригенная) природа многих золотин является очевидным фактом (формы и следы окатывания), то для остальных версий необходимы пояснения. В серии публикаций геологов Воронежского университета приведены убедительные признаки развития в зонах разрывных деформаций чехла Воронежской антеклизы низкотемпературных гидротермальных процессов, что стало причиной появления в фосфоритах и вмещающих их отложениях выделений аутигенного золота (игольчатые, амебообразные, дендритовые и другие причудливые формы золотин, а также насыщенность их летучими компонентами) (Лоскутов, 1998; Савко и др., 2000; Савко, Шевырев, 2010). Что касает-

¹ ГИГХС – Государственный институт горно-химического сырья. ГИРЕДМЕТ – Государственный институт редких металлов.

ся представлений о хемогенно-сорбционном происхождении золота, то возможность реализации такого механизма оруденения обсуждалась еще на начальных этапах изучения золотоносности фосфоритов. Считается, что ведущая роль здесь принадлежит сорбированию фосфатными выделениями из диагенетических иловых растворов хлоридных и, вероятно, гидросульфидных комплексов золота, которое затем трансформируется в металлическое состояние (Мельникова, 2000; Турлычкин, Горенков, 1999; Тагиров, 2020; Ясырев, 1971). Показательными в этом отношении являются сведения о характере золота в ордовикских фосфатных брахиоподах и конодонтах ракушечных фосфоритов Прибалтийско-Ладожского бассейна. По данным электронной микроскопии, “золотинки” фиксируются на поверхности органических остатков и имеют размеры от 3 до 20 мкм. При этом общее содержание металла достигает в брахиоподах 0.79–0.88 мкг/г, а для фрагментов конодонтов – находится на уровне 4.9–5.0 мкг/г. Поступление золота связывают с размывом кор выветривания, которые в начале палеозоя формировались по породным комплексам Балтийского щита (Фелицын, Алфимова, 2022). К сказанному следует добавить, что в фосфоритах, помимо органо-фосфатной матрицы, в качестве сорбционного барьера, очевидно, может выступать также рассеянное органическое вещество (кероген) (Фелицын, Пшеничнова, 1992) и глинисто-глауконитовый материал. По крайней мере, сведения о повышенных количествах золота в глауконите приводил еще А.П. Ясырев в работах 1967 и 1969 гг. (Ясырев, 1967, 1969). Более однозначные данные следуют из анализа материалов изучения обогатимости технологических проб Уколовского месторождения. Как видно из табл. 3, содержания металла в наработанном глауконитовом концентрате колеблются на уровне 0.5–1.3 г/т.

Новый этап в изучении золотоносности фосфоритов связан с широким применением в геологической практике прецизионных методов исследований вещества (мощных электронных микроскопов, сверхчувствительных аналитических приборов, микрзондовых анализаторов). К первым работам такого плана относятся публикации Г.Н. Батурина и его коллег. С помощью сканирующей электронной микроскопии в шельфовых фосфоритах (конкрециях, зернах и фосфоритовых корках) ими были найдены микрокристаллиты золота. По форме золотины веретенообразные, идиоморфные или пластинчатые с признаками аутигенного и кластогенного происхождения (Батурина, Дубинчук, 1979, 2006). Г.Н. Батуриным же совместно с А.М. Асавиным и Г.М. Колесовым выполнены сопоставления золотоносности фосфоритов шельфа и континентальных месторождений мезокайнозойского возраста (зернистые руды Марокко, Перу, фосфоритовые галечники полуостро-

ва Флориды (США) (Батурина и др., 2006). Сравнительный анализ показал, что концентрации золота в континентальных и морских фосфоритовых образованиях находятся примерно на одном уровне: 0.76–19.68 и 0.49–24.07 мг/т соответственно. В континентальных рудах наибольшие скопления металла (19.68 мг/т) обнаружены в зернистых фосфоритах Марокко. Возможно, помимо Марокко, и в других странах Африки зернистый тип руд действительно в какой-то степени обогащен золотом. Так, судя по материалам (Школьник, Абдель Мохин, 2012), в фосфоритах Египта среднее содержание Au 0.1 г/т при его концентрациях в отдельных пробах до 0.35 г/т. Кроме этого, в этой же работе для фосфоритов Сенегала и Марокко указаны концентрации золота 10.1 и 18.8 г/т. Однако такие случаи требуют проверки, поскольку относятся к разряду единичных, а сами замеры металла выполнялись рентгенофлуоресцентным методом. По данным электронной микроскопии, золото ультратонкое (менее 0.5 мкм), заключено в цементе и зернах фосфата. В отдельных пробах оно не выявлено и, скорее всего, представлено наночастицами.

По расчетам Г.Н. Батурина, кларк золота для континентальных и океанских фосфоритов составляет 6 мг/т (Батурина, Колесов, 2009). Для промышленных типов фосфоритовых руд с такой оценкой, вероятно, можно согласиться. По крайней мере, приведенные в более поздних публикациях других авторов средние содержания металла в фосфоритах разных регионов не противоречат разработанному показателю.

Таким образом, изложенный выше материал убедительно подтверждает существующие представления, что фосфориты для золота – это не более как временные коллекторы, продуктивность которых зависит от многих факторов. К главным из них относятся: особенности геологического строения регионов, характер тектонического и магматогенного развития территорий, длительность эпох кооробразования, минералого-петрографический состав обогащенных золотом породных комплексов, формы транспортировки металла и механизмы его аккумуляции в зависимости от фациальных обстановок в фосфоритоносных бассейнах (Иконников, 1987; Патык-Кара и др., 2008; Турлычкин, Горенков, 1999; Федосеев, 2014; Фелицын, 2006; Фелицын, Алфимова, 2022; Ясырев, 1964, 1971). Совершенно очевидно, что такое разнообразие и “многовекторность” перечисленных факторов априори не способны создать благоприятные условия для совместного и масштабного формирования золотого и фосфоритового оруденения. По этой причине для производственных целей золотоносность фосфоритов вряд ли будет представлять существенный практический интерес. На что можно рассчитывать, так это на низкорентабельную попутную добычу Au при разработке фосфоритных ти-

тан-цирконовых россыпей (Бондаренко, Золотарева, 2018) и на проблематичное его извлечение по сложной, неосвоенной технологии из раковин фосфатных брахиопод ордовикских песков Прибалтики (Фелицын, Алфимова, 2022).

На фоне сказанного принципиально выделяется золото Харанурского месторождения карстовых фосфоритов в Юго-Восточных Саянах Республики Бурятия. Здесь разведаны запасы металла по категории C_2 в количестве 4.6 т с содержаниями в рудах от 1.15 до 2.51 г/т (Миронов, Шуляк, 2010; Миронов, Миронова, 2017). Важно подчеркнуть, что среди многочисленных месторождений подобного типа (Белка, Тамалыкское, Телекское, Обладжанское, Сейба, Софроновское, Ашинское и др.), золото установлено лишь на Софроновской залежи Полярного Урала, да и то только в виде редких знаков (Прямосов и др., 2001; Занин и др., 2009). По этой причине высокая золотоносность карстовых руд Харанура достойна пристального внимания. Пространственно они тесно связаны с одноименным месторождением древних (эдиакарских) афанитовых фосфоритов ранее упомянутого Окино-Хубсугульского бассейна (Георгиевский, Бугина, 2019).

На Харанурском месторождении карстовая залежь имеет линейную конфигурацию и ограничена крутыми сбросовыми нарушениями северо-восточного простирания. Ее длина составляет 3.2 км, а ширина меняется от 150 до 650 м. Глубина карстовой полости (мощность залежи) колеблется от 20 до более 100 м. С юго-востока к ней примыкают рифей-вендские рассланцованные вулканиты сархойской свиты, а также тальк-серпентинитовые сланцы ильчирского гипербазитового комплекса. С противоположной (северо-западной стороны) залежь по зоне дробления контактирует с пачкой коренных фосфоритов и подстилающими их доломитами забитской свиты вендского возраста. Залежь сложена гранулометрически разнородным материалом, начиная от глыб и щебня и кончая супесями и суглинками, которые переслаиваются с глинами, песками, алевролитами, маршаллитами. Среди обломков доминируют в разной степени выветрелые кремни, сланцы, коренные фосфориты, а также фрагменты диоритовых дайковых пород, от почти неизмененных до превращенных в глинисто-песчаную массу. В разрезе залежи с помощью опробования выявлено от одного до четырех сложных по форме рудных (фосфоритовых) тел, мощность которых меняется от 0.5 до 20 м, а содержания P_2O_5 варьируются от 7 до 27 мас. %. Фосфориты макроскопически не отличаются от вмещающих отложений и представлены сцементированными и рыхлыми остаточным и инфильтрационно-метасоматическим типами карстовых руд. В их формировании участвовали процессы выщелачивания, фосфатного метасоматоза, ожелезнения, маршаллизации (Бугина и др., 2016).

Золото отмечено по всему разрезу залежи, но распределяется в ее контурах весьма неравномерно, с колебаниями содержаний от 0 до 16 г/т. Золотины относятся к мелким классам рассева ($-0.2...+0.25$ мм) и в отдельных случаях у них заметны признаки окатывания (Миронов, Миронова, 2017). Для выяснения источника поступления металла в карстовую залежь проведено опробование окружающих ее отложений. С помощью нейтронно-активационного анализа выполнены определения золота в пробах коренных фосфоритов (7–34.5 мас. % P_2O_5) (26 шт.), дайковых пород (4 шт.), в фосфатных углеродисто-глинистых сланцах (0.5–3.7 мас. % P_2O_5) (5 шт.) и фтанитах (0.7–4.1 мас. % P_2O_5) (5 шт.), а также в тальк-серпентинитовых и вулканитовых сланцах (3 шт.). Золото обнаружено в фосфоритах (0.01–0.17 г/т), фтанитах (0.05–0.21 г/т), углеродистых сланцах (0.05–0.11 г/т) и дайках (1.1–7.2 г/т). По данным разведочных работ, выполненных при подсчете запасов коренных руд Харанурского месторождения, дайки являются обычными элементами его строения. Чаще всего это субсогласно залегающие тела мощностью от долей до 5 м, с признаками “горячего” внедрения. По петросоставу они относятся к андезитовым-порфирирам и микродиоритам. Последние обычно составляют центральные части крупных даек, а к их периферийным зонам переходят в порфириды. Дайковые тела изменены вторичными процессами в форме альбитизации, серицитизации, карбонатизации, хлоритизации и пиритизации (рис. 1). Пирит разрозненный и в виде агрегатных скоплений с размером зерен-кристаллов до 5 мм. Общая его доля в породах колеблется от 5 до 30%. В монофракциях он кубический и октаэдрический, а содержания золота составляют от 1.3 до 7.4 г/т. Принимая во внимания эти данные, следует заключить, что причины золотоносности карстовых фосфоритов Харанурского месторождения кроются не в геохимических особенностях фосфатного вещества, а в накоплении в карстовой депрессии обломков пиритизированных дайковых пород, которые обогащены золотом. Выветривание их в условиях карста способствовало окислению пирита и перегруппировке золота из дисперсного состояния в видимые минеральные формы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный анализ материалов по современным (океаническим) и древним типам фосфоритов (афанитовым, микрозернистым, зернистым, желваковым, ракушечным и карстовым) показал, что золото не является обязательным компонентом этих пород. В случае его наличия золотины обычно без сростков и представлены как аллотигенными (кластогенными), так и аутигенными (сложными по форме) выделениями. По размерности зо-

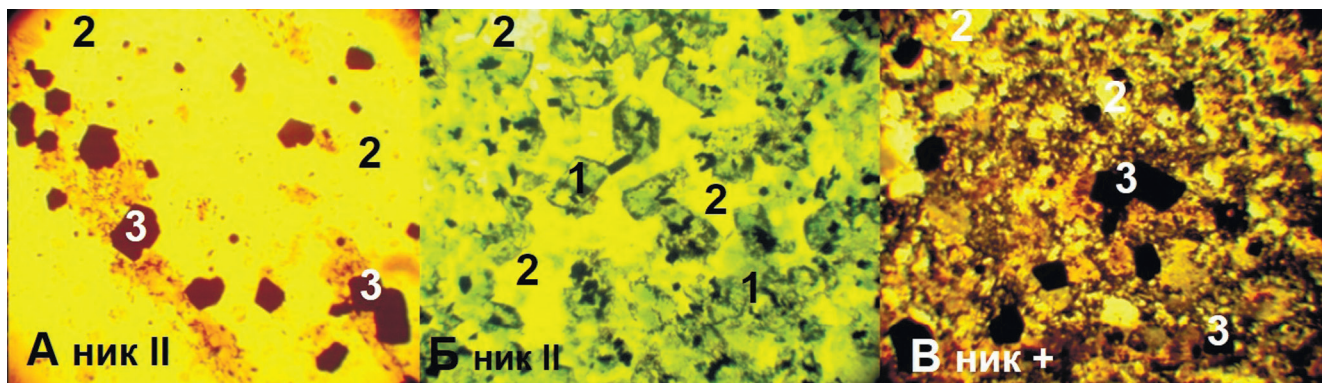


Рис. 1. Измененные дайковые породы.

А – андезитовый порфирит; Б, В – апомикродiorиты; 1 – альбит-серицитовые участки, 2 – замещенные хлоритом включения амфибола, 3 – включения пирита. Видимое поле 1 см².

Fig. 1. Modified dyke rocks.

A – andesite porphyrite; Б, В – apomicrodiorites; 1 – albite-sericite sites, 2 – chlorite-substituted amphibole inclusions, 3 – pyrite inclusions. Visible field 1 cm².

лота видимое (гравитационно-обогащаемое) и дисперсное (до уровня наночастиц). В фосфоритах оно может быть седиментационным (терригенно-обломочным), диагенетическим (химически сорбированным из иловых растворов минеральной матрицей углеродисто-фосфатного и глауконитового состава), а также наложенным (экспозиционно-гидротермальным), связанным с воздействием на фосфоритные толщи поздних магматических расплавов. В практическом отношении золотоносность фосфоритов, как правило, представляет собой малозначимое явление. Для золота фосфориты и вмещающие их породы выступают только в роли временных коллекторов, продуктивность которых зависит от сочетания многих, часто случайных и мало связанных, факторов. К важнейшим из них относятся геологическое строение региона, тектономагматический характер территории, минералогический состав породных комплексов и их обогащенность золотом, тип кор выветривания и продолжительность эпох их формирования, формы транспортировки металла и механизмы его аккумуляции в зависимости от фациальных обстановок в фосфоритоносных бассейнах и, наконец, активность вторичных изменений фосфоритоносных отложений, вызванных внедрением магматических тел.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анкушева Н.Н., Паленова Е.Е., Панкрушина Е.А., Шанина С.Н. (2019) Условия образования рудных и безрудных кварцевых жил месторождения золота Красное (Восточная Сибирь) по данным термобарогеохимии и изотопии. *Минералогия*, 1(5), 58-71.
Базарова Ж.Г., Доржиева С.Г., Амгалан Ж., Татарин

нов А.В., Энхтуя Д., Яловицкий М.И., Карманов И.С. (2009) Изменение химического состава золотоносных фосфоритов при механической активации. *Вестн. БГУ*, (3), 90-97.
Батурин Г.Н., Асавин А.М., Колесов Г.М. (2006) Благородные металлы в современных и древних фосфоритах. *Докл. АН*, (407), 384-387.
Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т. (1979) Микроструктуры океанских фосфоритов. М., 199 с.
Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т. (2006) Формы золота и платины в фосфоритах шельфа Намибии. *Докл. АН*, 206(5), 659-662.
Батурин Г.Н., Колесов Г.М. (2009) Благородные металлы в Fe-Mn и фосфатных отложениях океана. *Мат-лы XVIII Междунар. науч. конф.* М., 232-235.
Белницкая Г.А., Петров О.А., Соболев Н.Н. Рифовые, соленосные и черносланцевые формации России (2015). *Тр. ВСЕГЕИ*, 355, 624.
Беневольский Б.И., Иванов В.Н. (1999) Минерально-сырьевая база золота на рубеже XXI в. *Минеральные ресурсы России: экономика и управление*, (1), 9-16.
Блисковский В.З. (1983) Вещественный состав и обогащенность фосфоритовых руд. М., 200 с.
Бондаренко С.В., Золотарева Г.С. (2018) Распределение попутного золота в титан-циркононовых песках россыпи "Центральная" (Тамбовская область). *Вестн. ВГУ, сер. геология*, (3), 66-73. <https://doi.org/10.17308/geology.2018.3/1621>
Брюханов Н.Н. (2015) Геохимия рассеянного органического вещества в золоторудных месторождениях черносланцевых формаций. *Докл. АН*, 463(6), 692-695. <https://doi.org/10.7868/S0869565215240160>
Бугина В.М., Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2016) Литохимическая характеристика отложений карстовой фосфоритовой залежи Харанурского месторождения (Юго-Восточные Саяны). *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (8), 33-37. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2016-8-33-37>
Будяк А.Е., Горячев Н.А., Развозжаева Э.А., Спиридо-

- нов А.М., Соцкая О.Т., Евсеев В.В., Немеров В.К., Серебренникова О.В. (2015) Геохимия рассеянного органического вещества в золоторудных месторождениях черносланцевых формаций. *Докл. АН*, **463**(6), 692-695.
- Бушинский Г.И. (1969) Формация Фосфория. М.: Наука, 112 с.
- Варшал Г.М., Велюханова Т.К., Корочанцев А.В. и др. (1995) О связи сорбционной емкости углеродистого вещества пород по отношению к благородным металлам с его структурой. *Геохимия*, (8), 1191-1198.
- Вуд Б.А., Попов Н.П. (2006) Гигантское месторождение золота Сухой Лог (Сибирь). *Геология и геофизика*, **47**(3), 315-341.
- Георгиевский А.Ф., Бугина В.М. (2019) Афанитовый генетический тип промышленных фосфоритов и условия их формирования в Окино-Хубсугульском бассейне. М., 294 с.
- Горенков Н.Л., Турлычкин, В.М. Певзнер Г.Н. (1998) Изучение металлоносности фосфоритонесных глауконитовых песков на золото, уран, редкие и рассеянные элементы Уколовского месторождения. Тула, 57 с.
- Гребенщикова В.И., Матель Н.Л. (1998) Новые данные об условиях отложения и составе рудообразующих флюидов золото-платинового оруденения месторождения Сухой Лог. *Докл. АН*, **371**(1), 88-92.
- Долженко В.Н. (2008) Новые данные о геохимии россыпей Унечского месторождения и перспективы их золотоносности. *Вестн. Брянского ун-та*, (4), 128-131.
- Дьячков Б.А., Мизерная М.А., Рафаилович М.С. (2011) Крупные месторождения золота в черносланцевых толщах. Условия формирования, признаки сходства. Алматы, 272 с.
- Евсеев В.В., Немеров В.К., Серебренникова О.В. (2008) Особенности состава органического вещества и распределение редких металлов в древних черносланцевых формациях Сибири. *Нефтегазовое дело*, с. 1-9. http://ogbus.ru/files/ogbus/authors/Evseev/Evseev_1.pdf
- Занин Ю.Н. (1992) Петрография фосфоритов. Новосибирск: Наука, 188 с.
- Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г. (2009). Микроэлементы в фосфатных породах Софроновского месторождения на Полярном Урале: особенности распределения и экологическая оценка. *Литосфера*, (6), 95-106.
- Иванов А.И., Алексеев Я.В., Черных А.В., Наумов Е.А. (2022) Российские золоторудные месторождения – аспекты открытия. *Отчет. геология*, (3), 1-21. <https://doi.org/10.47765/0869-7175-2022-10012>
- Иконников Н.Н. (1987) Россыпные продуктивные формации осадочного чехла Русской плиты. *Мат-лы 8-го совещания по геологии россыпей*. Киев, 249-251.
- Иконников Н.Н., Осауленко О.В., Прокофьева Н.И. (1991) Опыт-методические работы по разработке методики поисков и технологии обогащения фосфатных титан-циркониевых россыпей на примере объектов юго-западной части Московской синеклизы (Брянская область). М., 190 с.
- Ильин А.В. (2004) Хубсугульский фосфоритонесный бассейн (новые данные и представления). *Литология и полезн. ископаемые*. (5), 523-538.
- Ильин А.В., Волков Р.И. (1978) Верхнерифейский Дархатско-Хубсугульский рифт. *Докл. АН СССР*, **238**(6), 1422-1425.
- Кабанова Е.С., Плотникова Л.Я. (1973) Геохимия элементов-примесей в фосфоритах. *Итоги науки и техники*, (7), ВИНТИ АН СССР, 143-191.
- Кальниенко С.С., Иванов Н.М., Филиппов В.П. (1995) Основные типы золотосодержащих месторождений осадочного чехла центральной части Восточно-Европейской платформы. *Руды и металлы*, (6), 5-13.
- Карпенко И.А., Черемисин А.А., Куликов Д.А. (2008) Морфология, условия залегания, и внутреннее строение рудных тел на месторождении Сухой Лог. *Руды и металлы*, (2), 11-16.
- Кизильштейн Л.Я. (2017) Золото и органическое вещество земной коры. *Природа*, **1226**(10), 63-65.
- Кизильштейн Л.Я. (2000) Роль органического вещества в образовании месторождений золота (на примере черных сланцев). *Росс. хим. журн.*, **XLIV**(3), 108-114.
- Коваленко Д.Н., Латиш У.К. (1973) К вопросу о золотоносности фосфоритов Украины. *Докл. АН УССР*, **5**(10), 885-887
- Коваленко Д.Н., Семенов В.Г. (1964) Фосфориты України. Київ: Наук. думка, 179 с.
- Константинов В.М., Казаков А.А., Новиков В.М., Трубкин Н.В. (2005) Золото в фосфоритах Кингисеппского месторождения Русской платформы. *Отчет. геол.*, (6), 48-51.
- Константиновский А.А. (1999) Потенциал золотоносности платформенных кварцево-песчаных формаций. *Руды и металлы*, (1), 48-51.
- Лаверов Н.П., Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л. (1999) Платина и самородные металлы месторождения Сухой Лог. *Наука в России*, (2), 128-130.
- Лаверов Н.П., Прокофьев В.Ю., Дистлер В.В., Юровская М.А., Спиридонов А.М., Гребенщиков В.И., Матель Н.Л. (2000) Новые данные об условиях рудоотложения и составе рудообразующих флюидов золото-платинового месторождения Сухой Лог. *Докл. АН*, **371**(1), 88-92
- Литовченко Н.И., Клеймёнов В.М., Горецков Н.Л. (2001) Отчет о результатах работ по объекту “Изучение вскрышных пород Уколовского месторождения фосфоритов с целью их использования в народном хозяйстве”. Курск: Тульское НИГП, 535 с.
- Лоскутов В.В. (1998) Геохимические аномалии в осадочном чехле Воронежской антеклизы и их связь с зонами фанерозойской тектонической активности. *Вестн. ВГУ. Сер. геология*, (6), 250-255.
- Лушаков А.В., Быховский Л.В., Тигунов Л.П. (2001) Нетрадиционные источники попутного получения золота: проблемы и пути решения. М.: ВИМС, 82 с.
- Марченко Л.Г. (2017) Нанотехнология извлечения благородных металлов из тонкодисперсных руд месторождений “черносланцевого” типа – природоподобная технология. *Золото и технологии*, **37**(3), 138-148.
- Мельникова А.В. (2000) Золотосодержащие фосфориты центральной части Русской платформы – своеобразный тип промежуточного коллектора. *XII Международное совещание по геологии россыпей и кор выветривания*. М., 234 с.
- Миронов А.А., Миронова Е.А. (2017) Геологическое строение и полезные ископаемые Харанурского рудного поля. *Разведка и охрана недр*, (9), 17-27.
- Миронов А.А., Шуляк Г.Б. (2010) Золотоносные коры выветривания горной Бурятии. *Золотодобыча*, (135), 4-7.

- Ненахов В.М., Золотарева Г.С., Дубков А.А. (2021) Черные сланцы сухоложского типа и их благородно-металльный потенциал: современное состояние изученности, технологические реалии и перспективы. *Вестн. ВГУ. Сер. геология*, (1), 53-64. <https://doi.org/10.17308/geology.2021.1/3337>
- Ненахова Е.В., Сахно В.Г., Калашников Ю.Д., Ненахов В.М., Кузнецов А.Ю. (2018) Самосборка нанодисперсных форм платиноидов как метод их извлечения на примере золотосеребряных руд Милоградовского проявления (Приморский край). *Вестн. ВГУ. Сер. геология*, (4), 102-106.
- Патык-Кара Н.Г., Левченко Е.Н., Стехин А.И. (2008) Минеральные ассоциации титано-циркониевых песков месторождения Центральное (Восточно-Европейская платформа). *Геол. руд. месторождений*, (3), 246-270.
- Попова М.В., Развозжаева Э.А., Митрофанова А.Ю., Плотникова Л.П. (2002) Органическое вещество как источник золота при формировании месторождений Центрального Алдана. *Геохимия*, (11), 1209-1217.
- Прямоносков А.П., Степанов А.Е., Телегина Т.В., Кузнецов В.И., Григорьев В.В., Абатурова И.В., Кузнецова Э.Я. (2001) Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд-е второе. Сер. Полярно-Уральская. Лист Q-41-XII. Объяснительная записка. СПб., 213 с.
- Савко А.Д., Шевырев Л.Т. (2010) Геохимические особенности ультраотокного золота и интерметаллидов из осадочного чехла Воронежской антеклизы. *Изв. ВУЗов. Геология и разведка*, (5), 14-21.
- Савко А.Д., Шевырев Л.Т. (2001) Ультраотокное золото. *Тр. НИИ геологии ВГУ*, (6), 151.
- Савко А.Д., Шевырев Л.Т., Ильяш В.В., Божко Е.Н. (1996) Золото и редкие минералы в осадочном чехле Воронежской антеклизы. *Вестн. ВГУ. Сер. геология*, (1), 133-137.
- Савко А.Д., Шевырев Л.Т., Ильяш В.В., Лоскутов В.В. (2000) Эксгалиационно-осадочная металлоносность Воронежской антеклизы – новые горизонты поисков рудных месторождений в осадочном чехле. *Вестн. ВГУ. Сер. геология*, 5(10), 126-136.
- Тагиров Б.Р. (2020) Поведение благородных металлов (Au, Pd, Pt) в гидротермальных флюидах. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 204 с.
- Турлычкин З.М., Горенков Н.Л. (1999) Фосфориты – адсорбенты золота и восстановители до свободно-металлического. *Геол. вестник центральных районов России*, (3), 14-17.
- Федосеев И.И. (2014) Палеогеографические условия формирования попутных месторождений россыпного золота бассейна верхней Оки. Дисс. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 125 с.
- Фелицын С.Б. (2006) Содержание золота в фосфоритовых конкрециях венд-кембрия Восточно-Европейской платформы. *Литология и полезн. ископаемые*, (5), 468-474. <https://doi.org/10.1134/S0024490206050026>
- Фелицын С.В., Алфимова Н.А. (2022) Золото в биогенных апатитах Прибалтийско-Ладожского фосфоритового бассейна. *Зап. Горн. ин-та*, 255, 470-475. <http://dx.doi.org/10.31897/PMI.2022.47>
- Фелицын С.Б., Пшеничнова Т.Г. (1992) Содержание золота в органическом веществе и глинистых сланцах некоторых опорных разрезов верхнего венда Русской платформы. *Докл. АН СССР*, 324(6) 1304-1308.
- Фомичев В.И. (2006) Особенности строения и локализации оруденения золото-платинового гиганта Сухой Лог с позиций тектонофацеального анализа. *Геол. и полезн. ископаемые мирового океана*, (4), 126-136.
- Холодов В.Н., Блисковский В.З. (1976) Геохимия элементов-примесей в фосфоритовых формациях. *Литология фосфоритовых отложений*. М., 29-42.
- Черепанов А.А., Бердников Н.В., Штарева А.В. (2019) Редкоземельные элементы и благородные металлы в фосфоритах проявления Гремучий (Малый Хинган, Дальний Восток России). *Тихоокеан. геология*, 38(6), 99-107. <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2019-38-6-99-107>
- Черешинский А.В. (2014) К проблеме эндогенного рудообразования Воронежской антеклизы. *Вестн. ВГУ. Сер. геология*, (4), 66-72.
- Черешинский А.В., Шевырев Л.Т., Савко А.Д. (2021) Ультраотокное золото в осадочном чехле Воронежской антеклизы. *Вестн. ВГУ. Сер. геология*, (1), 4-25. <https://doi.org/10.17308/geology.2021.1/3334>
- Шатров В.А., Сиротин В.И., Войцеховский Г.В. (2002) Конкреции осадочного чехла Воронежской антеклизы как геохимические индикаторы зон повышенной проницаемости земной коры. *Докл. АН*, 385(4), 521-523.
- Ширшов А.А., Иконников Н.И., Краснов А.А., Шмелькова Ю.Ф., Асипов А.А. (1990) Геолого-минералогические особенности верхнемеловых фосфоритовых руд Центральной части Восточно-Европейской платформы. *Эпохи промышленного фосфатобразования и перспективы развития сырьевой базы*. Черкассы, 57-59.
- Школьник Э.Л., Абдель Могхин М.В. (2012) Золото и серебро в мезо-кайнозойских фосфоритах Северной Африки. *Уральский геол. журн.*, (5), 14-12.
- Юдович Я.Э. (2000) Черные сланцы в рудогенезе золота: ресурс или барьер? *Минеральное сырье Урала*, 6(72), 3-11.
- 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: Наука, 304 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В. (1990) Геохимия и рудогенез золота в черных сланцах. Сыктывкар: Геонаука, 51 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. (2020) Геохимия фосфора. Сыктывкар: Геопринт, 511 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. (2018) Фосфориты и глауконит: причина парагенезиса. *Вестн. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН*, 11(287), 43-47. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-11-43-47>
- Яншин А.Л., Занин Ю.Н., Соколов А.С. (1979) Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука, 193 с.
- Ясырев А.П. (1964) Микроэлементы в пластовых и желваковых фосфоритах некоторых месторождений Центральных районов РСФСР. *Литол. и полезн. ископаемые*, (3), 66-76.
- Ясырев А.П. (1971) Желваковые фосфориты Русской платформы – промежуточный коллектор золота при россыпеобразовании. *Докл. АН СССР*, 199(2), 452-455.
- Ясырев А.П. (1967) Золото и серебро в фосфоритах Русской платформы. *Тр. ЦНИГРИ*, 72, 123-158.

- Ясырев А.П. (1968) О золотоносности мезозойских желваковых фосфоритов Русской платформы. *Докл. АН СССР*, **165**(6), 1354-1357.
- Ясырев А.П. (1969) Элементы-примеси в мезо-кайнозойских фосфоритах русской платформы. Автор. дисс. ... канд. геол.-мин. наук, Тула: ЦНИГРИ, 28 с.
- Claypool G.E., Love A.H., Maughan E.K. (1978) Organic Geochemistry, Incipient Metamorphism, and Oil Generation in Black Shale Members of Phosphoria Formation, Western Interior United States. *Geol. AAPG Bull.*, **62**(1), 98-120. <https://doi.org/10.1306/C1EA4801-16C9-11D7-8645000102C1865D>
- Ketris M.P., Yudovich Ya.E. (2009) Estimations of Clarkes for carbonaceous biolithes: World averages for trace element contents in black shales and coals. *Int. J. Coal. Geol.*, **78**(2), 135-148. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2009.01.002>
- Lillis P.G., Selby D. (2013) Evaluation of the rhenium-osmium geochronometer in the Phosphoria petroleum system, Bighorn Basin of Wyoming and Montana, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **118**, 312-330. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.04.021>
- Maughan E.K. (1983) Geological setting of oil shales in the Permian phosphoria formation and some of the geochemistry of these rocks. *Conf. Paper USGS Publ. Warehouse*, **28**(1), 74-76.
- McKelvey V.E., Strobell Jr. J.D., Slaughter A.L. (1986) The vanadiferous zone of the Phosphoria Formation in western Wyoming and southeastern Idaho. U.S. Geological Survey professional paper, Washington: UNITED STATES government printing office, 27 p. <https://doi.org/10.3133/pp1465>
- Moore-Nall A.L., Tsosie R.L. (2017) Possible involvement of Permian Phosphoria Formation Oil as a Source of REE and other metals associated with complex U-V mineralization in the Northern Bighorn Basin *Minerals*, **7**(12), 232. <https://doi.org/10.3390/min7120232>
- Perkins R.B., Foster A.L. (2004) Mineral affinities and distribution of selenium and other trace elements in black shale and phosphorite of the Phosphoria formation. *Handbook of Exploration and Environmental Geochemistry*, **8**, 251-295. [https://doi.org/10.1016/S1874-2734\(04\)80012-3](https://doi.org/10.1016/S1874-2734(04)80012-3)
- Piper D.Z., Medrano M.D. (1994) Geochemistry of the Phosphoria Formation at Montpelier Canyon, Idaho. *United States Geol. Surv. Bull.* 2023-B, 28. <https://doi.org/10.3133/b2023B>
- Piper D.Z., Perkins R.B., Rowe H.D. (2007) Rare-earth elements in the Permian Phosphoria Formation: Paleo proxies of ocean geochemistry. *Deep-Sea Res. II*, **54**, 1396-1413. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2007.04.012>
- Wardlaw B.R., Collinson J.W. (1986) Paleontology and deposition of the Phosphoria Formation. Contributions to Geology – University of Wyoming, Laramie. *Rocky Mount. Geol.*, **24**(2), 107-142.
- Анкусхева Н.Н., Паленова Е.Е., Панкрушина Е.А., Шанина С.Н. (2019) Conditions of formation of ore and berudic quartz veins of the Krasnoe gold deposit (Eastern Siberia) according to thermobarogeochimistry and isotopy. *Mineralogy*, **1**(5), 58-71. (In Russ.)
- Baturin G.N., Asavin A.M., Kolesov G.M. (2006b) Noble metals in recent and ancient phosphorites. *Dokl. Akad. Nauk*, (407), 384-387. (In Russ.)
- Baturin G.N., Dubinchuk V.T. (1979) Microstructures of ocean phosphorites. Moscow, 199 p. (In Russ.)
- Baturin G.N., Dubinchuk V.T. (2006) Forms of gold and platinum in phosphorites of the Namibian shelf. *Dokl. Akad. Nauk*, **206**(5), 659-662. (In Russ.)
- Baturin G.N., Kolesov G.M. (2009) Noble metals in Fe-Mn and phosphate deposits of the ocean. *Materials of the XVIII International Scientific Conference*, 232-235. (In Russ.)
- Bazarova Zh.G., Dorzhieva S.G., Amgalan Zh., Tatari-nov A.V., Enkhtuyaa D., Yalovikt M.I., Karmanov I.S. (2009) Changes in the chemical composition of gold-bearing phosphorites during mechanical activation. *Vestn. VGU*, (3), 90-97. (In Russ.)
- Belnitskaya G.A., Petrov O.A., Sobolev N.N. Reef, salt-bearing and black shale formations of Russia. (2015) *Tr. VSEGEI*, **355**, 624. (In Russ.)
- Benevol'skii B.I., Ivanov V.N. (1999) The gold resources base in Russia at the turn of the XXlth century. *Mineral'nye Resursy Rossii: Ekonomika i Upravlenie*, (1), 9-16. (In Russ.)
- Bliskovskii V.Z. (1983) Material composition and enrichment of phosphorite ores. Moscow, 200 p. (In Russ.)
- Bondarenko S.V., Zolotareva G.S. (2018) Distribution of associated gold in titanium-zirconium sands of the Central placer (Tambov region). *Vestn. VGU, ser. Geol.*, (3), 66-73. (In Russ.)
- Bryukhanov N.N. (2015) Geochemistry of dispersed organic matter in gold ore deposits of black shale formations. *Dokl. Akad. Nauk*, **463**(6), 692-695. (In Russ.)
- Budyak A.E., Goryachev N.A., Razvozzhaeva E.A., Spiridonov A.M., Sotskaya O.T., Evseev V.V., Nemerov V.K., Serebrennikova O.V. (2008) Geochemistry of dispersed organic matter in gold deposits of black shale formations. *Dokl. Akad. Nauk*, **463**(6), 692-695. (In Russ.)
- Bugina V.M., Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2016) Lithochemical characteristics of deposits of karst phosphorite deposits of the Kharanur deposit (Southeastern Sayans). *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, (8), 33-37. (In Russ.)
- Bushinskii G.I. (1969) Formation of Phosphoria. Moscow, Nauka Publ., 112 p. (In Russ.)
- Cherepanov A.A., Berdnikov N.V., Shtareva A.V. (2019) Rare earth elements and hydrogen metals in phosphorites of the Gremuchii occurrence (Maly Khingan, Russian Far East). *Tikhookean. Geol.*, **38**(6), 99-107. (In Russ.) <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2019-38-6-99-107>
- Chereshinskii A.V. (2014) On the problem of endogenous ore formation of the Voronezh antecline. *Vestn. VGU. Ser. Geol.*, (4), 66-72. (In Russ.)
- Chereshinskii A.V., Shevyrev L.T., Savko A.D. (2021) Ultrafine gold in the sedimentary cover of the Voronezh antecline. *Vestn. VGU. Ser. Geol.*, (1), 4-25. (In Russ.) <https://doi.org/10.17308/geology.2021.1/3334>
- Claypool G.E., Love A.H., Maughan E.K. (1978) Organic Geochemistry, Incipient Metamorphism, and Oil Generation in Black Shale Members of Phosphoria Formation, Western Interior United States *Geol. AAPG Bull.*, **62**(1), 98-120. <https://doi.org/10.1306/C1EA4801-16C9-11D7-8645000102C1865D>
- Dolzhenko V.N. (2008) New data on the geochemistry of the placers of the Unechskoye deposit and their gold con-

REFERENCES

- tent potential. *Vestn. Bryanskogo Univ.*, (4), 128-131. (In Russ.)
- D'yachkov B.A., Mizernaya M.A., Rafailovich M.S. (2011) Large gold deposits in the black shale strata. Conditions of formation, signs of similarity. *Almaty*, 272 p. (In Russ.)
- Evseev V.V., Nemerov V.K., Serebrennikova O.V. (2008) Features of the composition of organic matter and distribution of rare metals in ancient black shale formations of Siberia. *Neftegazovoe Delo*, p. 1-9. (In Russ.) http://ogbus.ru/files/ogbus/authors/Evseev/Evseev_1.pdf
- Fedoseev I.I. (2014) Paleogeographic conditions for the formation of associated placer gold deposits in the Upper Oka basin. *Cand. geogr. sci. diss. Moscow, Moscow St. Univ. Publ.*, 125 p. (In Russ.)
- Felitsyn S.B. (2006) Gold content in the phosphorite nodules of the Vendian-Cambrian of the East European Platform. *Litol. Polezn. Iskop.*, (5), 468-474. (In Russ.) <https://doi.org/10.1134/S0024490206050026>
- Felitsyn S.V., Alifimova N.A. (2022) Gold in biogenic apatites of the Baltic-Ladoga phosphorite basin. *Zapiski Gornogo Instituta*, **255**, 470-475. (In Russ.) <http://dx.doi.org/10.31897/PMI.2022.47>
- Felitsyn S.B., Pshenichnova T.G. (1992) Gold content in organic matter and clay shales from some reference sections of the Upper Vendian of the Russian Platform. *Dokl. Akad. Nauk*, **324**(6) 1304-1308. (In Russ.)
- Fomichev V.I. (2006) Features of the structure and localization of mineralization of the gold-platinum giant Sukhoi Log from the standpoint of tectonofacial analysis. *Geologiya i Poleznye Iskopaemye Mirovogo Okeana*, (4), 126-136. (In Russ.)
- Georgievskii A.F., Bugina V.M. (2019) Aphanitic genetic type of industrial phosphorites and conditions for their formation in the Okino-Khubsugul basin. *Moscow, RUDN Univ. Publ.*, 294 p. (In Russ.)
- Gorenkov N.L., Turlychkin V.M., Pevzner G.N. (1998) Study of the metallicity of phosphorus-bearing glauconite sands for gold, uranium, rare and trace elements of the Ukolovskoye deposit. *Tula*, 57 p. (In Russ.)
- Grebenshchikova V.I., Matel' N.L. (1998) New data on the deposition conditions and composition of ore-forming fluids of gold-platinum mineralization of the Sukhoi Log deposit. *Dokl. Akad. Nauk*, **371**(1), 88-92. (In Russ.)
- Ikonnikov N.N. (1987) Placer productive formations of the sedimentary cover of the Russian plate. *Materials of 8th meeting on the geology of placers*. Kiev, 249-251. (In Russ.)
- Ikonnikov N.N., Osaulenko O.V., Prokof'eva N.I. (1991) Experimental and methodological work on the development of methods of prospecting and technology of enrichment of phosphate titanium-zirconium placers on the example of objects in the south-western part of the Moscow syncline (Bryansk region). *Moscow*, 190 p. (In Russ.)
- Il'in A.V. (2004) Khubsugul phosphorite-bearing basin (new data and representations). *Litol. Polezn. Iskop.*, (5), 523-538. (In Russ.)
- Il'in A.V., Volkov R.I. (1978) The upper riphean rift of Darkhat-Khubsugul. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **238**(6), 1422-1425. (In Russ.)
- Ivanov A.I., Alekseev Ya.V., Chernykh A.V., Naumov E.A. (2022) Russian gold deposits – aspects of discovery. *Otechestvennaya Geol.*, (3), 1-21. (In Russ.)
- Kabanova E.S., Plotnikova L.Ya. (1973) Geochemistry of impurity elements in phosphorites. *Itogi Nauki i Tekhniki*, (7). VINITI AN SSSR, 143-191. (In Russ.)
- Kal'nienko S.S., Ivanov N.M., Filippov V.P. (1995) The main types of gold-bearing deposits of the sedimentary cover of the central part of the East European Platform. *Rudy i Metally*, (6), 5-13. (In Russ.)
- Karpenko I.A., Cheremisin A.A., Kulikov D.A. (2008) Morphology, mode of occurrence, and internal structure of ore bodies at the Sukhoi Log deposit. *Rudy i Metally*, (2), 11-16. (In Russ.)
- Ketris M.P., Yudovich Ya.E. (2009) Estimations of Clarkes for carbonaceous biolithes: World averages for trace element contents in black shales and coals. *Int. J. Coal. Geol.*, **78**(2) 135-148. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2009.01.002>
- Kholodov V.N., Bliskovskii V.Z. (1976) Geochemistry of impurity elements in phosphorite-bearing formations. *Lithology of phosphorite-bearing deposits*. Moscow, 29-42. (In Russ.)
- Kizil'shtein L.Ya. (2017) Gold and organic matter in the earth crust. *Priroda*, **1226**(10), 63-65. (In Russ.)
- Kizil'shtein L.Ya. (2000) The role of organic matter in the formation of gold deposits (on the example of black shales). *Ross. Khimicheskii Zhurn.*, **XLIV**(3), 108-114. (In Russ.)
- Konstantinov V.M., Kazakov A.A., Novikov V.M., Trubkin N.V. (2005) Gold in phosphorites of the Kingiseppskoye deposit of the Russian Platform. *Otechestvennaya Geol.*, (6), 48-51. (In Russ.)
- Konstantinovskii A.A. (1999) The potential of gold bearing of platform quartz-sand formations. *Rudy i Metally* (1), 48-51. (In Russ.)
- Kovalenko D.N., Latish U.K. (1973) To the question of the gold content of phosphorites of Ukraine. *Dokl. AN Ukr. SSR*, **5**(10), 885-887. (In Russ.)
- Kovalenko D.N., Seenov V.G. (1964) Phosphorites of Ukraine. Kiev, Naukova Dumka, 179 p. (In Ukr.)
- Laverov N.P., Distler V.V., Mitrofanov G.L. (1999) Platinum and native metals of the Sukhoi Log deposit. *Nauka v Rossii*, (2), 128-130. (In Russ.)
- Laverov N.P., Prokof'ev V.Yu., Distler V.V., Yurovskaya M.A., Spiridonov A.M., Grebenshchikov V.I., Matel' N.L. (2000) New data on ore deposition conditions and composition of ore-forming fluids of the gold-platinum deposit Sukhoi Log. *Dokl. Akad. Nauk*, **371**(1), 88-92. (In Russ.)
- Lillis P.G., Selby D. (2013) Evaluation of the rhenium-osmium geochronometer in the Phosphoria petroleum system, Bighorn Basin of Wyoming and Montana, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **118**, 312-330. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.04.021>
- Litovchenko N.I., Kleimenov V.M., Goretskov N.L. (2001) Report on the results of work on the object "Study of overburden rocks of the Ukolovskoye phosphorite deposit for the purpose of their use in the national economy". Kursk, Tula NIGP Publ., 535 p. (In Russ.)
- Loskutov V.V. (1998) Geochemical anomalies in the sedimentary cover of the Voronezh antecline and their connection with zones of Phanerozoic tectonic activity. *Vestn. VGU. Ser. Geol.*, (6), 250-255. (In Russ.)
- Lushakov A.V., Byhovskii L.Z., Tiginov L.P. (2001) Non-traditional sources of the by-product obtaining of gold: problems and ways of their solving. *Moscow, VIMS Publ.*, 82 p. (In Russ.)

- Marchenko L.G. (2017) Nanotechnology of extraction of precious metals from finely dispersed ores of deposits of the "black shale" type – a nature-like technology. *Zoloto i Tekhnologii*, **37**(3), 138-148. (In Russ.)
- Maughan E.K. (1983) Geological setting of oil shales in the Permian phosphoria formation and some of the geochemistry of these rocks. *Conf. Paper USGS Publ. Warehouse*, **28**(1), 74-76.
- McKelvey V.E., Strobell Jr. J.D., Slaughter A.L. (1986) The vanadiferous zone of the Phosphoria Formation in western Wyoming and southeastern Idaho. U.S. Geological Survey professional paper, Washington, USA government printing office, 27 p. <https://doi.org/10.3133/pp1465>
- Mel'nikova A.V. (2000) Gold-bearing phosphorites of the central part of the Russian platform – a peculiar type of intermediate reservoir. *XII International Meeting on the geology of placers and weathering crust*. Moscow, 234 p. (In Russ.)
- Mironov A.A., Mironova E.A. (2017) Geological structure and minerals of the Kharanur ore field. *Razvedka i Okhrana Nedr*, (9), 17-27. (In Russ.)
- Mironov A.A., Shulyak G.B. (2010) Gold-bearing weathering crusts of mountain Buryatia. *Zolotodobycha*, (135), 4-7. (In Russ.)
- Moore-Nall A.L., Tsosie R.L. (2017) Possible involvement of Permian Phosphoria Formation Oil as a Source of REE and other metals associated with complex U-V mineralization in the Northern Bighorn Basin. *Minerals*, **7**(12), 232. <https://doi.org/10.3390/min7120232>
- Nenakhov V.M., Zolotareva G.S., Dubkov A.A. (2021) Black shales of the Sukholozhsky type and their noble-metal potential: the current state of knowledge, technological realities, and prospects. *Vestn. VGU. Ser. Geol.*, (1), 53-64. (In Russ.) <https://doi.org/10.17308/geology.2021.1/3337>
- Nenakhova E.V., Sakhno V.G., Kalashnikov Yu.D., Nenakhov V.M., Kuznetsov A.Yu. (2018) Self-assembly of nanodisperse forms of platinoids as a method of their extraction on the example of gold-silver ores of the Milogradovskoye occurrence (Primorsky Krai). *Vestn. VGU. Ser. Geol.*, (4), 102-106. (In Russ.)
- Patyk-Kara N.G., Levchenko E.N., Stekhin A.I. (2008) Mineral assemblages of titanium-zirconium sands at the Central'noye deposit, the East European platform. *Geologiya Rydnykh Mestorozhdenii*, (3), 246-270. (In Russ.)
- Piper D.Z., Perkins R.B., Rowe H.D. (2007) Rare-earth elements in the Permian Phosphoria Formation: Paleo proxies of ocean geochemistry. *Deep-Sea Res. II*, **54**, 1396-1413 <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2007.04.012>
- Piper D.Z., Medrano M.D. (1994) Geochemistry of the Phosphoria Formation at Montpelier Canyon, Idaho. *United States Geol. Surv. Bull.* 2023-B, 28. <https://doi.org/10.3133/b2023B>
- Perkins R.B., Foster A.L. (2004) Mineral affinities and distribution of selenium and other trace elements in black shale and phosphorite of the Phosphoria formation. *Handbook of Exploration and Environmental Geochemistry*, **8**, 251-295. [https://doi.org/10.1016/S1874-2734\(04\)80012-3](https://doi.org/10.1016/S1874-2734(04)80012-3)
- Popova M.V., Razvozhzaeva E.A., Mitrofanova A.Yu., Plotnikova L.P. (2002) Organic matter as a source of gold in the formation of deposits of Central Aldan. *Geokhimiya*, (11), 1209-1217. (In Russ.)
- Pryamonosov A.P., Stepanov A.E., Telegina T.V., Kuznetsov V.I., Grigor'ev V.V., Abaturova I.V., Kuznetsova E.Ya. (2001) State geological map of the Russian Federation scale 1 : 200 000. Second edition. The Polar-Ural series. Sheet Q-41-XII. Explanatory note. St.Petersburg, 213 p. (In Russ.)
- Savko A.D., Shevyrev L.T. (2010) Geochemical features of ultrafine gold and intermetallic compound from the sedimentary cover of the Voronezh antecline. *Izvestiya VUZov. Geologiya i Razvedka*, (5), 14-21. (In Russ.)
- Savko A.D., Shevyrev L.T. (2001) Ultrafine gold. *Tr. NII Geologii VGU*, (6), Voronezh, 151 p. (In Russ.)
- Savko A.D., Shevyrev L.T., Il'yash V.V., Bozhko E.N. (1996) Gold and rare minerals in the sedimentary cover of the Voronezh antecline. *Vestn. VGU. Ser. Geol.*, (1), 133-137. (In Russ.)
- Savko A.D., Shevyrev L.T., Il'yash V.V., Loskutov V.V. (2000) Exhalation-sedimentary metalliferous content of the Voronezh antecline – new horizons of prospecting for ore deposits in the sedimentary cover. *Vestn. VGU. Ser. Geol.*, **5**(10), 126-136. (In Russ.)
- Shatlov V.A., Sirotin V.I., Voitsekhovskii G.V. (2002) Nodules of the sedimentary cover of the Voronezh antecline as geochemical indicators of zones of increased permeability of the Earth's crust. *Dokl. Akad. Nauk*, **385**(4), 521-523. (In Russ.)
- Shirshov A.A., Ikonnikov N.I., Krasnov A.A., Shmel'kova Yu.F., Asipov A.A. (1990) Geological and mineralogical features of Upper Cretaceous phosphorite ores of the Central part of the East European Platform. *Epochs of industrial phosphate formation and prospects for the development of the raw material base*. Cherkassy, 57-59. (In Russ.)
- Shkol'nik E.L., Abdel Moghin M.V. (2012) Gold and silver in Meso-Cenozoic phosphorites of North Africa. *Ural'skii Geologicheskii Zhurnal*, (5), 14-12. (In Russ.)
- Tagirov B.R. (2020) Behavior of noble metals (Au, Pd, Pt) in hydrothermal fluids. Doc. geol. and min. sci. diss. Moscow, IGEM RAN Publ., 204 p. (In Russ.)
- Turlychkin Z.M., Gorenkov N.L. (1999) Phosphorites – adsorbents of gold and reducing agents to free metal. *Geol. Vestn. Tsentral'nykh Raionov Rossii*, (3), 14-17. (In Russ.)
- Varshal G.M., Velyukhanova T.K., Korochantsev A.V. et al. (1995) On the relationship of the sorption capacity of carbonaceous matter of rocks in relation to noble metals with its structure. *Geokhimiya*, (8), 1191-1198. (In Russ.)
- Wardlaw B.R., Collinson J.W. (1986) Paleontology and deposition of the Phosphoria Formation. Contributions to Geology – University of Wyoming, Laramie. *Rocky Mount. Geol.*, **24**(2), 107-142.
- Wood B.A., Popov N.P. (2006) Giant gold deposit Sukhoi Log (Siberia). *Geol. Geofiz.*, **47**(3), 315-341. (In Russ.)
- Yanshin A.L., Zanin Ju.N., Sokolov A.S. (1979) Material composition of phosphorites. Novosibirsk, Nauka Publ., 193 p. (In Russ.)
- Yasyrev A.P. (1967) Gold and silver in phosphorites of the Russian Platform. *Tr. TsNIGRI*, **72**, 123-158. (In Russ.)
- Yasyrev A.P. (1969) Impurity elements in Meso-Cenozoic phosphorites of the Russian platform. Cand. geol. sci. author. diss. Tula, TsNIGRI Publ., 28 p. (In Russ.)
- Yasyrev A.P. (1968) On the gold content of Mesozoic nodular phosphorites of the Russian platform. *Dokl. Akad. Nauk*, **165**(6), 1354-1357. (In Russ.)
- Yasyrev A.P. (1971) The nodular phosphorites of the Russian platform as an intermediate collector of gold dur-

- ing placer formation. *Dokl. Akad. Nauk*, **199**(2), 452-455. (In Russ.)
- Yasyrev A.P. (1964) Trace elements in the formation and nodular phosphorites of some deposits of the Central regions of the RSFSR. *Litol. Polezn. Iskop.*, (3), 66-76. (In Russ.)
- Yudovich Ya.E. (2000) Black shales in ore-genesis: are they a resource or barrier for gold? *Mineral'noe Syr'e Urala*, **6**(72), 3-11. (In Russ.)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (1994) Elements-impurities in black shales. Ekaterinburg, Nauka Publ., 304 p. (In Russ.)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (1988) Geochemistry of black shales. Leningrad, Nauka Publ., 272 p. (In Russ.)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P., Mertz A.V. (1990) Geochemistry and ore genesis of gold in black shales. Syktyvkar, Geonauka Publ., 51 p. (In Russ.)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P., Rybina N.V. (2020) Geochemistry of phosphorus. Syktyvkar, Geoprint Publ., 511 p. (In Russ.)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P., Rybina N.V. (2018) Phosphorites and glauconite: the cause of paragenesis. *Vestn. Instituta Geologii Komi NTs UrO RAN*, **11**(287), 43-47. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-11-43-47>
- Zanin Yu.N. (1992) Petrography of phosphorites. Novosibirsk, Nauka Publ., 188 p. (In Russ.)
- Zanin Yu.N., Zamirailova A.G., Eder V.G. (2009). Trace elements in phosphate rocks of the Sofronovskoye deposit in the Polar Urals: distribution features and environmental assessment. *Lithosphere*, (6), 95-106. (In Russ.)

Точечные дефекты в зонах неупорядоченной структуры кварца месторождений золота Дарасунского рудного поля (Восточное Забайкалье)

Л. Т. Раков¹, В. Ю. Прокофьев¹, В. А. Коваленкер¹, Л. Д. Зорина²

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, 119017, г. Москва, Старомонетный пер., 35, e-mail: rakovlt@mail.ru

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова (ИГХ) СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а

Поступила в редакцию 20.03.2023 г., принята к печати 15.08.2023 г.

Объект исследования. Изучены состав, свойства и связь точечных дефектов в зонах неупорядоченной структуры кварца с условиями его образования. **Материал и методы.** Материалом для изучения служил кварц месторождений золота Дарасунского рудного поля: Дарасун, Теремкинское и Талатуй. При проведении сравнительных исследований использовался золоторудный кварц ряда месторождений Северного Казахстана. Регистрация точечных дефектов в кристаллической структуре кварца проводилась методом ЭПР. При интерпретации результатов исследований применялась генетическая информация, заключенная в распределении изоморфных примесей Ge и Ti в кварце. **Результаты.** В исследуемом кварце выявлены две группы парамагнитных центров. Одна из них связана с изоморфными примесями Al, Ti и Ge в зонах кварца с упорядоченной кристаллической структурой, а другая – с точечными дефектами, локализованными в зонах неупорядоченной структуры кварца. Последняя группа включает в себя несколько типов E' -центров, возникающих в кварцевом стекле, и Al-X-центры, обусловленные ионами Al^{3+} , ассоциированными с кислородными вакансиями. Обнаружено, что в случае стабильных термодинамических условий минералообразования между концентрациями Al-X-центров (C_{Al-X}) и E' -центров ($C_{E'}$) устанавливается линейная зависимость. При резком изменении термодинамических условий замечено отклонение точек от зависимости $C_{E'}(C_{Al-X})$. **Выводы.** Вид зависимости $C_{E'}(C_{Al-X})$ определяется термодинамическими условиями минералообразования и может использоваться для выявления случаев неравновесной кристаллизации кварца.

Ключевые слова: кварц, точечные дефекты, генетические свойства, ЭПР, Дарасун

Источник финансирования

Исследования проведены в рамках государственного задания ИГЕМ РАН

Lattice defects in the disordered quartz structure of gold deposits of the Darasun ore field (Eastern Transbaikalia)

Leonid T. Rakov¹, Vsevolod Yu. Prokofiev¹, Vladimir A. Kovalenker¹, Lidiya D. Zorina²

¹Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM), RAS, 35 Staromonetnyi lane, Moscow 119017, Russia, e-mail: rakovlt@mail.ru

²A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, SB RAS, 1a Favorsky st., Irkutsk 664033, Russia

Received 20.03.2023, accepted 15.08.2023

Research subject. The composition, properties, and connection of the lattice defects in the disordered structure of quartz with the conditions of its formation. **Materials and methods.** The quartz of the gold deposits of the Darasun ore field – Darasun, Teremkinskoye, and Talatuy – were studied. For the purpose of comparative analysis, gold-ore quartz from the deposits of Northern Kazakhstan was used. Registration of centers in quartz samples was carried out by the EPR method. When interpreting the obtained results, genetic information consisting in the distribution of substitutional Ge and Ti impurities in quartz was used. **Results.** Two groups of paramagnetic centers were identified in the quartz under study. One of them is associated with substitutional Al, Ti, and Ge impurities in quartz zones with an ordered crystal structure, while the other is associated with the lattice defects localized in the disordered crystal structure of quartz. The latter group includes several types of E' -centers formed in quartz glass and Al-X-centers caused by Al^{3+} ions asso-

Для цитирования: Раков Л.Т., Прокофьев В.Ю., Коваленкер В.А., Зорина Л.Д. (2024) Точечные дефекты в зонах неупорядоченной структуры кварца месторождений золота Дарасунского рудного поля (Восточное Забайкалье). *Литосфера*, **24**(1), 130–146. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-130-146>

For citation: Rakov L.T., Prokofiev V.Yu., Kovalenker V.A., Zorina L.D. (2024) Lattice defects in the disordered quartz structure of gold deposits of the Darasun ore field (Eastern Transbaikalia). *Lithosphere (Russia)*, **24**(1), 130–146. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-130-146>

ciated with oxygen vacancies. In the case of stable thermodynamic conditions of mineral formation, a linear relationship was established between the concentrations of Al-X-centers (C_{Al-X}) and E'-centers ($C_{E'}$). Under a change in thermodynamic conditions, a deviation of the points from the $C_{E'}(C_{Al-X})$ dependence was observed. *Conclusions.* The type of $C_{E'}(C_{Al-X})$ dependence is determined by the thermodynamic conditions of mineral formation and can be used to identify cases of non-equilibrium solidification of quartz.

Keywords: quartz, lattice defects, genetic properties, EPR, Darasun ore field

Funding information

The research was carried out within the framework of the state task of IGEM RAS

ВВЕДЕНИЕ

Структурные особенности кварца отражают условия его образования и являются важными типоморфными признаками (Юргенсон, 1984, 1996). Метод электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) дает возможность выявлять их на микроскопическом уровне, позволяя регистрировать точечные структурные дефекты в кварце (Weil, 1984).

В генетическом анализе кварца наибольшее применение получили изоморфные примеси Ge, Ti и Al, ионы которых замещают Si^{4+} в кристаллической решетке минерала. При радиационном облучении примесные ионы захватывают электроны или дырки и переходят в парамагнитное состояние, образуя Ge-, Ti- и Al-O⁻-центры. Методом ЭПР можно проводить количественные измерения их содержаний N_{Ge} , N_{Ti} и N_{Al} в областях упорядоченной кристаллической структуры кварца, где наблюдается дальний порядок расположения атомов (Экспрессное определение..., 1991). К настоящему времени подтверждена эффективность использования изоморфных примесей в кварце для решения многих генетических задач (Бершов и др., 1975; Раков, 2007; Лютоев, Макеев, 2013).

В частности, в работах (Раков и др., 2019а, б) для месторождений золота Дарасунского рудного поля было показано, что графики зависимостей $N_{Ge}(N_{Ti})$, названные изогенами, объединяют образцы кварца одного генетического типа, кристаллизация которых происходила из минералообразующих растворов близкого состава. При этом отмечалось, что угол их наклона уменьшается с возрастанием температуры кристаллизации кварца.

В зонах неупорядоченной структуры доминирует ближний порядок. Парамагнитные центры, которые в них локализованы, проявляются в спектрах ЭПР в виде уширенных линий или не обнару-

живаются вообще. Поэтому применение изоморфных примесей в генетическом анализе возможно, если они расположены в областях упорядоченной кристаллической структуры кварца. Она возникает после динамической рекристаллизации, протекающей при повышенных температурах (Urai et al., 1986) и вызывающей замещение дефектных микроблоков кварца на более совершенные микроблоки (Григорьев, Жабин, 1975).

Между тем низкотемпературный кварц с зонами неупорядоченной структуры представляет интерес для генетического анализа. Он широко распространен на месторождениях полезных ископаемых и способен нести важную геологическую информацию. Дело в том, что зоны неупорядоченной структуры в меньшей степени подвергались структурным преобразованиям при рекристаллизации кварца и могут сохранять первичные, генетически значимые точечные дефекты. Эта особенность зон неупорядоченной структуры делает их весьма ценным источником информации среди остальных областей минерала. Не исключено, что некоторые из присутствующих там дефектов могут формировать парамагнитные центры и регистрироваться методом ЭПР.

Настоящая работа посвящена выявлению подобных дефектов в кварце и выяснению характера сведений, которые несет их распределение.

ПОДХОДЫ К ПРОВЕДЕНИЮ ИССЛЕДОВАНИЙ И МАТЕРИАЛ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ

Кварц для изучения подбирался с таким расчетом, чтобы он одновременно содержал зоны неупорядоченной и упорядоченной кристаллической структуры. Цель такого подбора заключалась в том, чтобы информация, полученная из распределения изоморфных примесей Ge и Ti в зонах упоря-

доченной кристаллической структуры, могла быть использована для оценки генетической значимости искоемых точечных дефектов.

Указанным требованиям отвечает кварц, кристаллизация которого осуществляется в интервале температур от 500 до 350°C. Известно, что при $T < 500^\circ\text{C}$ в кварце еще сохраняются зоны неупорядоченной структуры (Раков и др., 2019а), а при $T > 350^\circ\text{C}$ появляются условия для накопления изоморфных примесей (Раков, 2015). С учетом этого для исследований были выбраны образцы кварца из золото-кварц-сульфидных месторождений золота Дарасун, Теремкинское и Талатуй, приуроченных к Дарасунскому рудному полю (Восточное Забайкалье, Россия). Температуры их формирования в основном были благоприятными для сохранения рассматриваемых точечных дефектов.

К интерпретации результатов исследований привлекались данные, полученные при изучении кварца месторождений золота Северного Казахстана (Степняк, Бестюбе и др.).

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ДАРАСУНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Дарасунское рудное поле расположено на пересечении разломов северо-восточного и северо-западного простираения и приурочено к блоку магматических пород палеозойского возраста (Тимофеевский, 1972). Оно вытянуто на северо-запад вдоль регионального разлома, образуя цепь месторождений: Дарасун, Теремкинское и Талатуй. Их формирование проходило в пределах единой крупной очагово-купольной структуры длительного развития и завершилось в мезозое. В центральной части очагово-купольной постройки расположен массив пород габбродиорит-амфиболитового комплекса, по периферии наблюдаются выходы диоритов, а также гранитов и аплитов. Результаты исследований месторождений приведены в ряде публикаций (Тимофеевский, 1972; Прокофьев и др., 2000, 2004, 2007; и др.).

Месторождение Дарасун представлено сульфидно-кварцевыми жилами с турмалином и сульфидами, главным образом пиритом и арсенопиритом, с самородным золотом. Жилы и минерализованные зоны локализуются вокруг субвулканической интрузии высококальциевых гранодиорит-порфиоров амуджиканского комплекса юрского возраста. В краевых частях интрузива присутствуют тела эксплозивных брекчий, сцементированных кварцем с турмалином и сульфидной минерализацией. В истории формирования рудных жил месторождения выделяют три основные стадии минералообразования (Ляхов, Дмитриев, 1975; и др.): 1) ранняя (кварц, молибденит, турмалин, пирит, сидерит); 2) продуктивная (кварц, арсенопирит, пирротин, ангидрит, барит, халькопирит, самородное зо-

лото, пирит, сфалерит, галенит, карбонаты доломит-анкеритового ряда, сульфосоли Cu, Pb, Sb, Bi, Ag, сульфотеллуриды и теллуриды Bi, Pb, Ag, Au, сульфоантимониты свинца, антимонит, кальцит); 3) поздняя кварц-карбонатная (кварц, халцедон, кальцит, гетит, флюорит, марказит, реальгар, палыгорскит, гипс). При отложении каждой последующей стадии кварц и другие минералы более ранних стадий частично переотлагаются.

Месторождение Теремкинское образовано комплексом пологих и крутопадающих золотоносных сульфидно-турмалин-кварцевых жил и минерализованных зон с самородным золотом. В формировании минеральных ассоциаций рудных жил нами выделено (Прокофьев и др., 2004) три стадии: раннерудная (ассоциации кварц-турмалин-пирит, кварц-арсенопирит-халькопирит), продуктивная (ассоциации кварц-пирит-халькопирит-золото, кварц-халькопирит-сфалерит-галенит-золото, галенит-матильдит-золото, кварц-блеклая руда-халькопирит-золото-электрум-пирротин, кварц-кальцит-бурнонит-самородный висмут-висмутин-айкинит-галенит-козалит-тетрадимит-золото) и пострудная (кварц-карбонат). Как и на месторождении Дарасун, при отложении каждой последующей стадии наблюдается частичное переотложение кварца и других минералов более ранних стадий.

Месторождение Талатуй сформировано метасоматическими рудными телами с прожилково-вкрапленной минерализацией, сконцентрированными преимущественно в двух залежах. Взаимоотношения минералов руд между собой позволяют наметить общую последовательность кристаллизации минералов. Анортит, куммингтонит, герцинит и ильменит являются реликтовыми минералами вмещающих оруденение габброидов. По ним, главным образом путем метасоматического замещения, развиваются минералы руд. Раньше всех (ранняя стадия) образовались ортоклаз и магнетит, часто в ассоциации с пиритом, вольфрамитом, шеелитом, эпидотом, актинолитом, тремолитом, флогопитом, турмалином, рутилом, кварцем и небольшим количеством высокопробного самородного золота, в отраженном свете имеющего красноватый оттенок. Позднее (основная продуктивная стадия) формировались пирит, гематит, калиевый полевой шпат, мусковит, титанит, турмалин, барит, ангидрит в ассоциации с высокопробным золотом (также имеет красноватый оттенок в кварце, эпидоте и турмалине или желтый – в пирите) и ранним халькопиритом с молибденитом. Трешинообразование сопровождается формированием собственно халькопиритовой ассоциации с пирротин, сфалеритом, зигенитом, глаукотом, мусковитом (серицитом), кварцем, хлоритом и менее высокопробным золотом соломенно-желтого цвета. Затем кристаллизовались минералы висмута и серебра: матильдит, гессит, пильзенит, виттихенит

и другие с кварцем, гидромусковитом и карбонатом. Для поздних сульфидных ассоциаций (поздняя стадия) характерны обрастание халькопирита борнитом (иногда с пиритом), отложение карбонатов, халцедона, редко – гипса и уранинита (Прокофьев и др., 2007). Как и на других месторождениях, проявляется частичное переотложение кварца, которого на месторождении немного.

Анализ флюидных включений в минералах руд позволил оценить интервал температур и давлений, при которых протекало формирование месторождений Дарасунского рудного поля. Для месторождения Дарасун оно описывалось значениями (430–120)°С и (1560–60) бар, для месторождения Теремкинское – (466–118)°С и (410–70) бар, а для месторождения Талатуй – (611–132)°С и (3370–150) бар (Prokofiev et al., 2010).

Предполагается, что данные месторождения в пределах Дарасунского рудного района представляют собой разные уровни глубинности единой рудообразующей системы, от наиболее глубоко залегающего месторождения Талатуй до менее глубинного месторождения Дарасун (Prokofiev et al., 2009). Месторождения различаются масштабами золоторудной минерализации: самыми крупными среди них обладает месторождение Дарасун, средними по масштабу – Талатуй, мелкими – Теремкинское.

ОПИСАНИЕ ИССЛЕДОВАННЫХ ОБРАЗЦОВ КВАРЦА

Материалом для исследований являлся кварц различных минеральных ассоциаций месторождений золота Дарасунского рудного поля. Большинство проб кварца содержало ранний кварц из кварц-турмалиновой, кварц-пиритовой и кварц-арсенопиритовой минеральных ассоциаций. Краткое описание этих образцов дано в табл. 1, более подробное – в работах (Раков и др., 2019а, б). Каждому из образцов был присвоен лабораторный номер, который использовался в качестве основного.

При проведении сравнительных исследований использовались образцы кварца месторождений золота Северного Казахстана, которые относятся к позднеордовикской березит-лиственитовой (золото-кварцевой) формации ранних каледонид Степняковского мегасинклиория (Спиридонов, 2014). Изученные образцы кварца этих месторождений представляли собой две фации: гипабиссальную и мезоабиссальную. Описание данных образцов приведено в работе (Раков, 2007).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Кварц для изучения отбирался из образцов пород под бинокляром, перед исследованием методом ЭПР дробился до фракции менее 0.25 мм. Это обеспечивало усреднение изучаемого материала и позволя-

ло избегать ошибок из-за ориентации отдельных зерен кварца или зонального строения минерала.

Перевод изоморфных примесей в парамагнитное состояние осуществлялся путем облучения кварца электронами с энергией 7 МэВ дозой 10^4 Гр на ускорителе.

Спектры ЭПР парамагнитных центров записывались на спектрометре ER-420 с длиной волны электромагнитного излучения $\lambda = 3$ см (фирма Bruker, Германия).

Концентрации центров, связанных с изоморфными примесями Ge и Ti в кварце, определялись по методике (Экспрессное определение..., 1991). Их значения оценивались в абсолютных единицах (сп/г) на основе использования контрольных образцов с известными содержаниями парамагнитных центров. Относительная ошибка этих измерений не превышала 15%. Поиск и оценка содержаний центров в областях неупорядоченной структуры кварца составляли самостоятельную часть исследований, которая проводилась в индивидуальном порядке.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Виды парамагнитных центров в исследованном кварце

Изучение золоторудного кварца Дарасунского рудного поля методом ЭПР показывает присутствие в нем двух основных групп парамагнитных дефектов. Одну из них составляют центры, локализованные в областях упорядоченной кристаллической структуры кварца, а другую – парамагнитные центры в зонах неупорядоченной структуры. К первой группе относятся центры, обусловленные изоморфными примесями Ge, Ti и Al.

Центры, связанные с изоморфными примесями. Обнаружено, что изоморфная примесь титана в исследованном кварце образует Ti(Li)- и Ti(H)-центры с ионами-компенсаторами Li^+ и H^+ . Для изоморфной примеси германия наблюдаются основным Ge(Li)-центры. Доля Ge(H)-центров существенно меньше, а присутствия Ge(Na)-центров не обнаружено вообще. Примесь изоморфного алюминия в спектре ЭПР кварца представлена Al-O⁻-центрами. Вид спектров ЭПР Ge-, Ti- и Al-O⁻-центров неоднократно приводился в ряде публикаций (Раков, 2007; Лютоев, Макеев, 2013; Раков и др., 2019а, б).

Значения концентраций Ge-центров (N_{Ge}) и Ti-центров (N_{Ti}) в кварце месторождений Дарасунского рудного поля приведены в табл. 2. Первая из них отвечает концентрации Ge(Li)-центров, а вторая представляет собой сумму концентраций Ti(Li)- и Ti(H)-центров.

Парамагнитные центры в зонах неупорядоченной структуры кварца. В областях неупорядоченной структуры ионы Ge^{4+} , Ti^{4+} и Al^{3+} часто присутствуют в виде элементов точечных дефек-

Таблица 1. Краткое описание образцов кварца месторождений Дарасунского рудного поля**Table 1.** Short description of samples of quartz deposits of the Darasun ore field

Шифр пробы	Лаб. №	Местоположение	Краткое описание
Месторождение Дарасун (жилы)			
75др85	1	Ж. Разведочная, гор. 160 м	Ранний кварц с пиритом и арсенопиритом
Д705	2	Ж. Морозовская, гор. 310 м	Ранний кварц с пиритом
115/05	3	Ж. Юго-Западная 1, гор. 717 м	Ранний кварц с пиритом и сфалеритом
1141др86	4	Ж. Лебедевская-II, гор. 260 м	Крупнозернистый кварц. В центральной части жилы гнезда пирита, местами турмалин
3908	5	Ж. Пирротиновая, гор. 435 м	Ранний кварц с арсенопиритом
119/05	6	Ж. Улыбка, гор. 717 м	Ранний кварц с пиритом и арсенопиритом
10др94	7	Отвалы Юго-Западной шахты	Продуктивный кварц с халькопиритом и карбонатом, пирит и галенит в единичных зернах
1203др86	8	Ж. Юбилейная, гор. 210 м	Поздний кварц с карбонатом с вкрапленностью пирита и халькопирита
101/05	9	Ж. Юго-Западная 2, гор. 667 м	Ранний кварц с пиритом
564/др85	10	Ж. Лебедевская-II, гор. 109 м	В центральной части кварц, в зальбандах срастание турмалина с кварцем и пиритом
4074	11	Ж. Пирротиновая, 435 м	Ранний кварц с турмалином
ДВ10	12	Ж. Главная, поверхность	Кварц продуктивный с видимым золотом
1188др86	13	Ж. Лебедевская-II, гор. 210 м	Прожилки кварц-карбонат-пирит-турмалинового состава
1273др86	14	Ж. Юбилейная, гор. 210 м	Жила кварц-карбонатного состава с вкрапленностью пирита и халькопирита
1139др85	15	Ж. Лебедевская-II, гор. 260 м	Жила, сложенная пиритом, халькопиритом, сфалеритом, карбонатом, галенитом, кварцем
3019	16	Ж. 2 Электрическая, гор. 385 м	Поздний кварц с карбонатом
931др	17	Ж. Лебедевская-II, гор. 210 м	Турмалин-кварц-пирит-карбонатный прожилок в измененном граните
36/01	18	Отвалы Юго-Западной шахты	Кварц поздний с блеклой рудой
5ВД/94	21	Отвал Юго-Западной шахты	Жила, сложенная кварц-пиритовым агрегатом с малым количеством турмалина
Месторождение Дарасун (эксплозивные брекчии)			
65/01	19	Юго-восточное тело брекчий	Кварц ранний, с пиритом и турмалином
72/07	20	То же	То же
Месторождение Теремкинское			
106	22	Ж. Горняцкая, гор. 155 м	Прожилки кварца с пиритом в слабо измененных габбро с зеркалами скольжения
5/01(мол) 5/01(пр)	23 23а	Жила № 2, гор. 205 м	Кварц-турмалиновая жила с сульфидами и золотом
422т82	24	Ж. Горняцкая, гор. 105 м	Кварц с турмалином и пиритом
1107т82	25	Ж. Горняцкая, гор. 305 м	Жила карбонат-кварц-турмалин-пирит-арсенопиритового состава
14шт87	26	Ж. Горняцкая, гор. 295 м	Жила пирит-халькопирит-кварцевого состава с примесью галенита и сульфосолей
1106т82	27	Ж. Горняцкая, гор. 305 м	Кварц с пиритом и турмалином в окварцованных мелкозернистых гранитах
878т82	28	Ж. Горняцкая, гор. 155 м	Карбонат-кварц-турмалин-пиритовая жила. Вмещающие породы – измененное габбро

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Шифр пробы	Лаб. №	Местоположение	Краткое описание
2424шт82	29	Ж. № 2, гор. 205 м	Брекчия: обломки кварца, сцементированного раздробленным измененным габбро
571т82	30	Ж. Вера, гор. 205 м	Кварц-карбонат-турмалин-сульфидная (пирит, халькопирит, блеклые руды) жила
11/01	31	Жила № 2, гор. 205 м	Сульфидная жила с кварцем
724/шт87	32	Рудное поле, канава 70, поверхность	Массивный молочно-белый кварц с сульфидной минерализацией
920т82	33	Ж. Горняцкая, гор. 205 м	Кварц-сульфидная жила мощностью 3–10 см. Контакты тектонические
165т82	34	Ж. Горняцкая, гор. 105 м	Кварц с пиритом и халькопиритом
1239т82	35	Ж. Горняцкая, гор. 255 м	Кварц-турмалин-пирит-халькопиритовая жила
746т81(пр) 746т81(сах)	36 36а	Ж. Горняцкая, гор. 205 м	Кварц-халькопирит-галенитовая жила в хлоритизированном габбро. Кварц ожелезнен
Месторождение Талатуй			
33/10	37	Рудная зона 3, карьер № 2	Кварц-пиритовый прожилок
58тл84	38	Шахта, гор. 600 м, рудная зона № 2	Кварцевый прожилок с пиритом в окварцованном граните
154/05	39	Рудная зона № 2, канава 9	Кварц продуктивный с халькопиритом и борнитом
4211тл	40	Шахта, гор. 660 м, рудная зона № 3	Кварцевые прожилки с пиритом, турмалином и видимым золотом
163/05	41	Рудная зона № 3, карьер	Кварц с пиритом и турмалином
30/01	42	То же	Кварц-турмалиновая жила с пиритом
5/10	43	Рудная зона № 2, карьер	Кварц-турмалиновый прожилок
152/05	44	рудная зона № 2, канава 9	Кварц продуктивный с пиритом и халькопиритом
15/10 15/10а 15/10в	45 45а 45б	Рудная зона № 2, карьер	Кварц с халькопиритом. Кварц с молибденитом. Кварц
67/07	46	То же	Кварцевая жила
23/01	47	Рудная зона № 3, карьер	Поздний кварц-пиритовый прожилок
28/10	48	То же	Кварцевый прожилок с халькопиритом и пиритом

тов сложного строения. Последние могут образовывать парамагнитные центры и регистрироваться методом ЭПР (Weil, 1984). Один из них, названный нами Al-X, является, вероятно, результатом взаимодействия изоморфных ионов Al^{3+} с кислородными вакансиями (Раков, 2007). Сигнал этого центра совместно с линиями Al-O⁻-центров образует общий спектр ЭПР, связанный с изоморфной примесью Al в золоторудном кварце (рис. 1).

Две интенсивные линии, располагающиеся в левой части рисунка, принадлежат Al-O⁻-центрам. Одна из линий была использована в качестве реперной при оценке концентраций этих центров. Ее амплитуда обозначена как I_{Al} . Линии меньшей интенсивности в правой части фрагмента отвечают Al-X-центрам. Не вызывает сомнений, что они яв-

ляются лишь частью спектра, который скрыт под интенсивными линиями Al-O⁻-центров. Амплитуда этого спектра увеличивается при радиационном облучении кварца, а его структура не изменяется при переходе от образца к образцу.

Количественная оценка концентраций Al-X-центров в кварце невозможна из-за отсутствия полных сведений об их спектре ЭПР. Однако качественная оценка интенсивности спектра может проводиться по амплитуде одной из его линий, обозначенной на рис. 1 как I_{Al-X} . Ее величина сравнивалась с величиной амплитуды I_{Al} , и это отношение использовалось нами для качественной оценки соотношений концентраций Al-X- и Al-O⁻-центров. Значения C_{Al-X}/C_{Al} для исследованных образцов приведены в табл. 2.

Таблица 2. Значения концентраций парамагнитных центров в образцах кварца месторождений золота Дарасунского рудного поля**Table 2.** Values of concentrations of paramagnetic centers in quartz samples of gold deposits of the Darasun ore field

Шифр пробы	Лаб. №	N_{Ge} 10^{15} , сп/г	N_{Ti} 10^{16} , сп/г	$C_{\text{Al-X}}/C_{\text{Al}}$	C_{Es} 10^{14} , сп/г
Месторождение Дарасун (жилы)					
75др85	1	1.4	0.6	0.182	4.4
Д705	2	<0.2	<0.1	0.166	3.3
115/05	3	0.2	0.4	0.156	4.8
1141др86	4	1.1	0.4	0.134	3.7
3908	5	0.7	0.9	0.125	3.3
119/05	6	0.4	0.5	0.109	4.4
10др94	7	1.4	0.5	0.106	3.7
1203др86	8	0.9	0.2	0.103	3.3
101/05	9	0.5	0.5	0.093	3.3
564/др85	10	0.7	1.3	0.070	3.5
4074	11	0.7	0.9	0.061	3.3
ДВ10	12	0.5	<0.1	0.048	3.5
1188др86	13	1.0	0.6	0.091	6.4
1273др86	14	1.3	0.4	0.115	7.6
1139др85	15	0.7	0.4	0.133	9.6
3019	16	0.9	1.0	0.131	2.3
931др	17	1.0	0.5	0.082	9.6
36/01	18	1.3	0.7	0.070	6.0
5ВД/94	21	1.3	0.3	0.032	3.5
Месторождение Дарасун (брекчия)					
65/01	19	1.9	3.9	~0.020	4.8
72/07	20	1.7	4.8	~0.020	4.4
Месторождение Теремкинское					
106	22	0.2	0.3	0.244	3.7
5/01(молоч)	23	0.3	0.3	0.143	2.9
5/01(прозр)	23а	0.4	0.3	0.115	2.0
422т82	24	<0.2	<0.1	0.095	1.7
1107т82	25	1.0	0.5	0.070	1.2
14шт87	26	0.4	0.2	0.070	1.8
1106т82	27	0.4	0.3	0.067	2.3
878т82	28	0.2	0.1	0.043	2.1
2484шт82	29	0.4	<0.1	0.034	2.7
571т82	30	0.6	0.7	0.025	1.8
11/01	31	0.6	0.4	0.018	1.9
724/шт87	32	0.6	0.5	0.015	1.2
920т82	33	0.8	<0.1	0.016	1.2
165т82	34	0.9	0.4	0.012	2.3
1239т82	35	1.2	1.3	0.014	5.6
746т81(прозр)	36	0.8	<0.1	0.044	3.7
746т81(сахар)	36а	1.4	0.6	0.040	19.0

Таблица 2. Окончание

Table 2. Ending

Шифр пробы	Лаб. №	N_{Ge} 10^{15} , сп/г	N_{Ti} 10^{16} , сп/г	$C_{\text{Al-X}}/C_{\text{Al}}$	C_{Es} 10^{14} , сп/г
Месторождение Талатуй					
33/10	37	0.7	0.5	<0.010	0.4
58тл84	38	1.7	1.7	~0.020	2.5
154/05	39	9.1	3.1	<0.020	1.8
4211тл	40	1.3	0.5	0.010	42.0
163/05	41	3.6	9.5	<0.020	1.4
30/01	42	0.5	0.3	<0.020	6.0
5/10	43	4.7	6.0	<0.005	2.5
152/05	44	4.9	3.4	<0.007	2.3
15/10	45	9.2	1.6	<0.020	4.0
15/10а	45а	6.0	10.7	<0.020	2.1
15/10в	45в	5.0	5.5	<0.020	1.8
67/07	46	4.0	6.2	<0.020	1.2
23/01	47	5.5	1.6	0.018	6.0
28/10	48	3.2	3.2	0.012	1.4

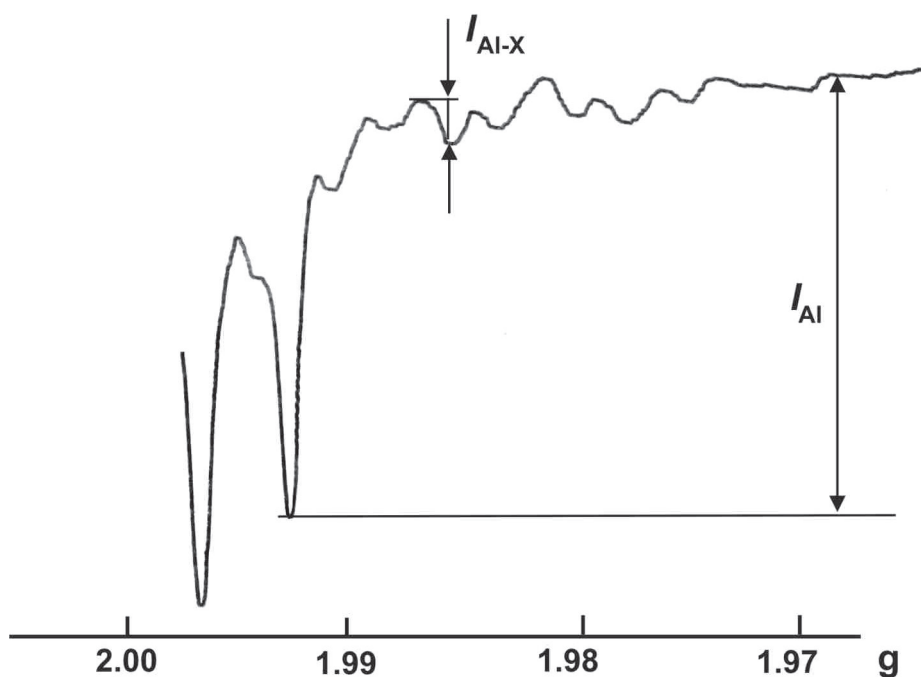


Рис. 1. Фрагмент спектра ЭПР золоторудного кварца месторождений Восточного Забайкалья, содержащий линии Al-O⁻ и Al-X-центров.

Указаны амплитуды реперных линий, используемые для оценки соотношения концентраций этих центров.

Fig. 1. Fragment of the EPR spectrum of gold-ore quartz deposits of Eastern Transbaikalia, containing lines of Al-O⁻ and Al-X-centers.

The amplitudes of reference lines used to estimate the ratio of concentrations of these centers are indicated.

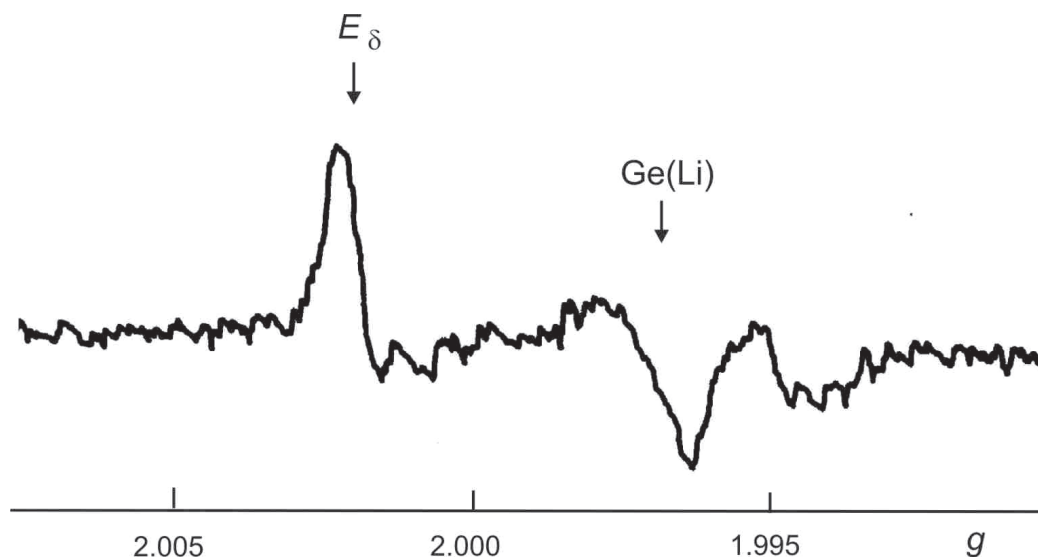


Рис. 2. Спектр ЭПР E_δ -центров в кварце месторождений золота Восточного Забайкалья.

Расположенная рядом со спектром линия обусловлена сигналом ЭПР Ge(Li)-центров.

Fig. 2. EPR spectrum of E_δ -centers in quartz of gold deposits of Eastern Transbaikalia.

The line located next to the spectrum is caused by the EPR signal of Ge(Li) centers.

Выбранный параметр C_{Al-X}/C_{Al} является показателем. Он отражает соотношение содержания структурной примеси Al в зонах неупорядоченной и упорядоченной структуры кварца. В работе (Раков и др., 2019а) было показано, что величина C_{Al-X}/C_{Al} может использоваться для оценки низких степеней рекристаллизации минерала.

Кроме Al-X-центров в зонах неупорядоченной структуры исследуемого кварца обнаружено присутствие нескольких типов E' -центров. Их природа обусловлена одиночными кислородными вакансиями в кристаллической структуре SiO_2 (Weil, 1984).

Состав обнаруженных E' -центров оказался неоднородным. Некоторые из них были характерны только для кварца, другие – только для кварцевого стекла. Наибольший интерес вызывает тип E' -центров, образующийся в кварце после отжига в муфельной печи при температуре $900^\circ C$ и последующего радиационного облучения дозой 10^4 Гр. Спектроскопические характеристики выявленного сигнала (рис. 2) позволяют отнести этот тип парамагнитных дефектов к E_δ -центрам, возникающим в кварцевых стеклах (Griscom, 2011). Для оценки их концентрации использовалась одиночная линия с шириной менее 0.1 мТ и фактором спектроскопического расщепления $g \approx 2.002$. Эта линия, отвечающая 90% концентрации E_δ -центров, является основной в их спектре ЭПР (Buscarino et al., 2007).

В то же время асимметричный вид линии с $g \approx 2.002$ свидетельствует о присутствии в образ-

цах золоторудного кварца других типов E' -центров, прежде всего E_γ (Griscom, 2011). Они также возникают в кварцевом стекле и потому имеют близкий к E_δ генетический смысл. Линии ЭПР этих центров накладываются друг на друга, и различить их сложно. Поэтому, говоря о концентрации E' -центров (C_{Es}) в зонах неупорядоченной структуры кварца, будем подразумевать их сложный состав (символ “s” от silica).

Результаты, приведенные в табл. 2, показывают, что значения C_{Es} для исследованных образцов кварца могут существенно различаться.

Корреляционные связи между концентрациями парамагнитных центров

Установлено, что взаимосвязь между концентрациями центров проявляется как для областей упорядоченной кристаллической структуры кварца, так и для зон неупорядоченной.

Корреляционная связь между концентрациями Ge- и Ti-центров. График зависимости $N_{Ge}(N_{Ti})$ для кварца Дарасунского рудного поля демонстрируется на рис. 3. Видно, что для каждого из месторождений график состоит из двух изоген, имеющих большей частью линейный вид. Точки 33, 36 и 29 на рис. 3б отвечают образцам кварца из измененных пород (см. табл. 1) и при построении изогены II не учитывались. Обращает на себя внимание, что углы наклона изоген и их положение в графическом пространстве разные.

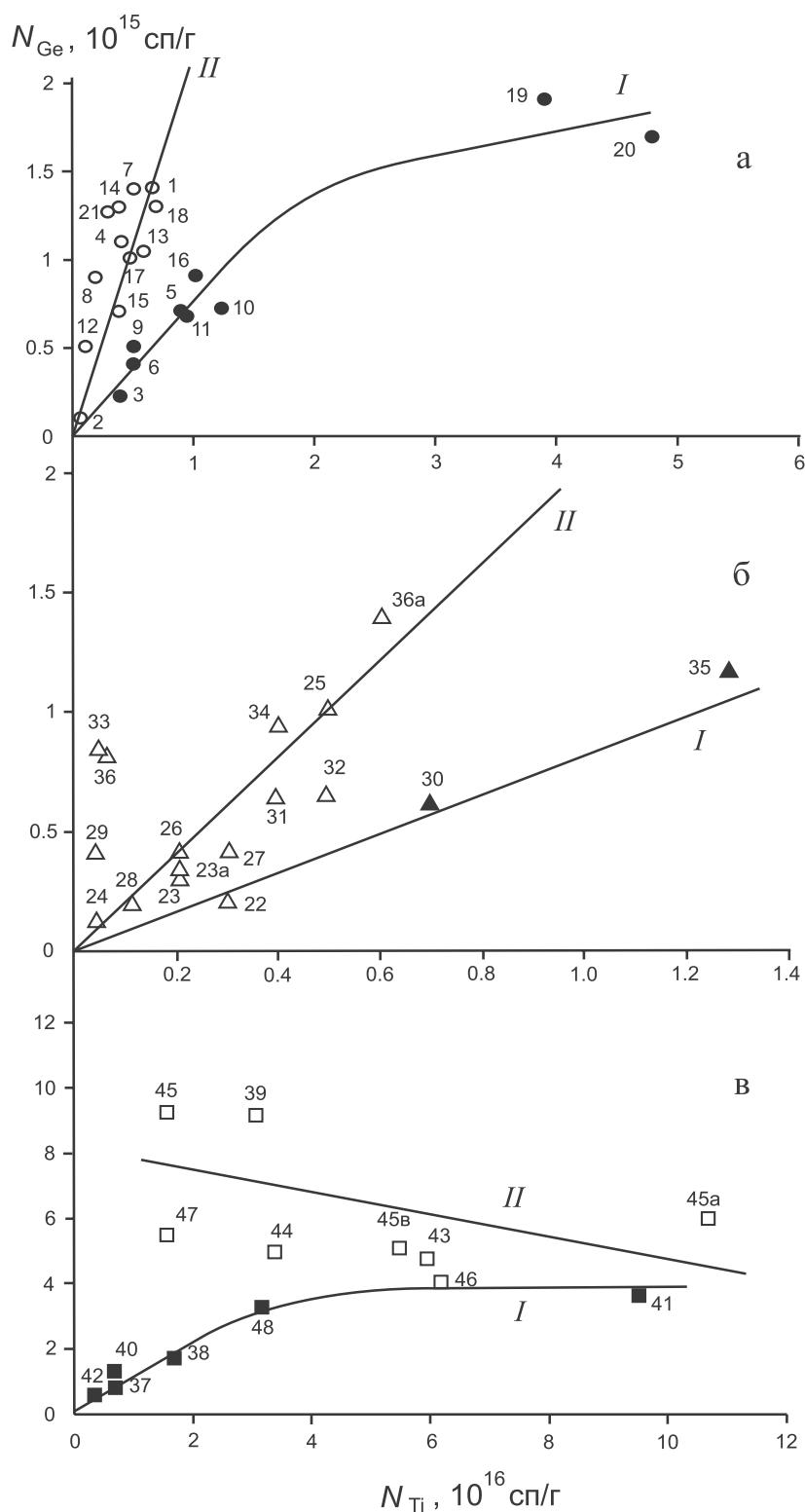


Рис. 3. Графики зависимости между концентрациями Ge- и Ti-центров в кварце месторождений Дарасун (а), Теремкинское (б) и Талатуй (в).

Пояснения см. в тексте.

Fig. 3. Graphs of the dependence between the concentrations of Ge- and Ti-centers in the quartz of the Darasun (a), Teremkinskoye (б) and Talatui (в) deposits.

See text for explanations.

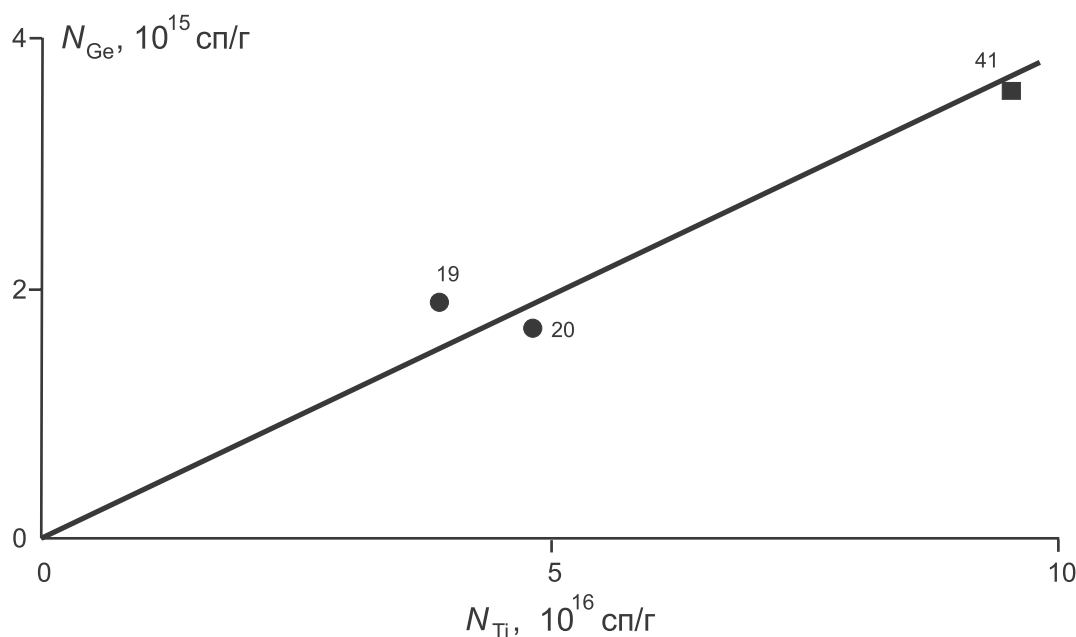


Рис. 4. График зависимости $N_{Ge}(N_{Ti})$ для образцов кварца 41, 19 и 20, с которыми связана нелинейность изоген I на рис. 3а, в.

Пояснения см. в тексте.

Fig. 4. Graph of the dependence of $N_{Ge}(N_{Ti})$ for quartz samples 41, 19 and 20, causing isogen I nonlinearity in Fig. 3a, в.

See text for explanations.

Для месторождений Дарасун и Теремкинское изогены I и II имеют положительный угол наклона (см. рис. 3а, б). К тому же для изоген I угол наклона меньше, что указывает на более высокую температуру образования отвечающих им образцов кварца. Интересно, что изогены для месторождений Дарасун и Теремкинское практически полностью совпадают друг с другом. Каждая из изоген одного месторождения повторяется на графике $N_{Ge}(N_{Ti})$ для другого месторождения. Единственная деталь, которая не воспроизводится на другом графике, — нелинейность изогены I для месторождения Дарасун. Она вызвана присутствием на изогене точек 19 и 20, отвечающих образцам кварца с высокими значениями N_{Ti} и относительно низкими концентрациями Ge-центров.

Для месторождения Талатуй наблюдаются также две изогены (см. рис. 3в). Одна из них имеет положительный угол наклона (прямая I), а другая — отрицательный (прямая II). Причем изогену I образуют в основном образцы кварца из рудной зоны № 3 месторождения, а изогену II — образцы кварца из зоны № 2 (см. табл. 1). Для изогены I , построенной для кварца месторождения Талатуй (см. рис. 3в), вновь отмечается нелинейность. На этот раз она связана с положением точки, соответствующей обр. 41, с высоким содержанием Ti-центров и низким значением N_{Ge} .

Случаи нелинейности изоген $N_{Ge}(N_{Ti})$ противостоят представлениям о линейном характере взаимосвязи между концентрациями изоморфных примесей в генетически близких образцах кварца (Раков, Шурига, 2009). Можно предположить, что данная нелинейность объясняется особыми условиями кристаллизации обр. 19, 20 и 41. В пользу этой версии говорит тот факт, что для них может быть построена отдельная изогена (рис. 4). Она, как и другие изогены с положительным углом наклона, проходит через начало координат и имеет минимальный угол наклона. Отсюда ясно, что кристаллизация обр. 19, 20 и 41 проходила при более высокой температуре, чем кристаллизация других образцов кварца.

В работе (Раков и др., 2019б) было показано, что изогены I и II описывают образцы кварца, кристаллизация которых проходила на более раннем и более позднем этапах минералообразования соответственно. Последние, очевидно, отвечают раннему и позднему этапам гидротермального рудообразования на месторождениях Дарасунского рудного поля (Прокофьев и др., 2000). Образцы, выпадающие из этой закономерности, как выясняется, носят следы раннего, самого высокотемпературного процесса формирования рудного поля.

Для образцов кварца других минеральных ассоциаций значимых отклонений от изоген $N_{Ge}(N_{Ti})$

не наблюдается. Соответственно, нельзя выделить изогены, отвечающие каждой из них. Отсюда следует, что процесс переотложения кварца приводит к нивелированию структурных особенностей минерала, характерных для этих ассоциаций.

Связь между концентрациями центров в зонах неупорядоченной структуры. Другая корреляционная связь наблюдается между величинами C_{Es} и C_{Al-X}/C_{Al} (рис. 5). Ее характер ранее изучался в кварце жильных золото-кварцевых месторождений Северного Казахстана (Раков, 2007). Закономерности, установленные в этих исследованиях, представляют интерес для настоящей работы и позволяют делать обобщающие выводы. Поэтому данные, полученные ранее, и новые результаты рассматривались совместно.

На рис. 5а дан график зависимости $C_{Es}(C_{Al-X}/C_{Al})$ для золото-кварцевых месторождений Северного Казахстана. На нем прямая 1 отвечает месторождениям гипабиссальной фации, а прямая 2 – месторождениям мезоабиссальной фации. Точки на этих прямых соответствуют образцам кварца разных месторождений: 2, 4 – Кварцитовые Горки; 6, 36 – Бестюбе-центр; 10, 12, 13, 37, 38 – Степняк; 16, 17 – Северное Карасу; 14 – Новоднепровское.

График на рис. 5а демонстрирует, что основным фактором, определяющим вид зависимости $C_{Es}(C_{Al-X}/C_{Al})$ является фациальная принадлежность кварца. При одних и тех же значениях C_{Al-X}/C_{Al} концентрация E' -центров в кварце месторождений гипабиссальной фации выше, чем в кварце месторождений мезоабиссальной фации.

Графики зависимости $C_{Es}(C_{Al-X}/C_{Al})$ для золоторудного кварца месторождений Дарасунского рудного поля помещены на рис. 5б–г. На них залитыми и пустыми маркерами отмечены точки, лежащие на изогенах I и II графика $N_{Ge}(N_{Ti})$ соответственно (см. рис. 3). Причем точки, обозначенные залитыми маркерами, для месторождения Дарасун и почти все точки для месторождения Теремкинское образуют прямые линии. В то же время часть точек не подчиняются этим закономерностям и лежат выше линий.

Построение графика зависимости $C_{Es}(C_{Al-X}/C_{Al})$ для месторождения Талатуй оказалось невозможным из-за предельно низких концентраций Al-X-центров в большинстве образцов кварца (см. рис. 5г). Тем не менее по значениям C_{Es} они сопоставимы с кварцем месторождений Дарасун и Теремкинское. Более того, встречаются образцы с аномально высокими концентрациями дефектов E_s : обр. 42, 45, 47 и особенно обр. 40. Последний отобран из центральной, самой богатой по содержанию золота рудной зоны месторождения Талатуй.

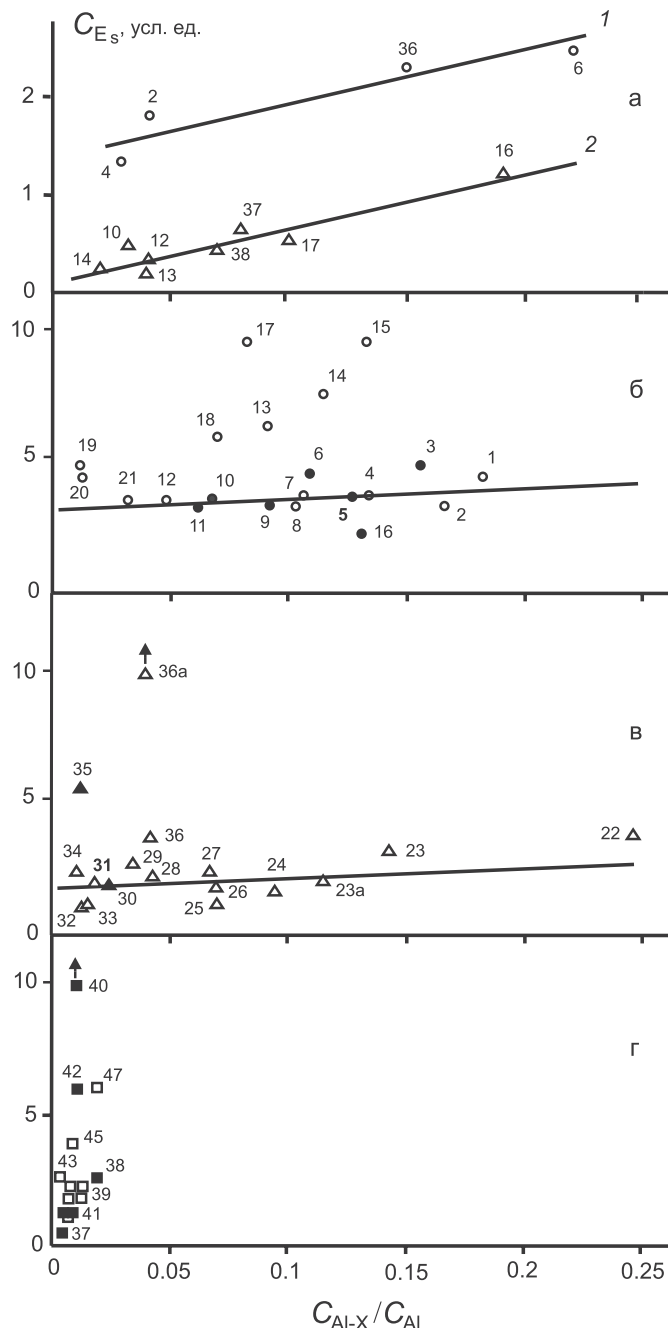


Рис. 5. Взаимосвязь между концентрациями Al-X- и E' -центров в зонах дефектности кварца месторождений золота Степнякской группы Северного Казахстана (а) и месторождений Дарасунского рудного поля: Дарасун (б), Теремкинское (в) и Талатуй (г).

Пояснения см. в тексте.

Fig. 5. The relationship between the concentrations of Al-X- and E' -centers in the quartz defect zones of the gold deposits of the Stepnyak group of Northern Kazakhstan (a) and the deposits of the Darasun ore field: Darasun (b), Teremkinskoye (v) and Talatuy (r). See text for explanations.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ
ИССЛЕДОВАНИЙОбщие закономерности поведения точечных
дефектов

Графики на рис. 3, 5 описывают один и тот же процесс – изменение концентраций точечных дефектов при рекристаллизации кварца. В первом случае речь идет об изоморфной примеси Ge, а во втором – о дефектах E_s . При этом в качестве показателей степени рекристаллизации кварца выступают параметры N_{Ti} и C_{Al-X}/C_{Al} соответственно.

Действительно, величина концентрации изоморфного титана является индикатором температуры образования кварца (Бершов и др., 1975) и может использоваться для оценки степени его рекристаллизации (Раков и др., 2019а). Поэтому график зависимости $N_{Ge}(N_{Ti})$ следует рассматривать как иллюстрацию поведения в этом процессе изоморфной примеси Ge, локализованной в областях упорядоченной кристаллической структуры кварца.

Однако величина C_{Al-X}/C_{Al} также отражает степень рекристаллизации кварца (Раков и др., 2019а), только в отличие от значения N_{Ti} она не возрастает с ее повышением, а уменьшается. Поэтому график $C_{Es}(C_{Al-X}/C_{Al})$ можно считать демонстрацией поведения при рекристаллизации дефектов E_s в зонах неупорядоченной структуры кварца.

Таким образом, поведение точечных дефектов в зонах неупорядоченной структуры при рекристаллизации кварца имеет общие черты с поведением изоморфных примесей в областях упорядоченной кристаллической структуры, хотя на графике ей отвечает другая направленность. Если развитию процесса рекристаллизации кварца на изогенах $N_{Ge}(N_{Ti})$ соответствует смещение точек слева направо, то на изогенах $C_{Es}(C_{Al-X}/C_{Al})$ – наоборот, справа налево. Это связано с тем, что с повышением степени рекристаллизации величина C_{Al-X}/C_{Al} не возрастает, как N_{Ti} , а уменьшается. Исчезновение дефектов Al-X при рекристаллизации подтверждает факт локализации их в зонах неупорядоченной структуры кварца.

Факторы, определяющие взаимосвязь
точечных дефектов в кварце

Несмотря на схожесть поведения точечных дефектов в областях упорядоченной кристаллической структуры кварца и в зонах неупорядоченной структуры, причины корреляционной связи между их концентрациями разные.

Влияние геохимических условий минералообразования на взаимосвязь изоморфных примесей. В областях упорядоченной кристаллической структуры ионы Li^+ и Na^+ для изоморфных

примесей являются важнейшими спарринг-дефектами (Раков, 2007). Они служат ионами-компенсаторами для точечных дефектов, образованных с участием изоморфных примесей, и способствуют их стабильному существованию в кристаллической решетке кварца (Weil, 1984).

Из результатов работы (Раков, Шурига, 2009) следует, что между концентрациями изоморфных примесей устанавливается линейная корреляционная связь, если поступление ионов-компенсаторов из внешней среды в кварц осуществляется с постоянной скоростью. Данное условие выполняется при контакте кварца с флюидом постоянного состава. Поэтому точки, расположенные на изогенах $N_{Ge}(N_{Ti})$ (см. рис. 3), отвечают кварцу, сформированному в закрытой системе минералообразования при стабильных геохимических условиях. В этой ситуации изогены $N_{Ge}(N_{Ti})$ приобретают вид прямых линий с положительным углом наклона. Исключение составляет изогена II для месторождения Талатуй, природа которой не ясна.

Дрейф точек на графиках зависимости $N_{Ge}(N_{Ti})$ связан с изменением геохимических условий минералообразования. В таком случае из-за воздействия гидротермального раствора другого состава скорость поступления ионов-компенсаторов в кварц меняется. В результате нарушается баланс между концентрациями изоморфных примесей, образующихся в кварце при рекристаллизации, и происходит отклонение точек от изоген $N_{Ge}(N_{Ti})$. Вероятно, этим можно объяснить смещение точек 33, 36 и 29 вверх от изогены II на рис. 3б. Тем более что отвечающие им образцы кварца были отобраны из измененных пород, а изучение одного из них методом LA-ICP-MS показало присутствие аномально высокого количества лития.

Влияние термодинамических условий минералообразования на взаимосвязь точечных дефектов Al-X и E_s . В зонах неупорядоченной структуры складывается иная ситуация. Анализ графика $C_{Es}(C_{Al-X}/C_{Al})$ для кварца месторождений Северного Казахстана (см. рис. 5а) показывает, что линейная корреляционная связь между величинами C_{Es} и C_{Al-X}/C_{Al} слабо зависит от геохимических особенностей месторождений. Первостепенное влияние на нее оказывают термодинамические условия минералообразования.

В самом деле, только так можно объяснить присутствие на одних и тех же изогенах точек, соответствующих образцам кварца разных месторождений. Оно говорит о том, что положение точек на графике зависимости $C_{Es}(C_{Al-X}/C_{Al})$ определяется не геохимическими условиями минералообразования, меняющимися от месторождения к месторождению, а термодинамическими условиями. Последние при переходе от одной фации к другой закономерным образом изменяются, что, видимо, и обуславливает появление новых изоген.

Из этого можно заключить, что точки, лежащие на изогенах $C_{Es}(C_{Al-X}/C_{Al})$, соответствуют образцам кварца, сформированным в стабильных термодинамических условиях. Наличие таких изоген для кварца золоторудных месторождений Северного Казахстана указывает, что их образование протекало в схожей обстановке. Данный вывод согласуется с результатами работы (Спиридонов, 2014), в которой отмечается, что формирование золоторудных месторождений Северного Казахстана протекало в условиях относительно закрытой системы минералообразования на фоне постепенного снижения температуры.

Интересно, что изогены $C_{Es}(C_{Al-X}/C_{Al})$ для месторождений гипабиссальной и мезоабиссальной фаций параллельны друг другу (см. рис. 5а). Подобное расположение изоген часто наблюдается и для графиков зависимостей между концентрациями изоморфных примесей. Оно объясняется параллельным перемещением изоген в графическом пространстве по мере установления структурно-динамического равновесия между этими примесями (Раков, Шурига, 2009). Перемещение изоген $C_{Es}(C_{Al-X}/C_{Al})$, по всей видимости, вызвано повышением температуры минералообразования с глубиной.

Изменение термодинамических условий минералообразования должно приводить к дрейфу точек на графике зависимости $C_{Es}(C_{Al-X}/C_{Al})$. Видимо, подобный случай реализуется на месторождении Дарасун, для которого наблюдается отклонение большого количества точек вверх от изогены $C_{Es}(C_{Al-X}/C_{Al})$ (см. рис. 5б). Оно свидетельствует, что в образцах кварца, отвечающих этим точкам, возникают повышенные концентрации точечных дефектов E_s .

Можно предположить, что появление таких образцов вызвано ускоренной кристаллизацией кварца. На это указывают особенности формирования дефектов E_s .

Формирование точечных дефектов E_s в кварце

Возникновение дефектов E_s в кварце, прогретом при $T = 900^\circ\text{C}$, указывает, что во время отжига кремнезем в зонах неупорядоченной структуры приобретает свойства кварцевого стекла. Здесь, очевидно, сказывается влияние рассеянных примесей, локализованных в виде отдельных атомов или молекул, на свойства кварца. Ранее методом просвечивающей электронной микроскопии было установлено, что их присутствие в больших количествах вызывает переход кварца в вязкотекучее состояние уже при $T \geq 400^\circ\text{C}$ (Раков и др., 2016).

Образование зон неупорядоченной структуры, обогащенных рассеянными примесями, связано с малой изоморфной емкостью кристаллической структуры кварца. По нашим оценкам, максимальная концентрация изоморфных примесей в квар-

це не может превышать значения 0.05%. Больше содержание рассеянных примесей тормозит раскристаллизацию кремнезема, т. е. его переход из аморфного состояния в кристаллическое. Чем оно выше, тем более длительным должен быть процесс формирования кварца, чтобы могла произойти дифференциация рассеянных примесей и образовался кремнезем необходимой чистоты. Только тогда возникают монокристаллические зерна кварца, а вытесненные из кремнезема примеси скапливаются на их границах.

В противном случае процесс перехода кремнезема из аморфного состояния в кристаллическое протекает не до конца. В кварце появляются зоны неупорядоченной структуры, где сохраняется значительное количество рассеянных примесей. При $T = 900^\circ\text{C}$ такие зоны преобразовываются в кластеры плавленного кварца, а локализованные в них кислородные вакансии регистрируются методом ЭПР как парамагнитные центры E_s , E_γ и др.

Отсюда следует, что основной вклад в создание условий для образования дефектов E_s вносит неполная раскристаллизация кремнезема. Она может наблюдаться при неравновесной кристаллизации кварца, когда диффузионные процессы реализуются не в полной мере и кремнезем не успевает освободиться от избыточных примесей. Подобные случаи возникают во время скачкообразных изменений PT -условий минералообразования. В частности, это может иметь место при прохождении рудоносного флюида через термодинамический геохимический барьер. Резкое изменение значений PT -параметров способствует не только отложению рудного вещества, но и ускоренной кристаллизации кварца, сопровождающейся неполной раскристаллизацией кремнезема. Поэтому повышенные содержания C_{Es} в кварце могут служить их индикатором.

Не столь значительные концентрации C_{Es} в других образцах кварца связаны с их более медленной кристаллизацией. Тем не менее во всех образцах кварца месторождений Северного Казахстана и Дарасунского рудного поля точечные дефекты E_s присутствуют, что говорит о сохранении в них различных количеств нераскристаллизованного кремнезема. Как видим, он не исчезает полностью даже при кристаллизации кварца, близкой к равновесной. Данный результат подтверждает тот факт, что равновесная кристаллизация отвечает случаю бесконечно малой скорости охлаждения и всецело не может быть реализована в природе.

Случай неравновесной кристаллизации кварца Дарасунского рудного поля

Анализ изоген $C_{Es}(C_{Al-X}/C_{Al})$ на рис. 5 и изоген $N_{Ge}(N_{Ti})$ на рис. 3 позволяет обнаружить и объяснить причины неравновесной кристаллизации не-

которых образцов кварца месторождений Дарасунского рудного поля.

Месторождение Дарасун. Здесь ускоренная кристаллизация наблюдается только для образцов 13–15, 17, 18, сформированных на позднем этапе минералообразования (см. рис. 5б). Этот этап проявился главным образом на верхних уровнях рудообразующей системы месторождения, где имелись условия для охлаждения магматического флюида, его расслоения и разбавления метеорными водами (Раков и др., 2019б). Обусловленное ими ускоренное остывание флюида могло приводить к пересыщению раствора и ускорению кристаллизации кварца.

Впрочем, на кристаллизацию большинства образцов кварца позднего этапа (обр. 1, 2, 4, 7, 8, 12, 21) перечисленные факторы не повлияли. Они вместе с образцами раннего этапа (обр. 3, 5, 6, 9–11, 16) образуют на рис. 5б общую изогену $C_{Es}(C_{Al-X}/C_{Al})$. Ранний этап протекал на нижних горизонтах месторождения в условиях относительно закрытой системы минералообразования (Раков и др., 2019а, б). Поэтому можно считать, что эта изогена описывает кварц, образованный в стабильных термодинамических условиях.

Месторождение Теремкинское. Ускоренное охлаждение минералообразующего раствора является причиной неравновесной кристаллизации кварца и на месторождении Теремкинское.

Действительно, от изогены $C_{Es}(C_{Al-X}/C_{Al})$ на рис. 5в отклоняются только две точки, отвечающие обр. 35 и 36а. Но эти образцы являются самыми высокотемпературными на месторождении, поскольку расположены на правом краю изоген $N_{Ge}(N_{Ti})$ (см. рис. 3б). Отсюда вытекает, что повышенные содержания точечных дефектов E_s в обр. 35 и 36а вызваны остыванием раствора в начале раннего и позднего этапов минералообразования соответственно. Очевидно, что ускоренная кристаллизация кварца в это время определялась градиентом температур горячего раствора и холодной вмещающей породы.

Сравнение графиков на рис. 5б, в показывает, что изогены $C_{Es}(C_{Al-X}/C_{Al})$ для месторождений Теремкинское и Дарасун параллельны. Причем первая из них располагается ниже второй, что подтверждает более высокотемпературные условия образования месторождения Теремкинское, установленные методом термобарогеохимии.

Месторождение Талатуй. Невозможность построения изогены $C_{Es}(C_{Al-X}/C_{Al})$ для кварца месторождения Талатуй вызвана термическим разрушением дефектов Al-X. Однако дефекты E_s в нем сохраняются и могут использоваться в генетическом анализе кварца.

Аномально высокие концентрации C_{Es} присутствуют в тех образцах кварца, которые соответствуют точкам на левых краях изоген $N_{Ge}(N_{Ti})$, т. е. в обр. 40, 42, 45 и 47 (см. рис. 3в, 5г). Это означа-

ет, что ускоренная кристаллизация кварца из руд месторождения Талатуй имеет место при наиболее низких температурах. Можно допустить, что она отвечает переотложению кварца в условиях поздних наложенных гидротермально-метасоматических процессов, широко развитых на месторождении (Прокофьев и др., 2007).

Термическая устойчивость точечных дефектов Al-X и E_s

Данные о распределении точечных дефектов Al-X и E_s в кварце месторождения Талатуй позволяют судить об их термической устойчивости. В кварце, образованном при $T > 500^\circ\text{C}$, дефекты Al-X практически отсутствуют. В то же время в таких образцах не обнаруживается резкого спада концентраций дефектов E_s .

Объяснением высокой сохранности дефектов E_s в кварце, похоже, является их связь с рассеянными примесями. Независимо от температуры образования кварца эти примеси способны сохраняться в зонах неупорядоченной структуры. При лабораторном отжиге кварца при $T = 900^\circ\text{C}$ такие зоны переходят в состояние кварцевого стекла, что порождает образование дефектов E_s . Поэтому значения C_{Es} , по сути, отражают количество в кварце избыточных примесей, связанных с неполной кристаллизацией кремнезема.

ВЫВОДЫ

1. В зонах неупорядоченной структуры кварца золоторудных месторождений Дарасунского рудного поля обнаружены генетически значимые точечные дефекты Al-X и E_s . Первые из них связаны с изоморфными ионами Al^{3+} , находящимися в ассоциации с кислородными вакансиями, вторые обусловлены группой кислородных вакансий в зонах кварцевого стекла, появляющихся в кварце после высокотемпературного прогрева.

2. Установлено, что для образцов кварца, формировавшихся в стабильных термодинамических условиях, существует линейная корреляционная связь между концентрациями точечных дефектов Al-X и E_s . Отклонение точек от графика зависимости $C_{Es}(C_{Al-X}/C_{Al})$ может указывать на неравновесную кристаллизацию кварца. Совместное использование точечных дефектов в областях, отличающихся по степени упорядоченности структуры, расширяют возможности генетического анализа кварца методом ЭПР.

3. Обнаружена различная сохранность дефектов Al-X и E_s в кварце, образованном при $T > 500^\circ\text{C}$. Если дефекты Al-X претерпевают безвозвратное разрушение, то дефекты E_s могут по-прежнему индуцироваться и использоваться в генетическом анализе кварца.

4. Дано объяснение случаям неравновесной кристаллизации кварца месторождений золота Дарасунского рудного поля. Полученные результаты показывают, что повышенные концентрации точечных дефектов E_s перспективны для практического использования в качестве признака ускоренной кристаллизации кварца.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бершов Л.В., Крылова М.Д., Сперанский А.В. (1975) Электронно-дырочные центры O^-Al^{3+} и Ti^{3+} в кварце как показатель температурных условий регионального метаморфизма. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (10), 113-117.
- Григорьев Д.П., Жабин А.Г. (1975) Онтогенез минералов. М.: Наука, 339 с.
- Лютеев В.П., Макеев А.Б. (2013) Структурные элементы-примеси в кварце песчаников Пижемской депрессии (Средний Тиман). *Литосфера*, (4), 110-120.
- Ляхов Ю.В., Дмитриев Л.К. (1975) Физико-химические условия минералообразования на Дарасунском золоторудном месторождении (Восточное Забайкалье) по включениям в минералах. *Минерал. сб. Львовского ун-та*, (29), вып. 4, 17-22.
- Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Зорина Л.Д., Куликова З.И., Матиль Н.Л., Колпакова Н.Н., Ильина Г.Ф. (2000) Генетические особенности золотосульфидного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия). *Геология рудн. месторождений*, **42**(6), 526-548.
- Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д., Бакшеев И.А., Плотинская О.Ю., Кудрявцева О.Е., Ишков Ю.М. (2004) Состав минералов и условия формирования руд Теремкинского месторождения золота (Восточное Забайкалье, Россия). *Геология рудн. месторождений*, **46**(5), 385-406.
- Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д., Коваленкер В.А., Акинфиев Н.Н., Бакшеев И.А., Краснов А.Н., Юргенсон Г.А., Трубкин Н.В. (2007) Состав, условия формирования руд и генезис месторождения золота Талатуй (Восточное Забайкалье, Россия). *Геология рудн. месторождений*, **49**(1), 37-76.
- Раков Л.Т. (2007) Научные основы применения структурных дефектов в кварце в качестве индикатора минералообразования. Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ВИМС, 329 с.
- Раков Л.Т. (2015) Роль германия в изоморфизме в кварце. *Геохимия*, (2), 174-186.
- Раков Л.Т., Шурига Т.Н. (2009) Структурно-динамическое состояние как генетический критерий кварца. *Геохимия*, (10), 1086-1102.
- Раков Л.Т., Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д. (2019а) Ионы-компенсаторы H^+ и Li^+ в структурных каналах кварца месторождений золота Дарасунского рудного поля (Восточное Забайкалье, Россия): данные электронного парамагнитного резонанса. *Геология рудн. месторождений*, **61**(1), 75-96. <https://doi.org/10.31857/S0016-777061175-96>
- Раков Л.Т., Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д. (2019б) Элементы-примеси в кварце месторождений золота Дарасунского рудного поля (Восточное Забайкалье, Россия): данные электронного парамагнитного резонанса. *Геология рудн. месторождений*, **61**(2), 72-92.

- <https://doi.org/10.31857/S0016-777061272-92>
- Раков Л.Т., Дубинчук В.Т., Скамницкая Л.С., Щипцов В.В. (2016) Подвижные примеси в кварце Карело-Кольского региона. *Тр. КарНЦ. Сер. Геология докембрия*, (10), 100-118. <https://doi.org/10.17076/geo377>
- Спиридонов Э.М. (2014) Новые данные по минералогии месторождений плутогенной золото-кварцевой формации Северного Казахстана. Ч. 1. *Новые данные о минералах*, **49**, 58-75.
- Тимофеевский Д.А. (1972) Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона. М.: Недра, 260 с.
- Экспрессное определение методом ЭПР содержаний изоморфных примесей в образцах кварцевого сырья. (1991) Методические рекомендации. М.: ВИМС, 16 с.
- Юргенсон Г.А. (1996) Зависимость совершенства кристаллического строения жильного кварца от условий его образования. *Докл. АН*, **349**(3), 372-375.
- Юргенсон Г.А. (1984) Типоморфизм и рудоносность жильного кварца. М.: Недра, 149 с.
- Buscarino G., Agnello S., Gelardi F.M., Parlato A. (2007) Electron paramagnetic resonance investigation on the hyperfine structure of the E_s center in amorphous silicon dioxide. *J. Non-Cryst. Solids*, **353**(5), 518-521. <https://doi.org/10.1016/j.jnoncrsol.2006.10.019>
- Griscom D.L. (2011) Trapped-electron centers in pure and doped glassy silica: A review and synthesis. *J. Non-Cryst. Solids*, **357**(8), 1945-1962. <https://doi.org/10.1016/j.jnoncrsol.2010.11.011>
- Prokofiev V.Yu., Bortnikov N.S., Kovalenker V.A., Zorina L.D., Baksheev I.A., Grichuk D.V., Krasnov A.N., Selector S.L. (2009) Vertical mineralogical-geochemical zoning of Mesozoic Transbaikalia fluid-magmatic gold systems. *Large igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny. Proceedings of the international symposium*. Novosibirsk, 251-254.
- Prokofiev V.Yu., Garofalo P.S., Bortnikov N.S., Kovalenker V.A., Zorina L.D., Grichuk D.V., Selector S.L. (2010) Fluid Inclusion Constraints on the Genesis of Gold in the Darasun District (Eastern Transbaikalia, Russia). *Econ. Geol.*, **105**(2), 395-416. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.2.395>
- Urai J.L., Means W.D., Lister G.S. (1986) Dynamic recrystallization of minerals. *Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies*. V. 36. (Ed. by B.E. Hobbs, H.C. Heard). Washington: American Geophysical Union, 161-199. <https://doi.org/10.1029/GM036p0161>
- Weil J.A. (1984) A review of electron spin spectroscopy and its application to the study of paramagnetic defects in crystalline quartz. *Phys. Chem. Miner.*, **10**, 149-165.

REFERENCES

- Bershov L.V., Krylova M.D., Speransky A.V. (1975) Electron-hole centers of $O-Al^{3+}$ and Ti^{3+} in quartz as an indicator of temperature conditions of regional metamorphism. *Izv. AN USSR. Ser. Geol.*, (10), 113-117. (In Russ.)
- Buscarino G., Agnello S., Gelardi F.M., Parlato A. (2007) Electron paramagnetic resonance investigation on the hyperfine structure of the E_s center in amorphous silicon dioxide. *J. Non-Cryst. Solids*, **353**(5), 518-521. <https://doi.org/10.1016/j.jnoncrsol.2006.10.019>
- Express determination by EPR of the contents of isomorphic impurities in samples of quartz raw materials (1991)

- Methodological recommendations. Moscow, VIMS, 16 p. (In Russ.)
- Grigoriev D.P., Zhabin A.G. (1975) Ontogeny of minerals. Moscow, Nauka Publ., 339 p.
- Griscom D.L. (2011) Trapped-electron centers in pure and doped glassy silica: A review and synthesis. *J. Non-Cryst. Solids*, **357**(8), 1945-1962. <https://doi.org/10.1016/j.jnoncrsol.2010.11.011>
- Lyakhov Yu.V., Dmitriev L.K. (1975) Physico-chemical conditions of mineral formation at the Darasun gold deposit (Eastern Transbaikalia) by inclusions in minerals. *Mineral. Coll. Lvov University*, (29), iss. 4, 17-22. (In Russ.)
- Lyutov V.P., Makeev A.B. (2013) Structural elements-impurities in quartz sandstones of the Pyzhem depression (Middle Timan). *Lithosphere (Russia)*, (4), 110-120. (In Russ.)
- Prokofiev V.Yu., Bortnikov N.S., Kovalenker V.A., Zorina L.D., Baksheev I.A., Grichuk D.V., Krasnov A.N., Selector S.L. (2009) Vertical mineralogical-geochemical zoning of Mesozoic Transbaikalia fluid-magmatic gold systems. *Large igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny. Proceedings of the international symposium*. Novosibirsk, 251-254.
- Prokofiev V.Yu., Bortnikov N.S., Zorina L.D., Kulikova Z.I., Matel N.L., Kolpakova N.N., Ilyina G.F. (2000) Genetic features of the Darasun gold-sulfide deposit (Eastern Transbaikalia, Russia). *Geol. Ore Depos.*, **42**(6), 474-495 (translated from *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **42**(6), 526-548).
- Prokofiev V.Yu., Garofalo P.S., Bortnikov N.S., Kovalenker V.A., Zorina L.D., Grichuk D.V., Selector S.L. (2010) Fluid Inclusion Constraints on the Genesis of Gold in the Darasun District (Eastern Transbaikalia, Russia). *Econ. Geol.*, **105**(2), 395-416. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.2.395>
- Prokofiev V.Yu., Zorina L.D., Baksheev I.A., Plotinskaya O. Yu., Kudryavtseva O.E., Ishkov Yu.M. (2004) Minerals and Formation Conditions of Ores of the Teremkin Gold Deposit (Eastern Transbaikalia Region, Russia). *Geol. Ore Depos.*, **46**(5), 332-352 (translated from *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **46**(5), 385-406).
- Prokofiev V.Yu., Zorina L.D., Kovalenker V.A., Akinfiyev N.N., Baksheev I.A., Krasnov A.N., Yurgenson G.A., Trubkin N.V. (2007) Composition, Formation Conditions, and Genesis of the Talatui Gold Deposit, the Eastern Transbaikalia Region, Russia. *Geol. Ore Depos.*, **49**(1), 31-68 (translated from *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **49**(1), 37-76). <https://doi.org/10.1134/S1075701507010023>
- Rakov L.T. (2007) Scientific foundations of the use of structural defects in quartz as an indicator of mineral formation. Dr. geol.-min. sci. diss. Moscow, VIMS, 329 p. (In Russ.)
- Rakov L.T. (2015) Role of germanium in isomorphic substitutions in quartz. *Geochem. Int.*, **53**(2), 171-181 (translated from *Geokhimiya*, (2), 174-186). <https://doi.org/10.1134/S0016702914120088>
- Rakov L.T., Shuriga T.N. (2009) The structural dynamic state of quartz as a criterion of its genesis. *Geochem. Int.*, **47**(10), 1021-1035 (translated from *Geokhimiya*, (10), 1086-1102). <https://doi.org/10.1134/S0016702909100061>
- Rakov L.T., Dubinchuk V.T., Skamnitskaya L.S., Shchiptsov V.V. (2016) Mobile impurities in quartz of the Karelo-Kola region. *Proceedings of the Karelian Scientific Center. Precambrian Geology series*, (10), 100-118. (In Russ.) <https://doi.org/10.17076/geo377>
- Rakov L.T., Prokofiev V.Yu., Zorina L.D. (2019a) H⁺ and Li⁺ compensator ions in structural channels of quartz from gold deposits of the Darasun gold ore field (Eastern Transbaikalia, Russia): electron paramagnetic resonance data. *Geol. Ore Depos.*, **61**(1), 74-97 (translated from *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **61**(1), 75-96). <https://doi.org/10.1134/S1075701519010057>
- Rakov L.T., Prokofiev V.Yu., Zorina L.D. (2019b) Impurity elements in quartz from gold deposits of the Darasunsky ore field (Eastern Transbaikalia, Russia): electron paramagnetic resonance data. *Geol. Ore Depos.*, **61**(2), 162-184 (translated from *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **61**(2), 72-92). <https://doi.org/10.1134/S107570151902003X>
- Spiridonov E.M. (2014) New data on mineralogy of deposits of plutogenic gold quartz formation of Northern Kazakhstan. Pt I. *New data on Minerals*, **49**, 57-73 (translated from *Novye dannye o mineralakh*, **49**, 58-75).
- Timofeevsky D.A. (1972) Geology and mineralogy of the Darasun gold ore region. Moscow, Nedra Publ., 260 p. (In Russ.)
- Urai J.L., Means W.D., Lister G.S. (1986) Dynamic recrystallization of minerals. *Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies*. V. 36. (Ed. by B.E. Hobbs, H.C. Heard). Washington, American Geophysical Union, 161-199. <https://doi.org/10.1029/GM036p0161>
- Weil J.A. (1984) A review of electron spin spectroscopy and its application to the study of paramagnetic defects in crystalline quartz. *Phys. Chem. Miner.*, **10**, 149-165.
- Yurgenson G.A. (1984) Typomorphism and ore bearing of vein quartz. Moscow, Nedra Publ., 149 p. (In Russ.)
- Yurgenson G.A. (1996) Dependence of the perfection of the crystalline structure of vein quartz on the conditions of its formation. *Dokl. AN*, **349**(3), 372-375. (In Russ.)

УДК 553.491.4:553.491.8(470.21)

DOI: 10.24930/1681-9004-2024-24-1-147-172

Малосульфидные платинометаллные месторождения в Кольском регионе: сравнительный анализ Южносопчинского рудопоявления и месторождения Федорова Тундра

Я. А. Рыбникова, Т. В. Рундквист

Геологический институт, обособленное подразделение Федерального государственного бюджетного учреждения науки
Федерального исследовательского центра “Кольский научный центр Российской академии наук” (ГИ КНЦ РАН),
184209, г. Апатиты, ул. Ферсмана, 14, e-mails: y.rybnikova@ksc.ru; t.rundkvist@ksc.ru

Поступила в редакцию 22.08.2023 г., принята к печати 21.11.2023 г.

Объекты исследования. Платинометаллные объекты Кольского региона (контактовый тип): Южносопчинское рудопоявление в пределах одноименного массива, принадлежащего к раннепротерозойской Мончетундровской интрузии, и месторождение Федорова Тундра, расположенное в западной части Федорова-Панского раннепротерозойского расслоенного комплекса. **Цель.** Установить специфику условий образования платинометаллных руд Южносопчинского рудопоявления и месторождения Федорова Тундра. **Методы.** Сравнение геологического строения и петрогеохимических особенностей пород и руд с применением статистического анализа. **Результаты.** Южносопчинское рудопоявление, как и месторождение Федорова Тундра, принадлежит к контактовому типу месторождений элементов платиновой группы. Главным характерным признаком является приуроченность рудной зоны к контакту двух магматических фаз. В зоне контакта развита магматическая брекчия, а также пегматоидные и жильные тела, последние особенно широко распространены в пределах Южносопчинского рудопоявления. В составе брекчии Южносопчинского рудопоявления обломки представлены ортопироксенитами и меланократовыми норитами ранней магматической фазы (расслоенной серии пород), они цементируются безрудными габброидами более поздней магматической фазы. В зоне брекчии месторождения Федорова Тундра обломки также сложены ортопироксенитами и меланократовыми норитами ранней магматической фазы (расслоенной серии пород), цементируются такситовыми рудоносными габбро-норитами поздней магматической фазы. Аналогичные по номенклатуре породы двух объектов демонстрируют небольшие систематические различия по составу петрогенных компонентов, а также редкоземельных и редких элементов. Такситовые габбро-нориты (породы краевой серии) месторождения Федорова Тундра не имеют аналогов среди пород Южносопчинского рудопоявления. Сравнение сопоставимых по объему (более 2000 проб в каждой) двух выборок результатов опробования на Pt, Pd, Au, Ni и Cu показало, что содержание всех благородных металлов в рудах месторождения Федорова Тундра устойчиво выше, чем в рудах Южносопчинского рудопоявления. Руда месторождения Федорова Тундра однородна, в среднем $Pd/Pt = 4.5$. Руда Южносопчинского рудопоявления неоднородна и в среднем немного более “платиновая” и менее “палладиевая”, чем руда месторождения Федорова Тундра. **Выводы.** Два рудных объекта контактового типа во многом сходны, но различаются главным образом условиями образования минерализации. Руда Южносопчинского рудопоявления поступила в контактовую зону из пород расслоенной серии вследствие мобилизации рудного вещества при внедрении поздней габброидной интрузивной фазы. Руда месторождения Федорова Тундра поступила в зону контакта вместе с поздней рудоносной габбро-норитовой магматической фазой.

Ключевые слова: расслоенные интрузии, элементы платиновой группы, контактовое оруденение, Кольский регион

Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках темы НИР АААА-А19-119100290147-7

Low-sulfide platinum–metal deposits in the Kola region: A comparative analysis of the Yuzhnosopchinskoye ore occurrence and the Fedorova Tundra deposit

Yana A. Rybnikova, Tatyana V. Rundkvist

Для цитирования: Рыбникова Я.А., Рундквист Т.В. (2024) Малосульфидные платинометаллные месторождения в Кольском регионе: сравнительный анализ Южносопчинского рудопоявления и месторождения Федорова Тундра. *Литосфера*, 24(1), 147–172. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-147-172>

For citation: Rybnikova Ya.A., Rundkvist T.V. (2024) Low-sulfide platinum–metal deposits in the Kola region: A comparative analysis of the Yuzhnosopchinskoye ore occurrence and the Fedorova Tundra deposit. *Lithosphere (Russia)*, 24(1), 147–172. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-147-172>

© Я.А. Рыбникова, Т.В. Рундквист, 2024

Geological Institute, Separate subdivision of the Federal State Budgetary Institution of Science
of the Federal Research Center "Kola Science Center" (GI KSC RAS), 14 Fersman st., 184209 Apatity, Russia,
e-mails: y.rybnikova@ksc.ru; t.rundkvist@ksc.ru

Received 22.08.2023, accepted 21.11.2023

Research subject. Platinum–metal objects of the Kola region (contact type mineralization), including the Yuzhnosopchinskoye ore occurrence within the same-name massif belonging to the Early Proterozoic Monchetundra intrusion and the Fedorova Tundra deposit located in the western part of the Early Proterozoic Fedorovo-Pansky layered complex. **Aim.** To establish the formation conditions of platinum-metal ores in the Yuzhnosopchinskoye ore occurrence and the Fedorova Tundra deposit. **Methods.** Comparison of the geological structure and petro-geochemical features of rocks and ores from the two objects using statistical analysis. **Results.** Both the Yuzhnosopchinskoye ore occurrence and the Fedorova Tundra deposit belong to the contact type of platinum group element deposits. The main characteristic feature is confinement of the ore zone to the contact of two magmatic phases. In the contact zone, igneous breccia, pegmatoid, and vein bodies are widespread, with the latter being especially common in the Yuzhnosopchinskoye ore occurrence. In Yuzhnosopchinskoye ore occurrence, breccia fragments are represented by orthopyroxenites and melanocratic norites of the early magmatic phase (layered series of rocks). They were cemented by barren gabbroids of the later magmatic phase. In the Fedorova Tundra deposit, breccia zone fragments are also composed of orthopyroxenites and melanocratic norites of the early magmatic phase (layered series of rocks). They were cemented by taxitic ore-bearing gabbro-norites of the late magmatic phase. Rocks of the two objects with a similar nomenclature demonstrate slight systematic differences in the composition of petrogenic components, as well as in REE and rare elements. Taxitic gabbro-norites (rocks of the marginal series) from the Fedorova Tundra deposit have no rock analogues in Yuzhnosopchinskoye ore occurrence. A comparison of similar amounts of two data sets (more than 2000 samples each) of Pt, Pd, Au, Ni, and Cu sampling showed that the content of all precious metals in the Fedorova Tundra deposit was consistently higher than that in the Yuzhnosopchinskoye ore occurrence. The Fedorova Tundra deposit is homogeneous, with an average Pd/Pt ratio of 4.5. The Yuzhnosopchinskoye ore occurrence is heterogeneous and, on average, slightly more 'platinum' and less 'palladium' than the Fedorova Tundra deposit. **Conclusions.** The two ore objects of the contact type are similar in many respects, mainly differing in the conditions of mineralization formation. The Yuzhnosopchinskoye ore occurrence entered the contact zone from the rocks of the layered series due to the activation of the ore matter during intrusion of the late gabbroid intrusive phase. The Fedorova Tundra deposit entered the contact zone together with the late ore-bearing gabbro-norite magmatic phase.

Keywords: layered intrusions, platinum group elements, contact mineralization, Kola region

Funding information

The research was carried out within the framework of the research topic AAAA-A19-119100290147-7

Acknowledgements

The authors thank N.Y. Groshev and P.V. Pripachkin for valuable advice and explanations. The authors also express their deep gratitude to the reviewers, whose significant comments contributed to the improvement of the text in content and form.

ВВЕДЕНИЕ

Важной проблемой как с фундаментальной, так и прикладной точки зрения является понимание условий образования сульфидного содержащего элементы платиновой группы (ЭПГ) Cu-Ni-оруднения мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузий. В особенной степени это касается формирования значимых концентраций этих рудных компонентов, когда речь идет о промышленно рентабельных месторождениях.

В одних случаях образование Cu-Ni-ЭПГ руд связано с внутрикамерной дифференциацией расплава, разделением его силикатной и сульфидной составляющих и кристаллизацией полезных компонентов *in situ*, в других – с внедрением в глав-

ную магматическую камеру дополнительных порций расплава.

Во втором случае, когда рудоносный расплав внедряется в еще не застывшие (практически жидкие) породы, он сначала нарушает ход кристаллизации, но затем ситуация стабилизируется и далее отложение сульфидов происходит в относительно спокойной обстановке. В таких условиях, при достаточно больших объемах магматической камеры, как правило, образуются ЭПГ-содержащие рифы. Такие рифы обычно удалены от подошвы массива, приурочены к определенным стратиграфическим уровням и протягиваются на значительные (десятки км) расстояния по простиранию. При этом их мощность (первые м), как и средние содержания ЭПГ (в пределах первых г/т), могут быть до-

статочны невелики. Классическими примерами таких месторождений являются Риф Меренского в массиве Бушвельд (ЮАР), J-М риф массива Стиллуотер (США), ЭПГ-риф комплекса Портимо (Финляндия) (Налдретт, 2003; Sawthorn, 2010; Maier et al., 2013; Pijina et al., 2015).

Но при формировании мафит-ультрамафитовых массивов также известны сценарии, когда дополнительные магматические фазы (причем не обязательно рудоносные) внедряются в уже практически застывшие породы главной магматической камеры. Тогда привнесенный материал не может проникнуть далеко вглубь камеры, концентрируется в основном в ее краевых частях. Такие дополнительные внедрения сопровождаются взламыванием уже застывших пород более ранних фаз, образованием в них систем трещин и т. д. Поэтому эти процессы всегда сопровождаются интенсивным брекчированием пород, наличием заполняющих трещины жил и пегматоидных тел. Формирование Cu-Ni-ЭПГ-оруденения при этом происходит в зоне контакта ранних и поздних фаз (как уже говорилось, в краевых частях камеры), поэтому некоторыми исследователями такой тип минерализации называется контактовым (контактным) (Zientec, 2012; Karykowski et al., 2018). Если более поздние фазы были рудоносными и достаточно большими по объему, то нередко образуются достаточно крупные месторождения ЭПГ. В отличие от месторождений рифового типа для контактовых не характерны выдержанные по простиранию рудные тела и их приуроченность к определенным стратиграфическим уровням интрузий. Как правило, здесь рудные тела довольно плохо геометризуются и весьма сложно увязываются в скважинных пересечениях. При этом мощности рудных тел в раздувах могут достигать достаточно больших значений (десятков м), а колебания содержания ЭПГ более контрастны, чем в рифовом типе (от первых до сотен г/т).

Примерами месторождений контактового типа служат маргинальные руды интрузий Ист Булл Лейк и Ривер Вэлли в южном Онтарио (Канада) (Peck et al., 2001; Easton et al., 2010), Платриф (ЮАР) (Налдретт, 2003) и месторождение Маратон в комплексе Колдвелл, Онтарио (Barrie et al., 2002), а также зона Роби интрузии Лак Дес Иль (Канада) (Naldrett et al., 1990; Barnes, Gornall, 2011; Duran et al., 2013).

На территории Балтийского щита месторождения ЭПГ контактового типа имеются в интрузиях Портимо (Pijina, 2008; Pijina et al., 2015) и Койлismaа (Alapieti et al., 1990; Alapieti, Lahtinen, 2002; Makkonen et al., 2017) в Северной Финляндии (рис. 1).

На Кольском полуострове в настоящее время известен целый ряд месторождений, рудопроявлений и точек минерализации ЭПГ, связанных с рас-

слоенными интрузиями, данные о крупнейших из них содержатся в сводке (Припачкин, 2019).

Важно отметить, что при открытии в 1990-е гг. Кольской платинометалльной провинции (Митрофанов и др., 1994) первыми детально исследованными ЭПГ-содержащими объектами стали массивы Федорово-Панского мафит-ультрамафитового расслоенного комплекса (ФПК).

Здесь усилиями сотрудников ГИ КНЦ РАН и созданного при нем ЗАО (затем – ОАО) “Пана”, в достаточно короткий срок (2006–2008 гг.) на баланс ГКЗ было поставлено несколько месторождений ЭПГ. Особенно успешными на начальных этапах были работы в пределах Западно-Панского массива, где выявлено несколько платиноносных уровней, связанных с нижним и верхним расслоенными горизонтами в габбро-норитовой толще (Корчагин и др., 2009). ЭПГ-минерализация рифового типа в них характеризовалась достаточно высокими содержаниями (до 40 г/т) и прекрасной выдержанностью по простиранию (до 12 км), что позволяло уверенно проследить ее буровыми скважинами (Карпов, 2004; Корчагин и др., 2009). Это привело к открытию месторождения Восточный Киев (Северный риф) в пределах нижнего расслоенного горизонта (Корчагин и др., 2009). Примерно в то же время было открыто и месторождение Вурэчуайвенч в Мончегорском расслоенном плутоне, которое по строению (приуроченность к расслоенному горизонту в габбро-норитах) и характеристикам ЭПГ-минерализации считалось близким к Северному рифу, связанному с нижним расслоенным горизонтом Западно-Панского массива (Иванченко и др., 2008).

Такие обнадеживающие результаты побудили кольских геологов (ГИ КНЦ РАН, ОАО “Пана”, ОАО ЦКЭ, ООО КГГК) искать продолжение ЭПГ-рифов как в ФПК, так и в Мончеплутоне. В результате в пределах первого параллельно с Западно-Панскими открыто месторождение ЭПГ Восточное Чуарвы в Восточно-Панском массиве (Казанов, Калинин, 2008; Уорд и др., 2008; Корчагин и др., 2009), а в пределах второго – рудная зона месторождения Вурэчуайвенч продлена путем включения в нее Рудного Пласта–330 массива Сопча и оруденения расслоенной части Южноопчинского массива (ЮМ) (Иванченко, Давыдов, 2009).

Казалось, что методика, отработанная при поисках рифового типа ЭПГ-минерализации, будет успешно работать и на других перспективных объектах в пределах ФПК и Мончеплутона. Однако при разведочных работах в пределах массива Федоровой Тундры (массив ФТ) геологи ОАО “Пана” столкнулись с определенными трудностями, так как здесь невозможно было протянуть отдельные слои или протяженные линзы рудоносных пород, как это происходило на месторождениях рифового типа. На базе опыта по изучению Северного

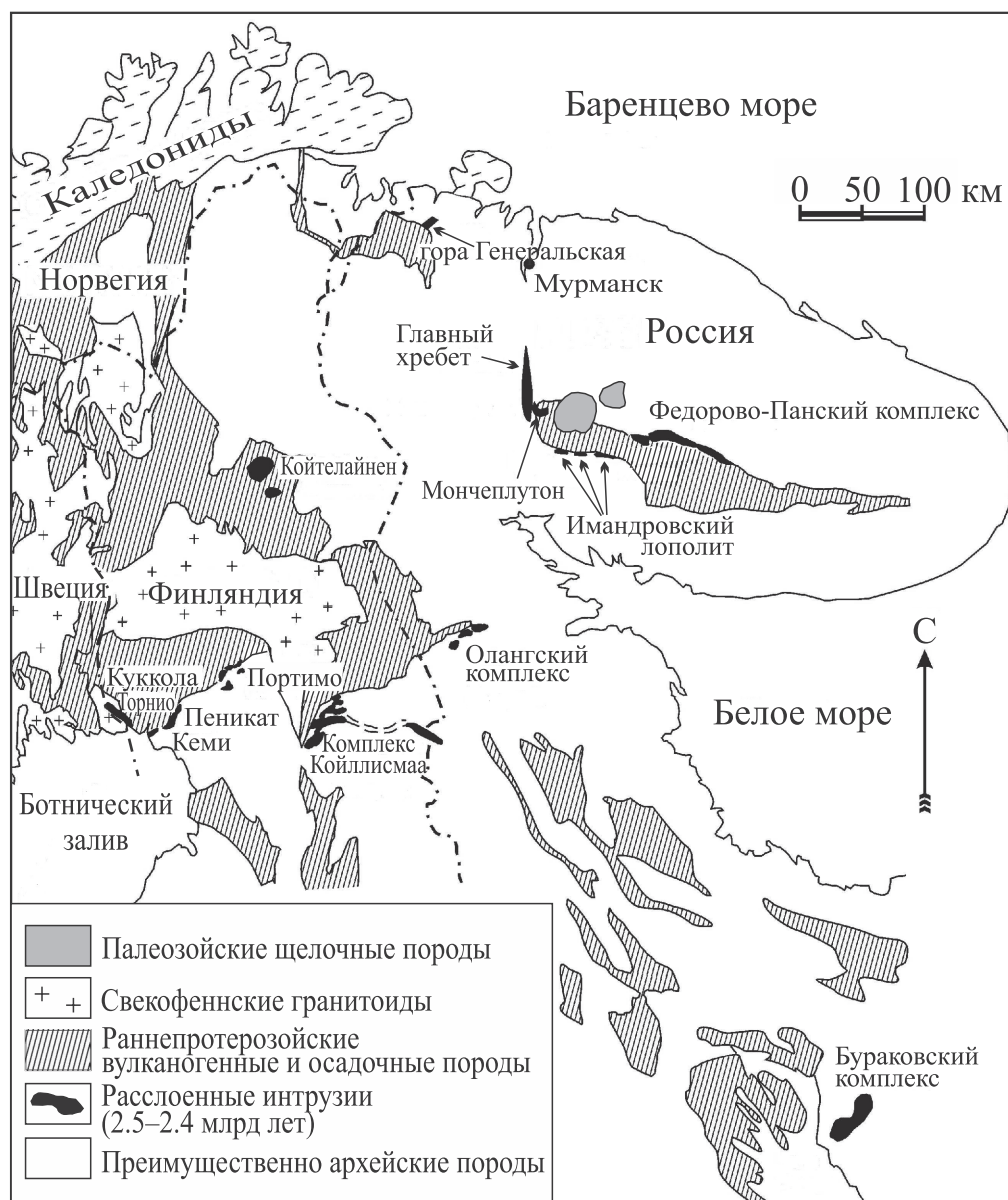


Рис. 1. Схема геологического строения северо-восточной части Балтийского щита и расположение раннепротерозойских расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий, по (Alapieti et al., 1990) с изменениями.

Fig. 1. Scheme of the geological structure of the northeastern Baltic Shield and location of Early Proterozoic layered mafic-ultramafic intrusions, modified after (Alapieti et al., 1990).

платиноносного рифа, прослеженного на 12 км в пределах Западно-Панского массива, первоначально и в массиве ФТ предпринимались попытки увязать отдельные рудные линзы и штоки в линейные структуры. Дальнейшие работы показали несостоятельность такого подхода. Выяснилось, что ЭПГ-оруденение связано с крайне неоднородным габбро-норитовым телом, насыщенным разнообразными жилами и ксенолитами – отдельной магматической фазой, более поздней по сравнению с глав-

ным интрузивным телом массива (Schissel et al., 2002; Грошев, 2010; Groshev et al., 2019). Тогда стало ясно, что оруденение Федоровой Тундры относится не к рифовому, а к контактовому типу и высокие содержания ЭПГ связаны именно со второй (рудной) фазой. Понимание этого процесса помогло значительно оптимизировать поисково-разведочные работы и в результате на госбаланс было поставлено крупнейшее в Европе месторождение ЭПГ (Schissel et al., 2002; Грошев, 2010; Groshev et al., 2019).

Позднее и у геологов, изучавших Мончеплутон, возникли сомнения в том, можно ли объединять риф месторождения Вурэчуайвенч и Южносопчинское рудопроявление. Так, в ходе полевых работ 2011–2012 гг. установлено, что в пределах обнаженной части Южносопчинского рудопроявления (ЮР) ЭПГ-минерализация связана не с расслоенной серией, а с жильными телами краевой серии, характеризующейся развитием эруптивной брекчии. Убедительно показано, что в исследованной части ЮР наблюдается контакт двух магматических фаз, а ЭПГ-минерализация ЮР так же, как и в случае с месторождением Федорова Тундра (МФТ), относится к контактовому типу (Рундквист и др., 2011, 2012; Pripachkin et al., 2016). Однако при этом возник вопрос: может быть, существует аналогия не только в геологическом строении ЮР и МФТ, но и в условиях образования малосульфидной ЭПГ-минерализации обоих объектов?

Ответ на данный вопрос могло дать сравнение геологического строения, характера и условий локализации, а также состава ЭПГ-минерализации МФТ и ЮР. В фундаментальном плане это сравнение важно, чтобы понять, являются ли условия образования ЭПГ-минерализации в ЮР сходными с таковыми для МФТ или мы имеем дело с ранее не описанным для объектов Кольской платинометалльной провинции процессом. В прикладном смысле такое сравнение должно помочь выработать эффективные прогнозно-поисковые критерии, учитывающие специфику генезиса контактового ЭПГ-оруденения в расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузиях Кольского региона. Решению вопроса о сходстве (или различии) условий образования ЭПГ-минерализации ЮР и МФТ, а также вытекающих из этого прикладных следствиях посвящена настоящая статья.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Работа выполнена на основе собственных исследований авторов, проводимых на различных участках Федорова-Панского и Мончегорского расслоенных комплексов. Выполнена обработка данных о химическом составе пород массивов Федорова Тундра и Южносопчинский (петрогенные, редкие (РЭ) и редкоземельные (РЗЭ) элементы), приведенных ранее в работах (Грошев, 2010, 2011) и (Pripachkin et al., 2016) соответственно. Химический анализ петрогенных компонентов (полный силикатный анализ) выполнен в химико-аналитической лаборатории Геологического института ФИЦ КНЦ РАН с использованием таких методов, как атомно-абсорбционный плазменный (Si, Al, Fe, Mg, Ca, Cu, Ni, V), эмиссионный пламенный (K, Na) и колориметрический (Ti). Анализ элементов-примесей выполнен в ИГГ УрО РАН (г. Екате-

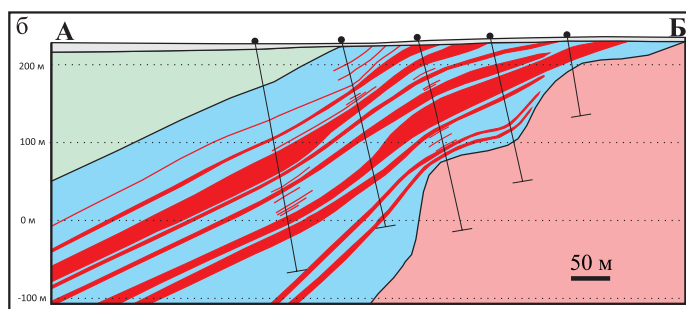
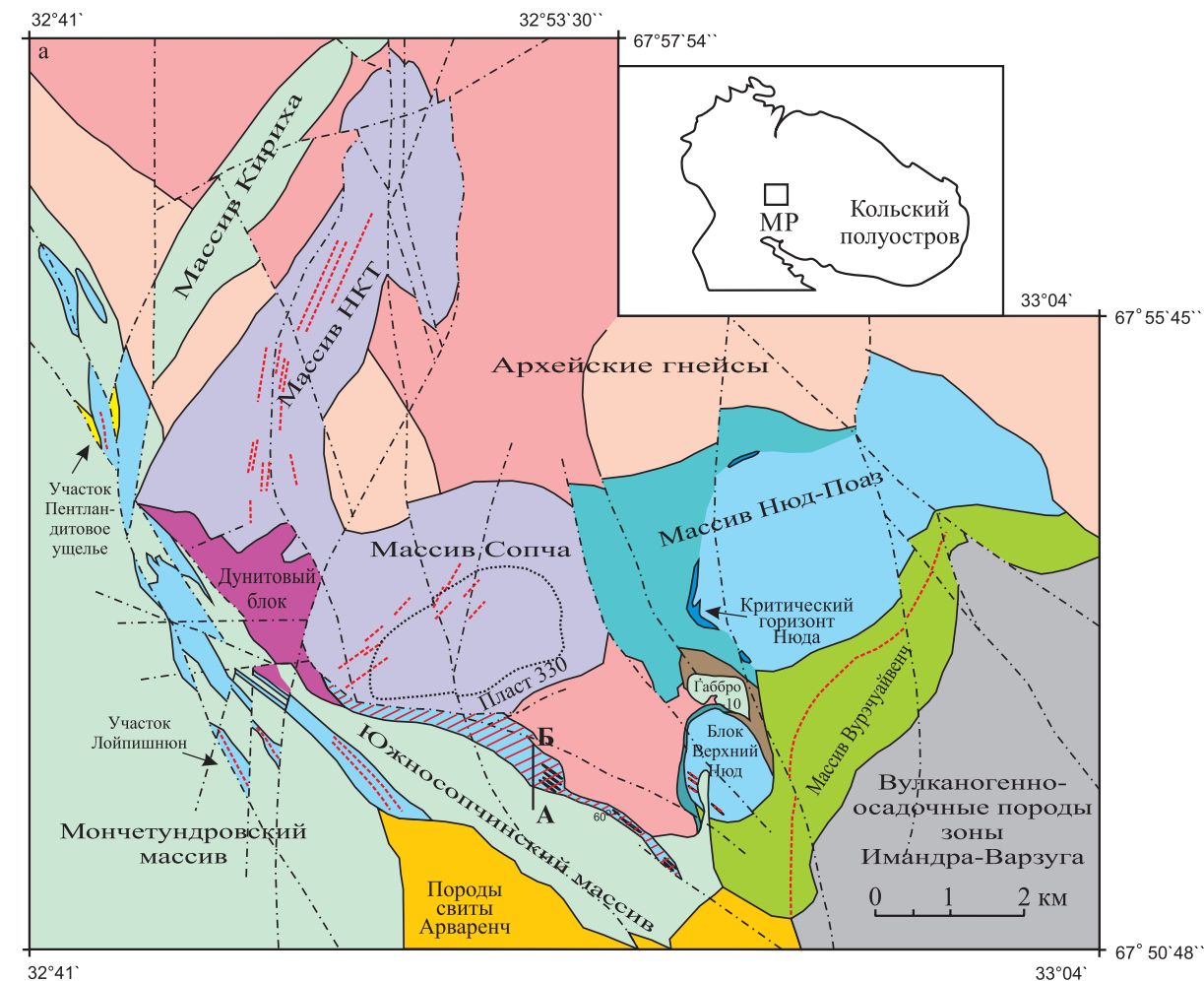
ринбург) с помощью ICP-MS анализа на квадрупольном масс-спектрометре NexION 300S (Perkin Elmer, США), аналитик Д.В. Киселева.

Данные о содержании Pd, Pt, Au, Ni и Cu взяты из производственных отчетов (Ноздря и др., 2006; Иванченко и др., 2009), находящихся в открытом доступе в Мурманском филиале ФБУ “ТФГИ по Северо-Западному федеральному округу” (г. Апатиты). Во время работ по подсчету запасов МФТ содержание Pt, Pd и Au определялось пробирным анализом с ICP окончанием. Содержания Cu и Ni устанавливали атомно-абсорбционным методом с предварительным разложением в царской водке. Работы выполнены в лаборатории ALS Chemex (Ванкувер, Канада) и Механобр-Аналит (Санкт-Петербург). Внешний контроль осуществлялся в лаборатории ГИПРОНИКЕЛЬ (Санкт-Петербург) и аналитическом центре ХТЛ АО ИРГИРЕДМЕТ (г. Иркутск). При проведении поисковых работ на участке Южносопчинский для определения Pt, Pd и Au использовался метод пробирной атомно-эмиссионной спектроскопии (ICP AES) после предварительной плавки на никелевый штейн, для определения Ni и Cu – метод атомно-абсорбционной спектроскопии. Анализ выполнен фирмой ЗАО “НАТИ” в лаборатории Геологической Службы Финляндии (GSF-Финляндия). Внешний контроль проводился ЛТИС ОАО “Институт Гипроникель” (Санкт-Петербург).

Следует отметить, что сульфидная медно-никелевая минерализация и ассоциирующее с ней платинометалльное оруденение распределены неравномерно. Ввиду отсутствия каких-либо геологических границ общая мощность рудоносных зон устанавливается только по результатам опробования. В связи с этим большое внимание уделяется пробоподготовке и контролю химико-аналитических работ. Контроль качества различных аналитических методов выполняется по регламенту введением стандартных проб и образцов-дубликатов. Поэтому данные опробования дают наиболее надежную характеристику объектов и используются при подсчете запасов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮЖНОСОПЧИНСКОГО МАССИВА

Южносопчинский массив находится в южной части Мончегорского рудного района (рис. 2). Мончегорский рудный район расположен в центре Кольского полуострова, в области сочленения трех крупных докембрийских геологических структур: Беломорского подвижного пояса, Кольского блока и Имандра-Варзугской зоны карелид (Mitrofanov et al., 1995; Пожиленко и др., 2002; Смолькин и др., 2004). Данная территория отличается крайне сложным геологическим строением, во многом обусловленным значительной длительностью раз-



- Четвертичные отложения
- Диориты массива Габбро-10
- Породы Критического горизонта Ньюда
- Амфиболизированные габбро-нориты и амфиболовые сланцы по габброидам
- Габбро-нориты и анортозиты
- Габбро-нориты, габбро
- Анортозиты
- Нориты
- Оливиновые нориты
- Перидотиты, пироксениты, меланократовые нориты
- Дуниты, перидотиты, хромитовые руды
- Раннепротерозойские вулканогенно-осадочные породы зоны Имандра-Варзуга
- Раннепротерозойские дациты и риолиты свиты Арваренч
- Архейские диоритогнейсы (а) и гранитогнейсы (б)
- Разрывные нарушения
- Сульфидная и ЭПГ-минерализация
- Рудные тела (на разрезе)

Рис. 2. Схема геологического строения Мончегорского рудного района, по (Войтехович и др., 2002) с изменениями (а), схематический геологический разрез через рудную зону Южносопчинского рудопроявления (по линии А–Б), по (Иванченко и др., 2009) с изменениями (б) и фото жилы плагиоклаз-пироксенового состава в норите в коренном обнажении на участке Южносопчинский (в).

МР – Мончегорский район, НКТ – массив Ниттис-Кумужья-Травяная.

Fig. 2. Scheme of the geological structure of the Monchegorsk ore region, modified after (Voitekhovich et al., 2002) (a), a schematic geological section through the ore zone of the Yuzhnosopchinsky ore occurrence (long the A–B line), modified after (Ivanchenko et al., 2009) (b), and a photo of a vein of plagioclase-pyroxene composition in norite in a bedrock outcrop at the Yuzhnosopchinsky site (v).

МР – Monchegorsk region, НКТ – Nittis-Kumuzhya-Travyanaya massif.

вития, многократным внедрением больших объемов магм различного состава и многоэтапностью структурно-тектонических и динамометаморфических преобразований.

В этом районе находятся два крупных раннепалеопротерозойских расслоенных мафит-ультрамафитовых комплекса с Cu-Ni-ЭПГ-минерализацией, локализованных в восточной части Балтийского щита и представляющих собой крупнейшую в мире потенциальную платиноносную провинцию: Мончегорский комплекс, включающий в себя Мончегорский плутон и Мончетундровскую интрузию, и комплекс Главного Хребта (или Чун-Волчьих-Лосевых тундр) (Чащин, Митрофанов, 2014). Некоторые исследователи (Гроховская и др., 2012; Шарков, Чистяков, 2014) под Мончегорским комплексом понимают все перечисленные интрузии.

ЮМ рассматривается как тектонический фрагмент или как небольшая самостоятельная субкамера Мончетундровской интрузии (Гроховская и др., 2012; Чащин и др., 2020). Массив протягивается на расстояние около 10 км в северо-западном направлении и, по данным бурения, погружается на юго-запад под углом от 5 до 45°. С юго-запада ЮМ граничит с породами раннепротерозойского комплекса горы Арваренч, с северо-востока контактирует с диоритогнейсами вежетундровского комплекса, с севера – с породами Мончегорского комплекса, а на северо-западе, через зону разломов, соединяется с собственно Мончетундровской интрузией.

Во внутреннем строении ЮМ выделяются две зоны: нижняя норит-ортопироксенитовая и верхняя габбровая. Нижняя зона мощностью 250–300 м представлена незакономерным чередованием прослоев метаноритов и метапироксенитов мощностью от 1 до 20 м со шлирами и участками неправильной формы пегматоидных разновидностей, а также с подчиненным количеством метапериодитов. Свежие породы в составе зоны встречаются крайне редко, как правило, все они интенсивно амфиболизированы и сосюритизированы (Чащин и др., 2016). Верхняя зона массива мощностью до 80 м сложена лейко- и мезократовыми крупнозернистыми пятнистыми метагаббро и метагаб-

бро-норитами, сходными по химическому составу с габброидами верхней зоны Мончетундровского массива (Гроховская и др., 2012).

Возраст пород ЮМ определен U–Pb методом по циркону. Возраст метаноритов нижней зоны 2504 ± 1 млн лет, а среднезернистых мезократовых габбро верхней зоны 2478 ± 20 млн лет (Чащин и др., 2016). В зоне контакта между верхней и нижней частями ЮМ наблюдается магматическая брекчия, что указывает на последовательное внедрение двух магматических фаз (Priпachkin et al., 2016). Кроме того, в зоне контакта присутствуют многочисленные жильные тела. Среди пород жильного комплекса выделяются две главные разновидности: жилы плагиоклаз-пироксенового и плагиоклаз-амфиболового состава и жилы кварц-полевошпатового состава (Мирошникова, 2022). Развитие жильных и дайковых тел весьма характерно для контактовых серий расслоенных интрузий (Припачкин, 2018; см. также ссылку в этой работе).

По данным оценочных работ (Иванченко и др., 2009), малосульфидное платинометалльное оруденение в пределах ЮР связано с нижней зоной одноименного массива. Рудоносная зона приурочена к участкам метапироксенитов, насыщенных телами “габбро-пегматитов”. Мощность зоны с малосульфидной платинометалльной минерализацией составляет 150–200 м. Мощность “габбро-пегматитовых” горизонтов невыдержанная и колеблется от 0.05–0.3 до 3.0–5.0 м. Авторы информационного отчета указывают, что селективное выделение отдельно взятого “габбро-пегматитового” горизонта практически невозможно, а рудное тело, по сути, является линейным штокверком, насыщенным рудными “габбро-пегматитами”, разделенными прослоями относительно слаборудных вмещающих пород (Иванченко и др., 2009).

Эти данные в сочетании с наблюдениями на дневной поверхности (Рундквист и др., 2011, 2012, 2016; Priпachkin et al., 2016; Мирошникова и др., 2019) указывают на то, что ЮР принадлежит к контактовому типу месторождений ЭПГ. Главными характерными признаками являются приуроченность рудной зоны к контакту двух магматических

фаз и невыдержанность слоев отдельных пород по простираанию.

По данным Т.Л. Гроховской и соавторов (2012), ЭПГ-минерализация в краевой части ЮМ также связана с пегматоидными пироксенитами, которые образуют шлиры, участки неправильной формы и жильные образования среди среднезернистых пироксенитов. Пегматоидные пироксениты содержат вкрапленность и шлиры борнит-халькопирит-миллеритового состава. Оксидные вкрапленники сложены ильменитом и магнетитом, образующими структуры распада.

К настоящему времени в ЭПГ-проявлениях ЮМ установлено более 20 различных видов минералов платиновых металлов (МППМ) – висмутотеллуриды и арсениды Pd, сульфиды Pt и Pd. Наиболее распространены является меренскийит (PdTe_2), часто встречается сперрилит (PtAs_2), несколько реже сульфиды ряда брэггит $[(\text{Pt}, \text{Pd}, \text{Ni})\text{S}]$ – куперит (PtS) – высокоцит $[(\text{Pd}, \text{Ni})\text{S}]$ и другие минералы. Содержания ЭПГ в рудах не превышают 1–2 г/т с отношением $\text{Pd}/\text{Pt} = 3\text{--}4$ (Гроховская и др., 2012) и $\text{ЭПГ}/\text{S} = 4.9$.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА ФЕДОРОВА ТУНДРА

Массив Федорова Тундра – это западная часть ФПК, представляющего собой почти непрерывный пояс расслоенных массивов северо-западного простираания протяженностью около 90 км при мощности до 6 км, который граничит с архейскими гранитоидами и метавулканиками палеопротерозойского зеленокаменного пояса Имандра-Варзуга с тектонизированными контактами между ними (Alapieti et al., 1990; Groshev et al., 2019).

ФПК включает в себя четыре интрузии с запада на восток: Федорова Тундра, Ластьявр, Западная Пана и Восточная Пана. Большинство исследователей считают, что каждая интрузия ФПК представляет собой отдельную магматическую камеру с независимой стратиграфией и историей образования (Groshev et al., 2019).

Интрузия Федорова Тундра – погружающееся на юго-запад клиновидное в плане тело шириной от нескольких сотен м до более 6 км и длиной около 15 км, ограниченное на юго-востоке зоной Цагинского разлома (рис. 3; Groshev et al., 2019). Расслоенность массива обычно погружается под углом от 40 до 60° к юго-западу (Schissel et al., 2002).

В строении массива ФТ выделяются две серии пород: краевая и расслоенная (Грошев, 2010, 2011). Краевая серия представляет собой эруптивную брекцию с обломками ультрамафитов расслоенной серии и матрицей рудоносных такситовых габбро-норитов, а в расслоенной серии развито линзовидно-ритмичное грубое и тонкое чередование пород. Краевая серия слагает нижний

северо-восточный край массива и протягивается на всю его длину, образуя желобообразные углубления в породах фундамента шириной до 1.5 км. Мощность серии колеблется от первых десятков м на участке выклинивания массива на северо-западе до 800–900 м в местах желобообразных углублений и в среднем составляет около 250 м (Грошев, 2010, 2011). Краевая серия сложена преимущественно такситовыми габбро-норитами. Такситовая текстура обусловлена резкими колебаниями размеров минеральных зерен в породах: в пределах относительно небольших участков можно наблюдать незакономерно чередующиеся между собой мелкозернистые, среднезернистые, крупнозернистые и пегматоидные габбро-нориты. Габбро-пегматиты детально описаны Г.Н. Старицыной; по химическому и минеральному составу они соответствуют вмещающим их габбро-норитам, обогащенным легкоплавкими компонентами (Старицына, 1958). В породах часто присутствует сульфидная вкрапленность (0.5–1.5 об. %). Кроме того, в нижней приконтактной части встречаются разнообразие диориты (гибридные пироксеновые и амфиболовые), которые имеют сложную генетическую связь с массивом и переходят в породы фундамента. Повсеместно в краевой серии отмечаются эруптивные брексии с обломками ультрамафитовых пород расслоенной серии (Грошев, 2010, 2011).

В породах краевой серии часто присутствуют голубой кварц и сульфидная вкрапленность, которые в породах расслоенной серии встречаются крайне редко. С вкрапленностью сульфидов связаны повышенные и высокие содержания ЭПГ (от первых г/т в северо-западной до первых десятков г/т в юго-восточной части краевой серии (Грошев, 2010; Субботин и др., 2012)). Данное ЭПГ-оруденение относится к контактовому типу и на юго-восточных участках формирует МФТ (Schissel et al., 2002; Грошев, 2010; Groshev et al., 2019).

Расслоенная серия имеет видимую мощность до 4700 м и подразделяется на три зоны: ультрамафитовую (энстатитовые и оливин-энстатитовые кумулаты), нижнюю базитовую (энстатит-авгит-плагноклазовые и плагноклазовые кумулаты) и верхнюю базитовую (плагноклазовые кумулаты) (Грошев, 2010, 2011). Нижний контакт расслоенной серии является интрузивным, здесь расслоенная серия несет следы воздействия на нее краевой серии. В плагноклазовых кумулатах нижней базитовой зоны, в случае их контакта с мезократовыми такситовыми габбро-норитами краевой серии, хорошо видны секущие жильные тела последних с закаленными зальбандами. Породы краевой серии срезают риф ФТ-1 (риф Случайный) нижней базитовой зоны (Грошев, 2010; Грошев, Степенников, 2019).

По этому ряду признаков и геохронологическим данным в массиве ФТ выделяется две фазы внедре-

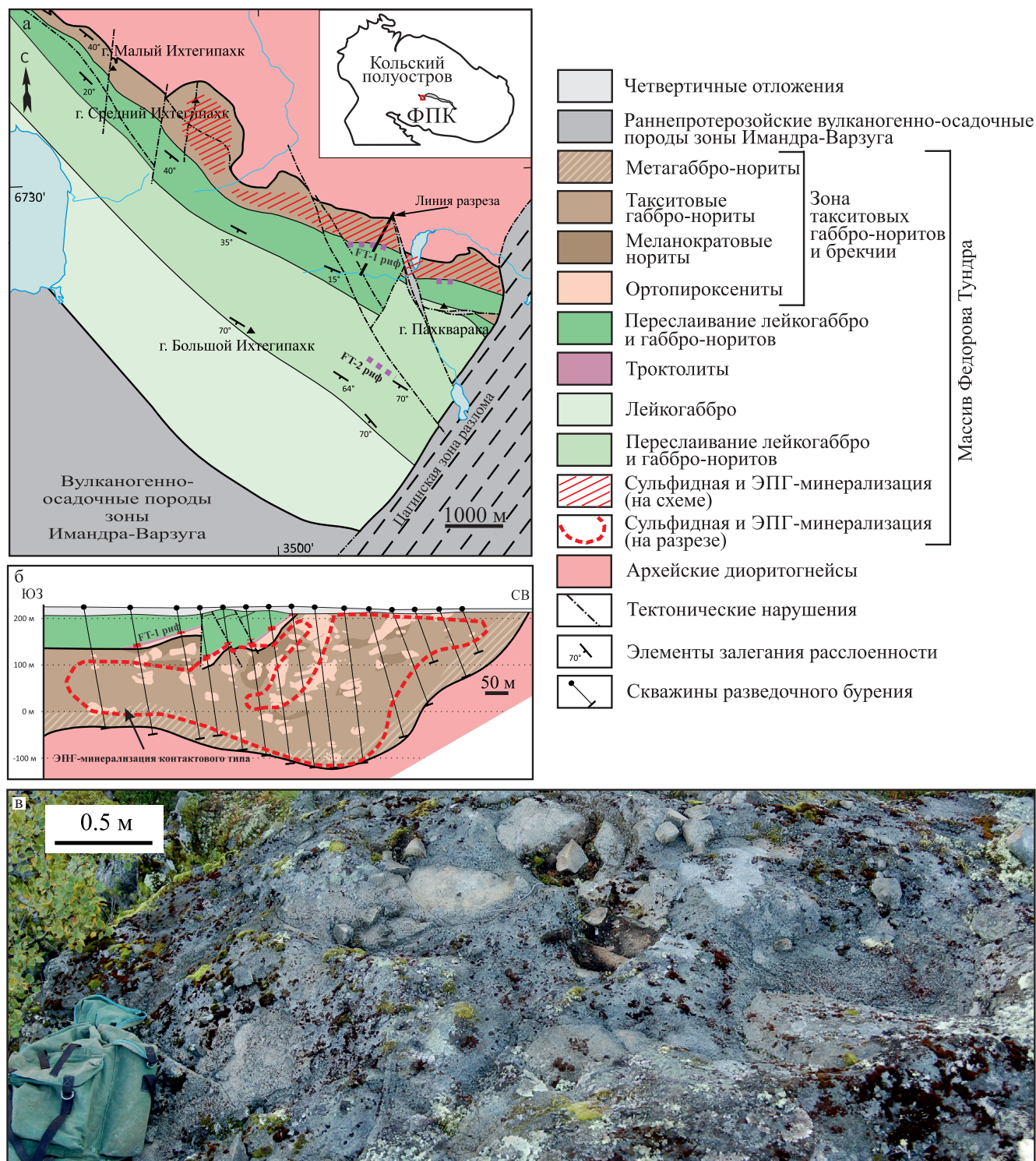


Рис. 3. Схема геологического строения массива Федорова Тундра (а), схематический геологический разрез через центральную часть месторождения Федорова Тундра (б) и фото коренного обнажения магматической брекчий в зоне рудоносных такситовых габбро-норитов (в), по (Грошев, Степенщиков, 2019) с изменениями. ФПК – Федорово-Панский комплекс.

Fig. 3. Scheme of the geological structure of the Fedorova Tundra massif (a), a schematic geological section through the central part of the Fedorova Tundra deposit (б) and photo of exposed igneous breccia in the ore-bearing taxitic gabbro-norites (в), modified after (Groshev, Stepenshchikov, 2019). ФПК – Fedorovo-Pansky complex.

ния: расслоенная серия – как более древняя первая фаза внедрения массива ($2526 \pm 6 - 2507 \pm 11$ млн лет), краевая рудоносная серия – как более поздняя интрузивная фаза ($2491 \pm 8 - 2485 \pm 9$ млн лет) (Дубровский, Рундквист, 2008; Грошев и др., 2009; Грошев, 2010).

Месторождение контактового типа Федорова Тундра обнаружено в приподошвенной толще массива. Общая протяженность рудной зоны ≈ 3 км при средней мощности 60 м и максимальной мощности до 280 м. Распределение сульфидов в рудных телах неравномерное (Schissel et al., 2002; Грошев, 2010; Groshev et al., 2019).

Рудная зона содержит 2–5 об. % сульфидов. Главными рудными минералами рассеянной малосульфидной минерализации являются халькопирит, пирротин и пентландит, встречающиеся в относительных пропорциях 41.35 и 24 об. % соответственно. Пирит, троилит, ильменит, магнетит, макиавит, марказит, кубанит, миллерит, борнит, сфалерит и виоларит присутствуют как в виде вторичных, так и акцессорных минералов, составляя до 5% всех рудных минералов (Грошев, 2010; Субботин и др., 2012).

ЭПГ могут находиться в виде МПМ или присутствовать изоморфно в сульфидах основных металлов, главным образом в пентландите, который содержит в среднем 420–480 г/т Pd. Всего в составе оруденения МФТ диагностировано 29 МПМ и золота. Котульскит (PdTe), брэггит и меренскиит являются наиболее распространенными минералами, которые определяют сульфид-висмутотеллуридную ассоциацию ЭПГ-оруденения. Реже встречаются мончеит $[\text{Pt}(\text{Te}, \text{Bi})_2]$, высоцкит, соболевскит (PdBi), стиллуотерит (Pd_8As_3), золото и сперилит (Грошев, 2010; Субботин и др., 2012).

Содержание Pt + Pd в руде МФТ составляет в среднем 1.49 г/т при отношении Pd/Pt = 4.1, средние содержания Cu и Ni – 0.12 и 0.08 мас. % соответственно при отношении Cu/Ni = 1.5 и ЭПГ/S = 4.8, запасы Pt, Pd и Au оцениваются в 348 т (Groshev et al., 2019).

СОПОСТАВЛЕНИЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ПОРОД

Породы двух массивов были разбиты на сопоставимые группы: пироксениты и нориты, габбро и габбро-нориты (далее – габброиды), жильные породы. В отдельную группу выделены породы краевой серии (такситовые габбро-нориты) массива ФТ, которым не найдено аналога среди пород ЮМ.

На диаграмме TAS для плутонических пород (рис. 4а) подавляющее большинство точек группируются в поле габбро. Пироксениты массива ФТ существенно более кремнистые по сравнению с пироксенитами ЮМ. Обе проанализированные жиль-

ные породы массива ФТ соответствуют габбро-диоритам, а одна из пород краевой серии – диоритам. Последнее указывает на контаминацию краевой серии массива ФТ породами рамы – архейскими диорито-гнейсами, что отмечалось в более ранних работах (Грошев, 2010, 2011). Большинство жильных пород ЮМ отличаются от всех прочих пород двух массивов повышенной железистостью (рис. 4б). У габброидов массивов имеются небольшие, но систематические различия по содержанию FeO , Al_2O_3 , CaO (рис. 4б, в, г). Это означает, что, несмотря на внешнее и структурно-текстурное сходство, породы габбровой зоны массива ФТ соответствуют габбро, а аналогичные породы ЮМ – преимущественно габбро-норитам. Состав пород краевой серии массива ФТ характеризуется достаточно широким разбросом значений по содержанию петрогенных компонентов.

На графиках Cr–Ti и Cr–V (рис. 5а, б) хорошо видно, что все породы ЮМ отличаются от пород массива ФТ более высоким содержанием Ti, Cr и V. Содержание Cu в пироксенитах и норитах ЮМ колеблется в широких пределах, в отдельных пробах превышая 2000 г/т (рис. 5в). Содержание Cu и Ni в жильных породах ЮМ устойчиво высокое, так же как и в породах краевой серии массива ФТ. Габброиды ЮМ и габбро массива ФТ (за исключением отдельных образцов) отличаются низким содержанием Cu и Ni (рис. 5в, г). Эти данные показывают, что поздняя габброидная интрузивная фаза ЮМ обогащена Ti и V, но обеднена Cu и Ni и не может служить источником рудного вещества для Южносибирского рудопроявления.

Спектры распределения РЗЭ и РЭ элементов представлены на рис. 6. Для слабоизмененных норитов и пироксенитов ЮМ характерны пологие спектры распределения РЗЭ, низкое суммарное содержание РЗЭ (7.5–15.8 г/т) (см. рис. 6а, б). Европиевые аномалии выражены очень слабо. Метаморфизованные разности норитов и пироксенитов демонстрируют искаженные спектры, где отчетливо виден вынос РЗЭ (сумма РЗЭ = 2.1–4.1 г/т), и появление отрицательной Eu-аномалии. Рисунок спектров РЗЭ для пироксенитов массива ФТ практически не отличается от такового ЮМ, однако суммарное содержание РЗЭ еще ниже (5.3–8.8 г/т). Спайдерграммы РЭ, нормализованные по примитивной мантии, для большинства норитов и пироксенитов обоих массивов демонстрируют отрицательные Nb- и Ta-аномалии. Большинство спайдерграмм для норитов и пироксенитов показывают положительную аномалию Sr, что связано с изоморфным замещением кальция стронцием в породообразующих минералах. Спайдерграммы РЭ метаморфизованных норитов и пироксенитов ЮМ показывают значительный вынос большинства элементов, в особенности Ba и Zr.

Распределение РЗЭ и РЭ в габброидах двух массивов сходно (см. рис. 6в, г). Для габбро-норитов и

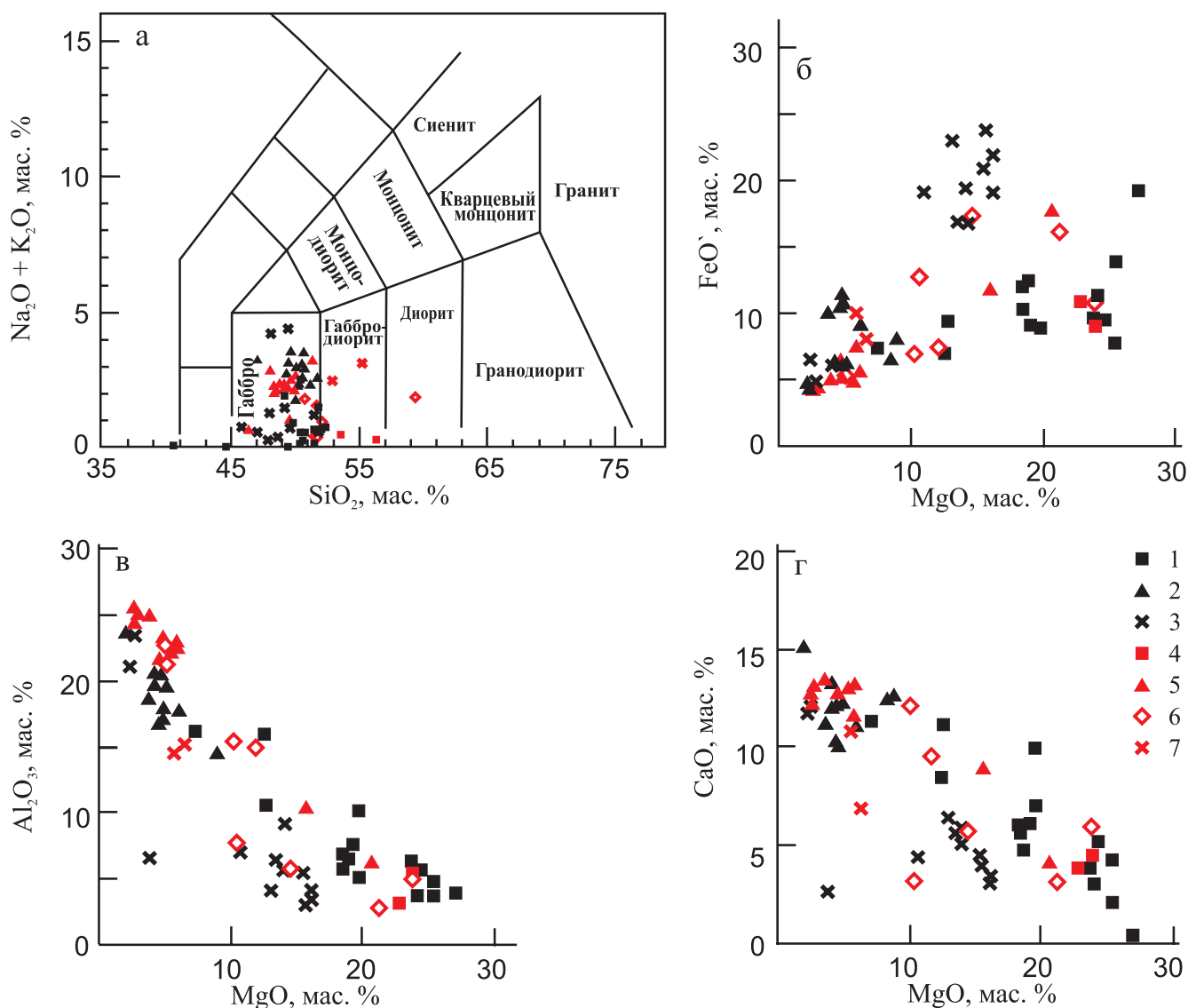


Рис. 4. Диаграмма TAS (Middlemost, 1994) и вариационные бинарные диаграммы для главных разновидностей горных пород массивов Южносопчинского и Федорова Тундра.
 $\text{FeO}^* = \text{FeO} + 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3$.

1 – пироксениты и нориты ЮМ, 2 – габбро и габбронориты ЮМ, 3 – жильные породы ЮМ, 4 – пироксениты массива ФТ, 5 – габбро массива ФТ, 6 – породы краевой серии массива ФТ (такситовые габбронориты), 7 – жильные породы массива ФТ.

Fig. 4. TAS diagram (Middlemost, 1994) and variational binary diagrams for the main rock varieties at the Yuzhno-sopchinsky and the Fedorova Tundra massifs.
 $\text{FeO}^* = \text{FeO} + 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3$.

1 – pyroxenites and norites of the YuM, 2 – gabbros and gabbronorites of the YuM, 3 – vein rocks of the YuM, 4 – pyroxenites of the FT massif, 5 – gabbro of the FT massif, 6 – rocks of the marginal series of the FT massif (taxite gabbronorites), 7 – vein rocks of the FT massif.

габбро ЮМ и габбро массива ФТ характерны слабонаклонные спектры и более высокая концентрация РЗЭ по сравнению с норитами и пироксенитами. Суммарное содержание РЗЭ в габброидах ЮМ существенно выше, чем в габбро массива ФТ (16.9–57.1 и 6.6–19.3 г/т соответственно). Для всех

образцов обоих массивов характерна положительная Eu-аномалия (для ЮМ $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.1\text{--}2.3$, для МФТ $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.2\text{--}1.8$), связанная с фракционированием расплава и накоплением плагиоклаза в габброидах. Спайдерграммы РЭ для габброидов обоих массивов демонстрируют положительные ано-

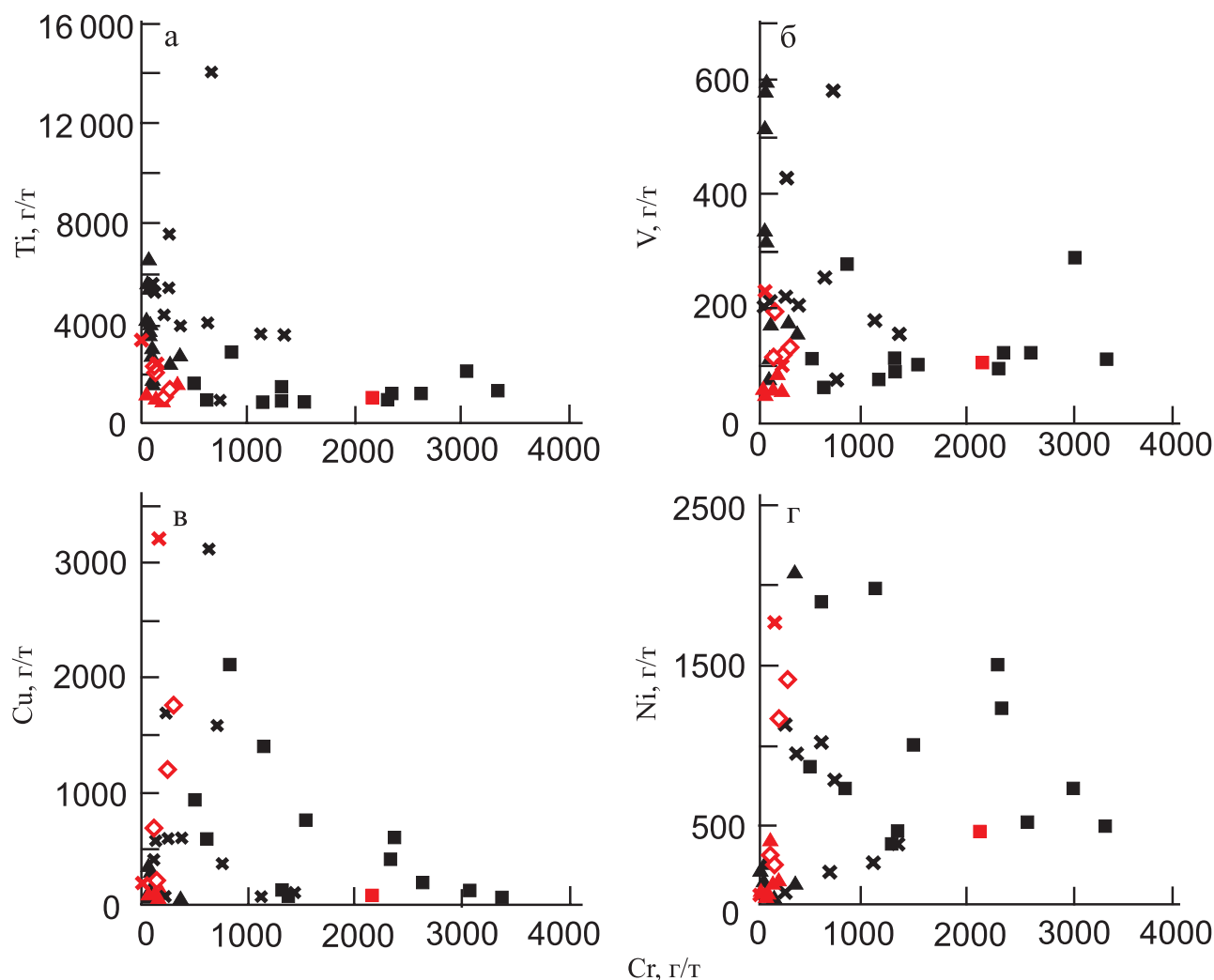


Рис. 5. Вариационные бинарные диаграммы Cr–Ti, Cr–V, Cr–Cu и Cr–Ni для главных разновидностей горных пород массивов Южносопчинского и Федорова Тундра.

Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 5. Variational binary diagrams of Cr vs Ti, Cr vs V, Cr vs Cu and Cr vs Ni for the main varieties of rocks at the Yuzhnosopchinsky and the Fedorova Tundra massifs.

Symbols – see Fig. 4.

малии Ti и Sr и для большинства образцов отрицательные аномалии Ta и Nb.

Породы краевой серии МФТ (см. рис. бд, е) показывают разнообразие спектров распределения РЗЭ и РЭ. Суммарное содержание РЗЭ колеблется в широких пределах (6.9–48.3 г/т). Наблюдаются как положительные, так и отрицательные Eu- и Sr-аномалии.

На спайдерграмме РЭ положительные Th, U, Zr и Hf аномалии свидетельствуют о существенной контаминации породами рамы.

На графиках рис. 6ж, з показано распределение РЗЭ и РЭ в жильных породах двух массивов. В жи-

лах ЮМ суммарное содержание РЗЭ составляет 20.8–108.9 г/т, в жилах массива ФТ – 30.2–51.5 г/т. Более высоким содержанием отличается кварц-полевошпатовая жила ЮМ (сумма РЗЭ 243.2 г/т). Все спектры РЗЭ слабонаклонные, для большинства образцов характерны очень небольшие положительные или отрицательные Eu-аномалии, на спайдерграммах РЭ – небольшие положительные или отрицательные Sr аномалии. Титановые пики на спайдерграммах жильных пород ЮМ – как положительные, так и отрицательные – связаны с тем, что в некоторых жилах концентрируется титаномagnetит, а в других жилах он отсутствует.

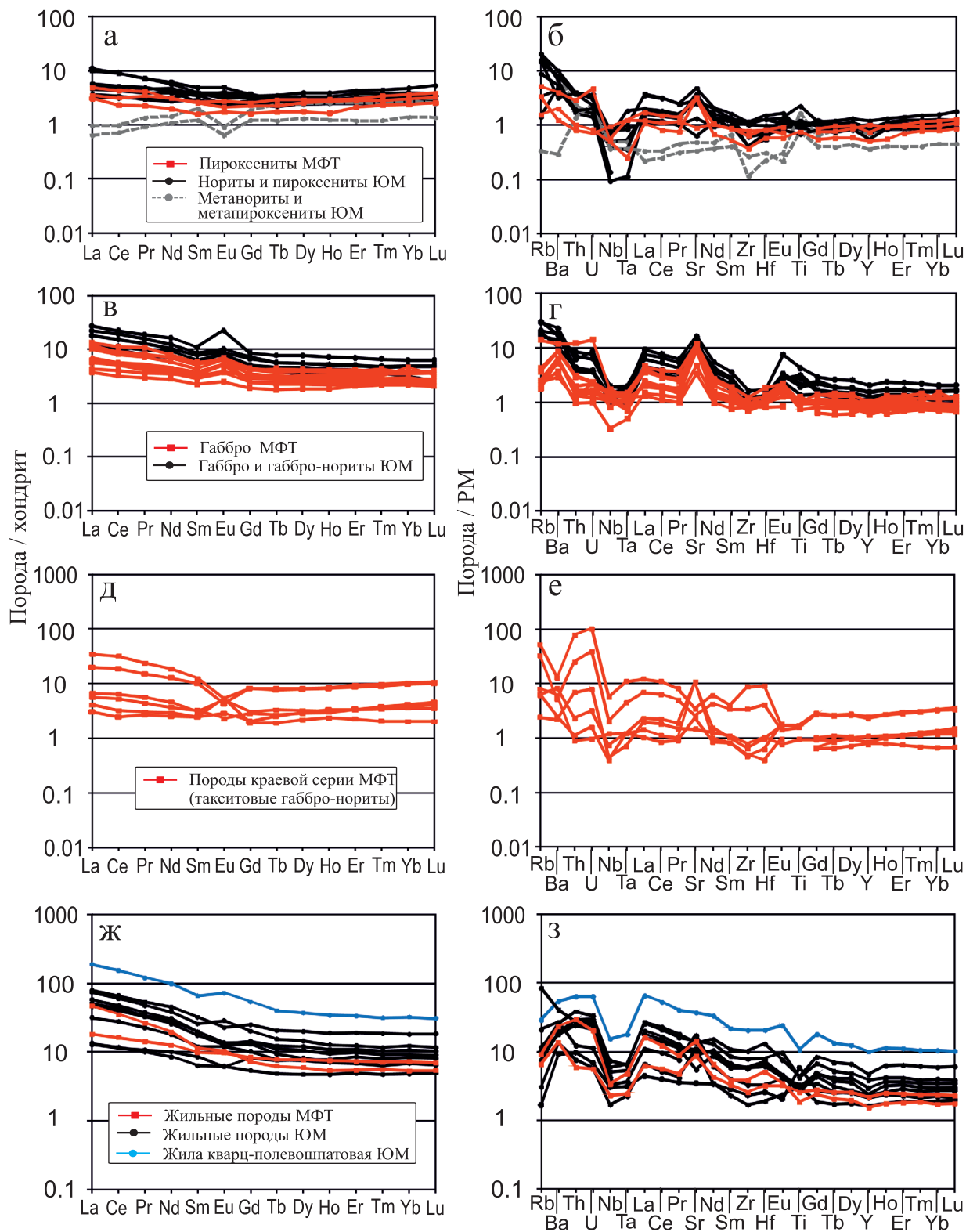


Рис. 6. Распределение РЗЭ и РЭ в породах массивов Южносопчинского, по данным (Pripachkin et al., 2016), и Федорова Тундра, по данным (Грошев, 2010, 2011).

Нормировано по составу хондрита C1 (McDonough, Sun, 1995) и составу примитивной мантии (PM) (Sun, McDonough, 1989).

Fig. 6. Distribution of REE and RE in rocks of the Yuzhnosopchinsky according to (Pripachkin et al., 2016) and the Fedorova Tundra according to (Groshev, 2010, 2011) massifs.

Normalized on C1 chondrite (McDonough, Sun, 1995) and primitive mantle (PM) composition (Sun, McDonough, 1989).

СОПОСТАВЛЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ
ОСОБЕННОСТЕЙ ЭПГ-ОРУДЕНЕНИЯ

Сравнение состава руды двух объектов выполнено на основе данных производственных отчетов. Для ЮР использованы все имеющиеся в отчете (Иванченко и др., 2009) результаты опробования (2636 анализов), для МФТ – результаты опробования для одного из разведочных буровых профилей в центральной части месторождения (2357 анализов) (Ноздря и др., 2006). В результате получены две сопоставимые по объему базы данных.

Распределение значений содержаний Pd, Pt, Au, Cu, Ni и суммы Pd + Pt + Au показано на рис. 7 и 10.

На рис. 7 виден в целом сходный характер распределения значений содержания Pd, Pt, Au по разрядам для двух объектов, но очевидно, что содержание всех благородных металлов в рудах МФТ устойчиво выше, чем в рудах ЮР. Однако доля проб ЮР с содержанием Pd от 3.00 до 3.49 и от 4.00 до 4.49 г/т и проб с содержанием Pt от 1.00 до 3.00 г/т и более превышает долю таких проб среди руд МФТ.

Содержание Pt и Au в рудах обоих объектов значительно ниже, чем содержание Pd. Содержание Au в рудах обоих объектов прямо пропорционально содержаниям Pd и Pt (см. рис. 9а, б) и только в единичных случаях превышает 0.5 г/т. По содержанию Au МФТ превосходит ЮР (см. рис. 7д).

Распределение частот суммарного содержания Pd + Pt + Au наиболее ярко показывает более высокие значения этой величины (от 0.50 г/т и выше) для руд МФТ по сравнению с рудами ЮР (см. рис. 7е).

Соотношение Pd и Pt в рудах двух объектов и распределение отношения Pd/Pt показано на рис. 8. Содержания Pd и Pt в руде МФТ связаны очень четкой прямой линейной зависимостью. Точки, отражающие состав руды ЮР, образуют более широкое поле, а линейный тренд ЮР имеет меньший наклон к оси Pd. Эти данные указывают на то, что руда ЮР неоднородна и в среднем немного более “платиновая” и менее “палладиевая”, чем руда МФТ. На гистограмме распределения частот отношения Pd/Pt (см. рис. 8б) отчетливо видно, что распределение отношения Pd/Pt для выборки МФТ имеет в целом закономерный характер, в среднем отношение Pd/Pt = 4.5, что соответствует известным параметрам (Припачкин, 2019). Распределение отношения Pd/Pt для выборки ЮР имеет сложный характер. Одного отчетливого максимума не наблюдается, характерны три пика с высокими значениями Pd/Pt, а большинство значений образуют область от 1 до 7. Такие данные указывают на значительную неоднородность руды ЮР.

Содержание благородных металлов прямо пропорционально содержанию Cu и Ni в рудах обоих объектов (рис. 9в, г). Наиболее отчетливо эта зави-

симость выражена для МФТ, менее четко – для ЮР.

Содержание Cu в рудах данных объектов обусловлено главным образом содержанием сульфидов Cu, преимущественно халькопирита. Руды ЮР и МФТ демонстрируют похожие картины распределения содержания Cu по разрядам (рис. 10а, б), однако руда МФТ заметно более “медистая”.

Содержание Ni не может быть прямо связано с содержанием сульфидов Ni (главным образом пентландита), поскольку Ni входит в состав оливина и пироксенов, изоморфно замещая магний и двухвалентное железо. Содержание Ni в оливине и в пироксенах Федорово-Панского комплекса определялось для Западно-Панского (Латыпов, Чистякова, 2000) и Восточно-Панского (Prigachkin et al., 2023) массивов. В рудоносных породах Западно-Панского массива среднее содержание Ni в оливине составляет 2900, в ортопироксенах – 700, в клинопироксенах – 600 г/т (Латыпов, Чистякова, 2000), эти данные можно распространить и на породы, и на руды МФТ, поскольку породные разновидности различных массивов Федорово-Панского комплекса в целом близки по составу. В ортопироксенах ЮМ среднее содержание Ni 800 г/т. Таким образом, гистограмма распределения частот содержания Ni в рудах (рис. 10в) показывает суммарные данные для силикатной и сульфидной частей породы. В пробах с содержанием Ni более 1000 г/т вклад сульфидного никеля значительно увеличивается, но таких проб всего лишь около 15 и 20% в составе выборок МФТ и ЮР соответственно, следовательно, большинство таких проб для обоих объектов составляют пробы с содержанием Ni от 1000 до 2000 г/т (см. рис. 10г). Гистограмма на рис. 10в показывает различие разновидностей пород двух объектов. Пробы с содержанием Ni менее 400 г/т в составе выборки МФТ – это лейкократовые габброиды с низким содержанием силикатного никеля, распространенные среди пород рудной зоны МФТ. Подобные лейкократовые габброиды не встречаются среди рудоносных пород ЮР, где преобладают нориты и пироксениты с суммарным содержанием Ni от 400 до 900 г/т.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ
ИССЛЕДОВАНИЯ

Контактные месторождения ЭПГ, связанные с расслоенными мафит-ультрамафитовыми интрузиями, объединяет их геологическое положение: оруденение размещается в зоне контакта двух или нескольких магматических фаз. Выделение контактовых месторождений ЭПГ в отдельную группу было, по-видимому, также обусловлено чисто практическими обстоятельствами, возникавшими при разведке месторождений такого типа. В результате детальных разведочных работ невозможно было протянуть отдельные слои или протяжен-

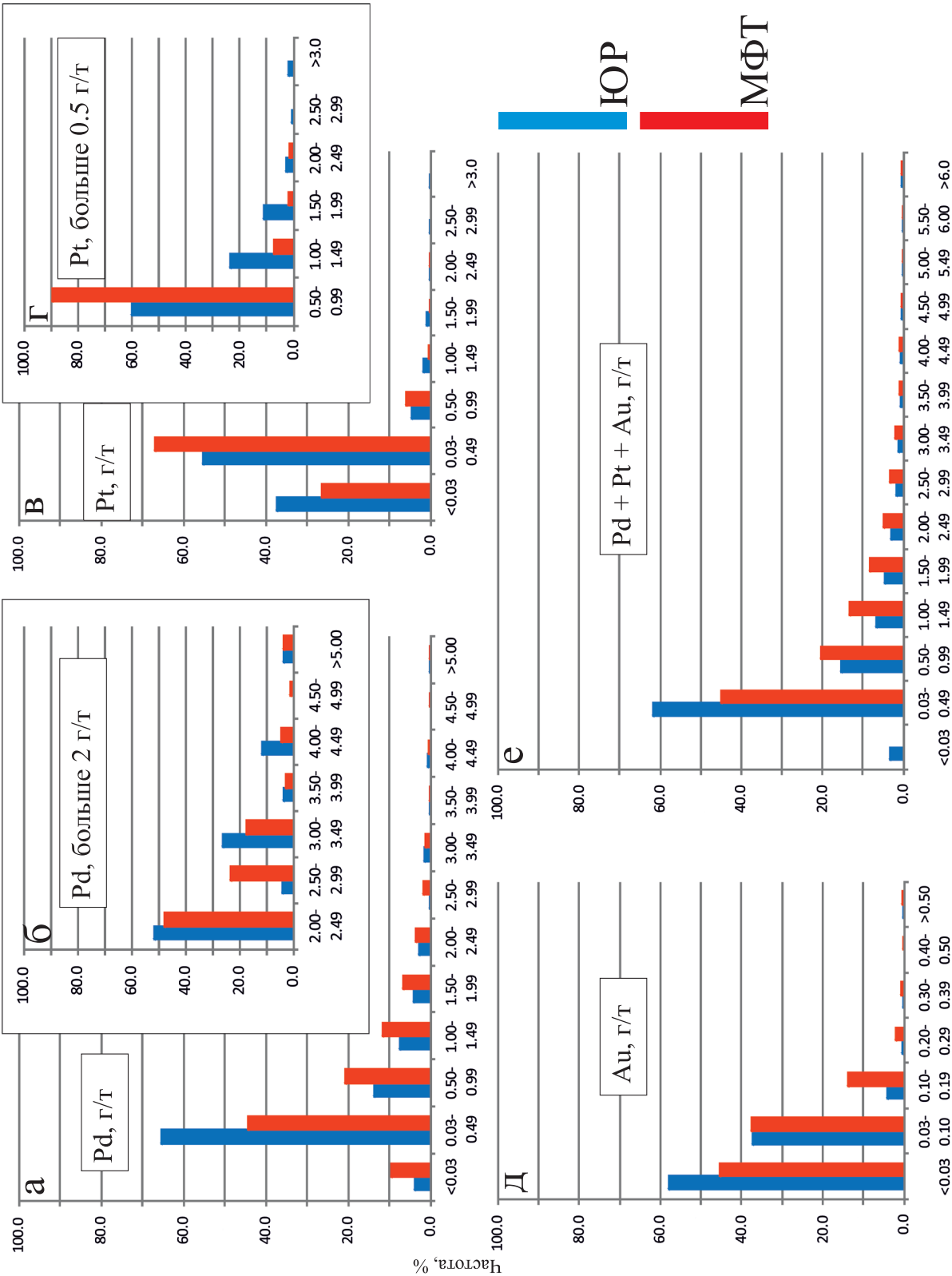


Рис. 7. Гистограммы распределения частот содержания благородных металлов (Pd, Pt, Au) в рудах Южносопчинского рудопроявления и месторождения Федорова Тундра.

Fig. 7. Histograms of the noble metals (Pd, Pt, Au) content distribution in ores at the Yuzhnosopchinsky ore occurrence and the Fedorova Tundra deposit.

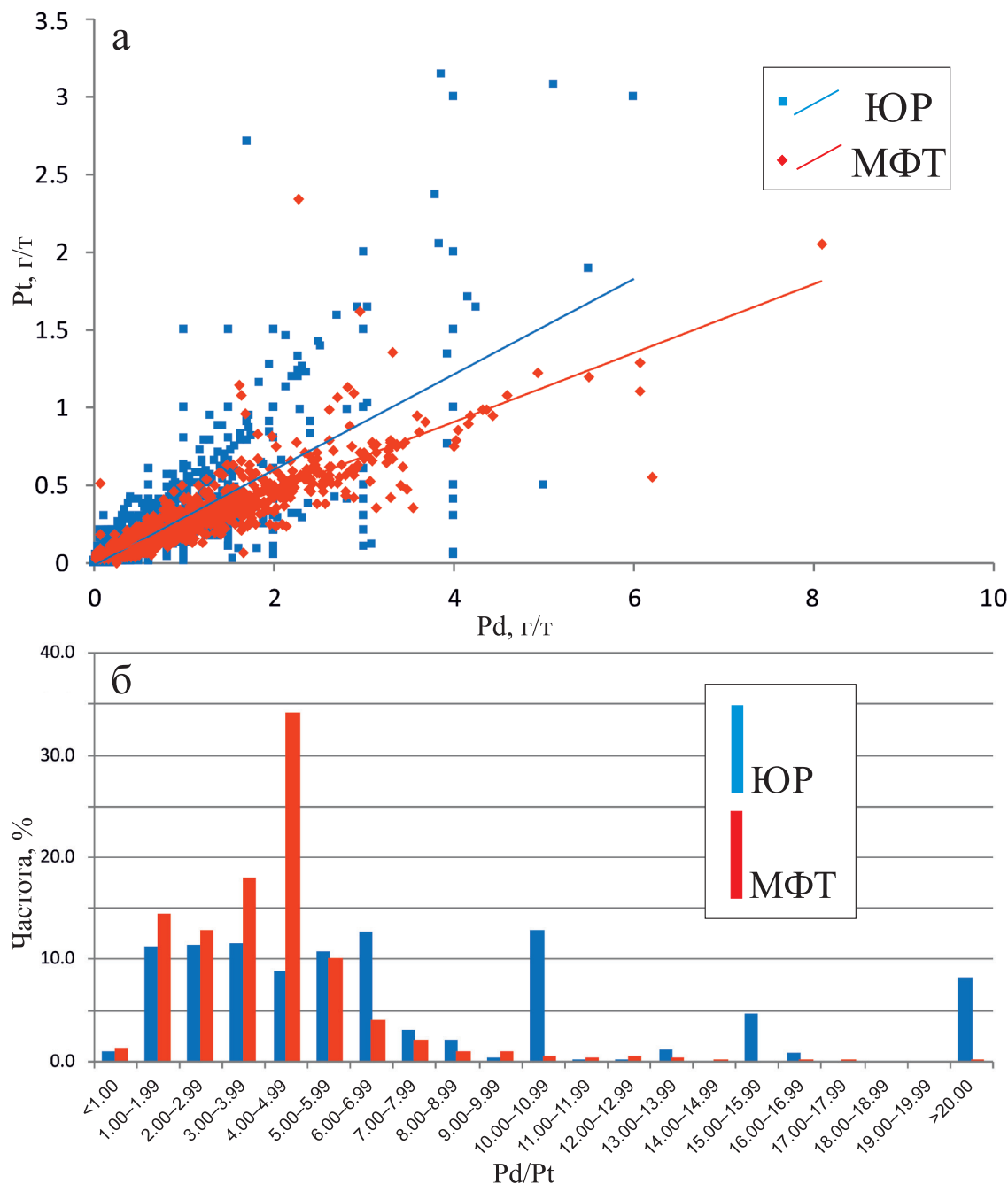


Рис. 8. Соотношение Pd и Pt в рудах Южносопчинского рудопроявления и месторождения Федорова Тундра.
а – вариационная диаграмма содержаний Pd–Pt и линейные тренды, б – гистограмма распределения частот отношения Pd/Pt.

Fig. 8. Pd/Pt ratio in ores of the Yuzhnosopchinsky ore occurrence and the Fedorova Tundra deposit.
a – variational diagram of the Pd vs Pt contents and linear trends, б – histogram of the Pd/Pt ratio distribution.

ные линзы рудоносных пород, как это происходило на месторождениях рифового типа. Как уже говорилось, именно с этой проблемой столкнулись геологи ОАО “Пана” на начальных стадиях разведочных работ на МФТ в 90-е гг. XX в. при попытках увязать отдельные рудные линзы и штоки в линей-

ные структуры, как это ранее удавалось при разведке Северного ЭПГ-рифа в Западно-Панском массиве. Но вскоре было установлено, что ЭПГ-оруденение связано с габбро-норитами, насыщенными ксенолитами пироксенитов более ранней интрузивной фазы массива. Помимо брекчирования

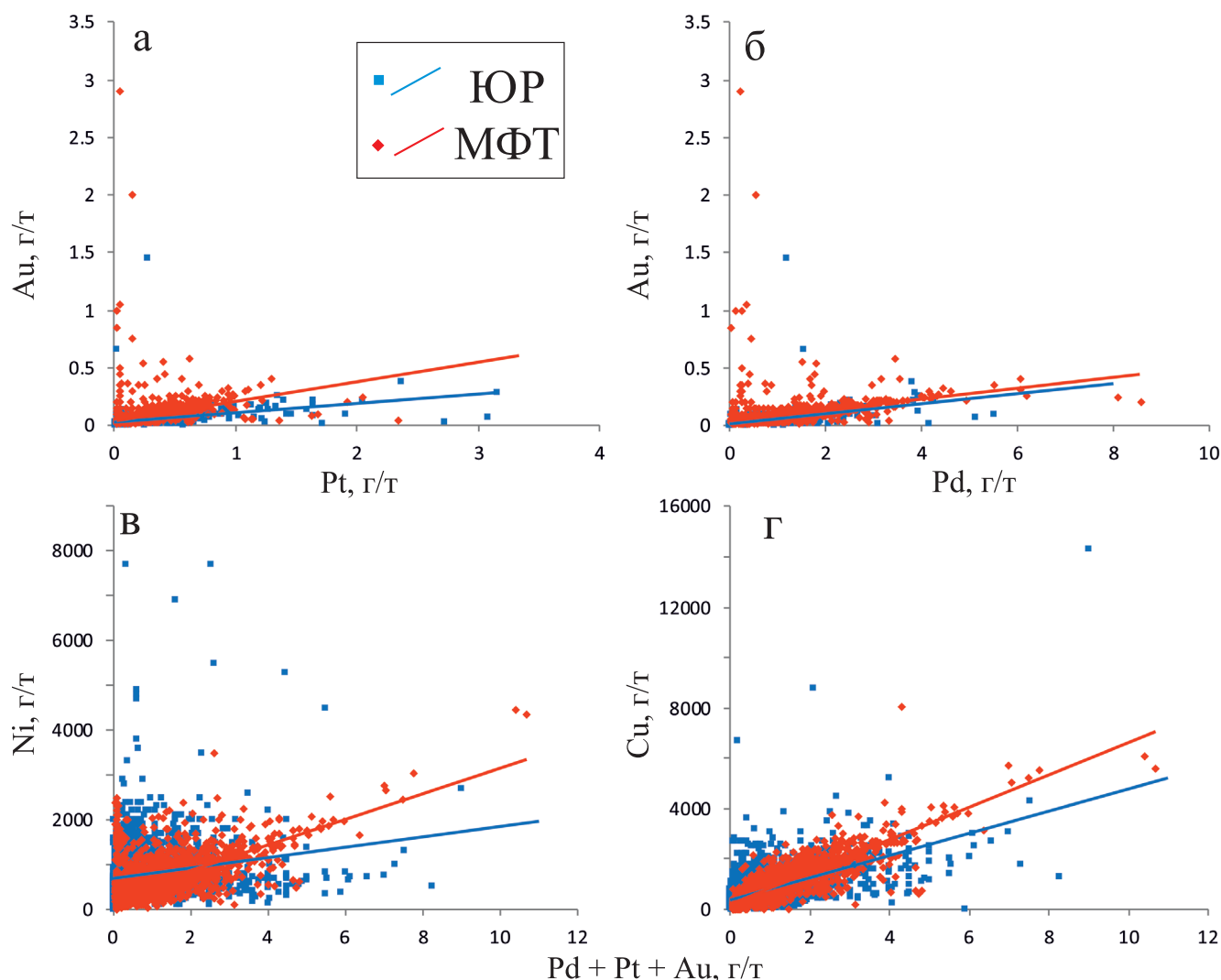


Рис. 9. Вариационные диаграммы содержаний и линейные тренды Au–Pt, Au–Pd, (Pd + Pt + Au)–Ni, (Pd + Pt + Au)–Cu в рудах Южносопчинского рудопоявления и месторождения Федорова Тундра.

Fig. 9. Grade variation diagrams and linear trends for Au vs Pt, Au vs Pd, (Pd + Pt + Au) vs Ni, (Pd + Pt + Au) vs Cu in ores of the Yuzhnosopchinsky ore occurrence and the Fedorova Tundra deposit.

пород, в рудной зоне отмечено большое количество жильных и пегматоидных тел основного состава (Старицына, 1958).

Примерно по такому же сценарию развивались представления о строении и происхождении ЭПГ-рудопоявлений Южносопчинское, Лойпишнюн и Пентландитовое ущелье в Мончегорском расслоенном комплексе (Гроховская, Лапутина, 1988; Гроховская и др., 2003, 2009, 2012; Чашин и др., 2018). В настоящее время установлено, что данные рудопоявления связаны с зоной контакта между нижней норит-пироксенитовой и верхней габбро-габбро-норитовой частями Мончетундровской интрузии, которые имеют разный абсолютный возраст (Чашин и др., 2016, 2018).

Кроме того, в непосредственной близости находится контакт между Мончетундровской интрузией и Мончегорским плутоном, который проходит по так называемому Мончетундровскому разлому. Тектонические пластины в зоне разлома сложены ритмично-расслоенными породами, которые рассматривались либо как самостоятельные трещинные интрузии (Смолькин и др., 2004), либо как приразломные фрагменты Мончетундровской интрузии (Гроховская и др., 2003).

Зону контакта между Мончетундровской интрузией и Мончегорским плутоном в целом можно рассматривать как зону магматической мегабрехции, в которой в качестве обломков находятся не только блоки нижних частей Мончетундровской

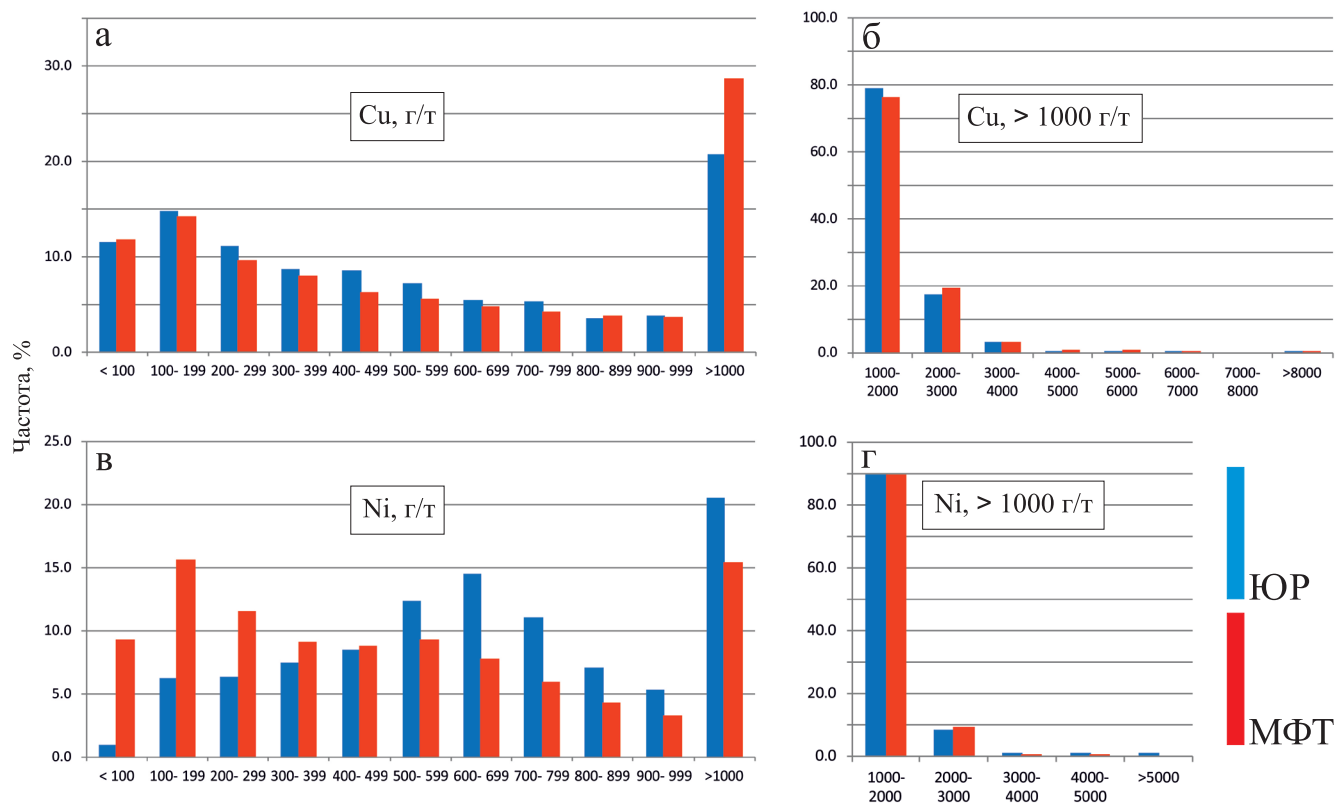


Рис. 10. Гистограммы распределения частот содержаний цветных металлов (Ni, Cu) в рудах Южносопчинского рудопоявления и месторождения Федорова Тундра.

Fig. 10. Histograms of non-ferrous metals (Ni, Cu) contents distribution in ores of the Yuzhnosopchinsky ore occurrence and the Fedorova Tundra deposit.

интрузии, но и фрагменты Мончегорского плутона, например блок Верхний Нюд (см. рис. 1). Как мелкие, так и гигантские обломки этой брекчии цементируются габброидами Мончетундровской интрузии (Рундквист и др., 2017). К этой зоне в ЮР приурочена оксидная и рудная сульфидная ЭПГ-минерализация (Prirachkin et al., 2016).

Таким образом, главные черты сходства рассматриваемых объектов – это наличие двух разновозрастных магматических фаз и, как следствие, развитие магматических брекчий и жильных тел. Следует подчеркнуть, что и в МФТ, и в ЮР к границе этих фаз приурочена сульфидная ЭПГ-минерализация. Однако одной из задач нашего исследования было выяснить, насколько близки условия формирования ЭПГ-оруденения исследуемых объектов.

Об условиях образования ЭПГ-минерализации МФТ и ЮР

В результате проведенных исследований установлено, что по содержанию петрогенных, редких и редкоземельных элементов породы ЮР и МФТ сходны. Но следует отметить, что при близости

состава пород ранних фаз ЮР и МФТ состав цемента в этих объектах различен: в ЮР обломки цементируются безрудными габброидами, тогда как в МФТ – такситовыми рудоносными габбро-норитами поздней магматической фазы.

Важным отличием пород ЮР от пород МФТ является более высокое содержание в первых Ti, Cr и V. Этими элементами наиболее насыщены габброиды поздней магматической фазы ЮР. В то же время они характеризуются низким содержанием Cu и Ni.

Сравнение сопоставимых по объему (более 2000 проб в каждой) выборок результатов опробования на Pt, Pd, Au, Ni и Cu также показало существенные различия в распределении рудных компонентов в исследуемых объектах. Содержание всех благородных металлов в рудах МФТ устойчиво выше, чем в рудах ЮР (см. рис. 7). Руда МФТ очень однородна, в среднем отношение Pd/Pt = 4.5. Распределение отношения Pd/Pt для выборки ЮР имеет сложный характер. Одного отчетливого максимума не наблюдается, характерны три максимума с высокими значениями Pd/Pt, а большинство значений образуют широкую область от 1 до 7 (см. рис. 8). Такие данные указывают на значительную

неоднородность руды ЮР в сравнении с аналогичной минерализацией МФТ.

Неоднородность руды ЮР по соотношению значений Pd/Pt и набору МПМ ранее отмечалась и в работе Т.Л. Гроховской с соавторами (2012). Эти авторы указывали, что в расслоенной серии преобладают сперрит, Pt-Pd-Ni-сульфиды и Pt-Pd-висмутотеллуриды, кристаллизующиеся из сульфидного расплава, а в породах краевой серии, подвергшихся воздействию гидротермальных или метаморфических флюидов, происходит замещение первичных МПМ поздними Ag-Pd-теллуридами, минеральными фазами (Pd_6AgTe_4), $[(\text{Pd},\text{Ag})_2\text{S}]$, самородным серебром и др. (Гроховская и др., 2012).

В жильных плагиоклаз-пироксеновых и плагиоклаз-амфиболовых телах ЮР выявлены следующие МПМ: наиболее часто встречающиеся – котульскит, меренскиит, сперрит, винцентит (Pd_3As); редкие – атенеит [$\text{Pd}_2(\text{As}_{0.75}\text{Hg}_{0.25})$], темагамит (Pd_3HgTe_3), паларстанид [$\text{Pd}_5(\text{Sn},\text{As})_2$], соболевскит, сопчеит ($\text{Ag}_4\text{Pd}_3\text{Te}_4$), холлингвортит $[(\text{Rh},\text{Pt},\text{Pd})\text{AsS}]$, падмаит (PdBiSe), палладоарсенид (Pd_2As), стиллуотерит, и сульфиды ряда брэггит-куперит-высоцкит (Мирошникова, Пахомовский, 2015; Мирошникова и др., 2019; Мирошникова, 2022). Для жильных тел ЮР в составе борнит-миллерит-халькопиритовой вкрапленности, в сростании с магнетитом и ильменитом, здесь также установлены лафламмеит ($\text{Pd}_3\text{Pb}_2\text{S}_2$) и Se-содержащий лафламмеит $[\text{Pd}_3\text{Pb}_2(\text{S},\text{Se})_2]$, фаза (Pd_6HgTe_4), а также торнрусит ($\text{Pd}_{11}\text{As}_2\text{Te}_2$) (Гроховская и др., 2012).

Сульфидная минерализация МФТ представлена в основном халькопирит-пирротин-пентландитовой ассоциацией, а МПМ – котульскитом, группой куперита-брэггита, высокоцкитом и меренскиитом (Митрофанов и др., 2023). Низкотемпературные ассоциации сульфидов не отмечаются, а вторичные МПМ развиты в небольших объемах.

Таким образом, несмотря на ряд сходных черт, характерных для объектов с контактовым типом ЭПГ-минерализации (приуроченность оруденения к краевым сериям массивов и границам магматических фаз, близость содержаний петрогенных компонентов, РЭ и РЗЭ в основных породных разновидностях), в структурном контроле оруденения и его минералого-геохимических характеристиках для ЮР и МФТ отмечаются важные различия. Так, габбро-нориты второй фазы ЮР, цементирующие обломки пород расслоенной серии, практически не содержат значимой ЭПГ-минерализации. ЭПГ-оруденение здесь отмечается только в пределах расслоенной серии, а в пределах краевой серии связано главным образом с жильными телами основного состава. Напротив, в МФТ ЭПГ-минерализация связана с рудными габбро-норитами более поздней фазы, которые являются цементом для пироксенитов первой фазы.

В геохимическом отношении породы ЮР и МФТ различаются по содержанию рудогенных компонентов. В частности, первые обогащены титаном и ванадием при более низких содержаниях меди и никеля. Эти данные показывают, что поздняя габброидная интрузивная фаза ЮР, обогащенная Ti и V, но обедненная Cu и Ni, не могла служить источником сульфидного рудного вещества для ЮР. Руды ЮР более неоднородны по составу (широкие вариации отношений Pd/Pt), а также характеризуются более низкими средними содержаниями ЭПГ.

Широкое развитие в породах ЮР постмагматических минералов и присутствие в жильных породах своеобразной ассоциации МПМ указывают на значительную роль метаморфических преобразований с участием флюидно-гидротермальной фазы при формировании оруденения ЮР. Учитывая, что габброиды поздней магматической фазы ЮР практически безрудны, а повышенные содержания ЭПГ зафиксированы в расслоенной серии, можно сделать вывод, что рудное вещество поступило в контактовую зону при внедрении поздней габброидной интрузивной фазы из пород расслоенной серии вследствие разогрева близлежащих к контакту пород и мобилизации рудных компонентов.

В отличие от такого сценария руда МФТ поступила в зону контакта вместе с поздней рудоносной габбро-норитовой магматической фазой. Эта порция расплава более обогащена Cu, Ni и ЭПГ, а роль поздних и постмагматических процессов в формировании оруденения была существенно ниже. В этом заключается главное различие рассматриваемых объектов. Выявленные черты сходства и различия ЮР и МФТ представлены в табл. 1.

О практической значимости исследований

Сделанный нами вывод о принципиально разных условиях формирования малосульфидной ЭПГ-минерализации в МФТ и ЮР важен не только с фундаментальной, но и прикладной точки зрения. Очевидно, что в обоих случаях, особенно при недостаточной обнаженности объектов, разведочные работы будут сталкиваться с большими трудностями, чем при изучении месторождений с рифовым типом минерализации. Тем не менее в случае с МФТ, когда мы имеем дело с отчетливо выраженной рудной фазой (с более однородной по составу и перспективной по содержаниям ЭПГ-минерализацией), задача упрощается обнаружением в разрезе рудоносных пород (в данном случае габбро-норитов второй фазы). В случае с ЮР, где вторая фаза была безрудной и лишь переотложила сульфидный (с ЭПГ) материал из расслоенной серии, ситуация более сложная. Во-первых, данные процессы существенно повлияли на качество руд (они менее однородны по составу, содержания ЭПГ

Таблица 1. Общая сравнительная характеристика Южносопчинского рудопоявления и месторождения Федорова Тундра**Table 1.** General comparison of the Yuzhnosopchinskoye ore occurrence and Fedorova Tundra deposit

Фазы (зоны), породы		Южносопчинское рудопоявление	Месторождение Федорова Тундра
		Магматический комплекс	
		Мончетундровская интрузия	Федорово-Панский комплекс
		Интрузивное тело	
		Южносопчинский массив	Массив Федорова Тундра
Ранняя магматическая фаза	Породы расслоенной серии	Ортопироксениты, оливиновые ортопироксениты, меланократовые нориты	Отопироксениты, меланократовые нориты габбро-нориты, мезократовые габбро, лейкократоровые габбро, троктолиты
	Возраст (U-Pb)	2504 ± 1 млн лет (Чашин и др., 2016)	(2526 ± 6)–(2507 ± 11) млн лет (Грошев и др., 2009)
Поздняя магматическая фаза	Породы	Габбро-нориты, габбро	Такситовые габбро-нориты
	Возраст (U-Pb)	2478 ± 20 млн лет (Чашин и др., 2016)	(2491 ± 8)–(2485 ± 9) млн лет (Грошев и др., 2009)
Контактная зона и зона брекчирования	Породы ксенолитов	Ортопироксениты, меланократовые нориты, метапироксениты, метанориты	Ортопироксениты, меланократовые нориты
	Породы цемента	Габбро-нориты, габбро, метагаббро	Такситовые габбро-нориты и метагаббро-нориты
	Жильные породы	Жилы плагиоклаз-пироксенового и плагиоклаз-амфиболового состава; жилы кварц-полевошпатового состава	Габбро-пегматиты, диориты
Главные сульфидные минералы		В породах расслоенной серии – пирротин, пентландит, халькопирит; в жильных породах – халькопирит, борнит, миллерит	Пирротин, халькопирит, пентландит
Главные минералы платиновых металлов		В породах расслоенной серии – меренскиит, сперрилит, сульфиды ряда брэггит-куперит-высоцкит. В жильных породах – котульскит, меренскиит, сперрилит, винцентит	Котульскит, сульфиды ряда брэггит-куперит-высоцкит, меренскиит, мончеит, соболевскит, стиллуотерит, сперрилит (Митрофанов и др., 2023)
Источник сульфидной и ЭПГ-минерализации		Породы расслоенной серии (ранней магматической фазы)	Такситовые габбро-нориты поздней магматической фазы

в среднем невысокие), во-вторых, необходим поиск в разрезе отчетливых маркеров рудных зон (например, рудноносных жил).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные платинометалльные объекты – Южносопчинское рудопоявление и месторождение Федорова Тундра – по своему геологическому положению связаны с зоной интрузивного контакта двух магматических фаз. В обоих случаях в рудных зонах развиты магматическая брекчия, пегматоидные и жильные тела. Однако если состав обломков в обоих случаях довольно близок (ортопи-

роксениты и меланократовые нориты ранних магматических фаз (расслоенной серии пород) массивов), то состав пород цемента принципиально различен. В составе брекчии ЮР обломки цементируются безрудными габброидами, а в зоне брекчии МФТ – такситовыми рудноносными габбро-норитами поздних магматических фаз массивов. В пределах ЮР ЭПГ-оруденение сосредоточено в приближенной к интрузивному контакту расслоенной серии пород и в многочисленных пегматоидных и жильных телах. Рудные тела МФТ находятся на границах более поздней магматической фазы, сложенной такситовыми габбро-норитами, которая брекчировала и сцементировала породы ниж-

ней части расслоенной серии. Несмотря на эти существенные различия, оба объекта могут быть отнесены к контактовому типу месторождений ЭПГ.

По совокупности геологических и минералогическо-геохимических данных, приведенных в настоящей статье, можно сделать вывод о том, что Южносопчинское рудопроявление и месторождение Федорова Тундра во многом сходны, но различаются условиями образования минерализации. Руда ЮР поступила в контактовую зону из пород расслоенной серии вследствие мобилизации вещества при внедрении поздней габброидной интрузивной фазы. Руда МФТ поступила в зону контакта вместе с поздней рудоносной габбро-норитовой магматической фазой.

Выявленные нами различия в условиях образования ЭПГ-минерализации ЮР и МФТ имеют и достаточно важные прикладные следствия. В случае с МФТ, где более поздняя интрузивная фаза четко определена как рудоносная, такой механизм может продуцировать месторождения с высокими содержаниями и (при достаточном объеме материала) запасами ЭПГ. В сравнении с ЮР минерализация с ЭПГ здесь более однородна по составу (меньший разброс содержаний ЭПГ, более стабильные отношения Pd/Pt), что является весьма положительным фактором для перспектив добычи этих металлов.

Напротив, что касается ЮР, где рудоносной была более ранняя фаза, внедрение второй фазы, кроме переотложения и концентрации ЭПГ, в ряде случаев может вызывать и разубоживание руд. В целом из нашего исследования видно, что средние содержания ЭПГ в ЮР ниже, чем в МФТ, а ЭПГ-минерализация – менее однородна по составу.

Таким образом, наиболее промышленно значимым нужно считать контактовое ЭПГ-оруденение, развитое в пределах МФТ, поскольку оно непосредственно связано с поступлением в камеру рудоносного расплава. Перспективы же объектов с контактовой ЭПГ-минерализацией по типу развитой в краевой зоне ЮР зависят от множества факторов (прежде всего, от объемов и качества рудной минерализации более ранних фаз) и требуют более критической оценки при постановке поисково-разведочных работ.

Благодарности

Авторы благодарят Н.Ю. Грошеву и П.В. Припачки-на за ценные советы и пояснения. Авторы также выражают глубокую признательность рецензентам, существенные замечания которых способствовали улучшению текста по содержанию и форме.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Войтехович В.С. и др. (2002) Информационный отчет о результатах поисковых работ на металлы платиновой группы в Мончегорском районе (Мончегорский

и Мончетундровский массивы) в 1999–2002 гг. Мончегорск, ОАО “ЦКЭ”. Кн. 1. 236 с.

Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шолохнев В.В., Лапина М.И., Муравицкая Г.Н., Войтехович В.С. (2003) Рудная платинометалльная минерализация в расслоенном Мончегорском магматическом комплексе (Кольский полуостров, Россия). *Геол. рудн. месторождений*, **45**(4), 329–352.

Гроховская Т.Л., Иванченко В.Н., Каримова О.В., Грибоедова И.Г., Самошникова Л.А. (2012) Геологическое строение, минералогия и генезис ЭПГ-минерализации массива Южная Сопча, Мончегорский комплекс, Россия. *Геол. рудн. месторождений*, **54**(5), 416–440.

Гроховская Т.Л., Лапина М.И., Мохов А.В. (2009) Ассоциации и генезис минералов платиновой группы в малосульфидных рудах месторождения Мончетундра (Кольский полуостров). *Геол. рудн. месторождений*, **51**(6), 520–539.

Гроховская Т.Л., Лапутина И.П. (1988) Платиновая минерализация некоторых расслоенных интрузивов Кольского полуострова. *Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Карело-Кольского региона*. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 69–73.

Грошев Н.Ю. (2010) Двухфазный платиноносный массив Федоровой тундры (Кольский полуостров): геология и типы малосульфидного ЭПГ-оруденения. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 160 с.

Грошев Н.Ю. (2011) Федоровотундровский массив Федорово-Панского платиноносного расслоенного комплекса (Кольский полуостров) – новые петрохимические и геохимические данные. *Вестн. Кольского НЦ РАН*, **1/2011**(5), 17–29.

Грошев Н.Ю., Ниткина Е.А., Митрофанов Ф.П. (2009) Двухфазный механизм образования платинометалльных базитов Федоровотундровского массива на Кольском полуострове: новые геологические и изотопно-геохронологические данные. *Докл. АН*, **427**(5), 669–673.

Грошев Н.Ю., Степенщиков Д.Г. (2019) Термальная история базального контакта в расслоенном интрузиве Федоровой тундры, Кольский регион, Россия. *Тр. Ферсмановской науч. сессии ГИ КНЦ РАН*, вып. 16, 107–111. <https://doi.org/10.31241/FNS.2019.16.022>

Дубровский М.И., Рундквист Т.В. (2008) Раннепротерозойский платиноносный массив Федоровых тундр (Кольский полуостров): геология и петрология. *Зап. Рос. минералог. об-ва*, **137**(4), 20–33.

Иванченко В.Н., Давыдов П.С. (2009) Основные черты геологического строения месторождений и проявлений МПГ южной части Мончегорского рудного района. Проект Интеррег-Тасис. *Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера*. Сб. мат-лов проекта, вып. II. Апатиты: КНЦ РАН, 70–78.

Иванченко В.Н., Давыдов П.С., Дедеев В.А., Кнауф В.В. (2008) Основные черты геологического строения месторождения Вурэчуайвенч. *Международное сотрудничество и обмен опытом в геологическом изучении и разведке платинометалльных месторождений северной части Фенноскандинавии. Промежуточные результаты международного проекта KOLARCTIC INTERREG III A North-TACIS N KA-0197*.

- Апатиты: КНЦ РАН, 82-87.
- Иванченко В.Н., Фролова А.А., Чашин В.В., Поляков А.Б., Печенкин М.М., Белевская Е.С., Погодин Д.А., Антонова Е.К. (2009) Информационный отчет о результатах оценочных работ на МПГ на южном фланге месторождения Вуручайвенч, оценочных работ на МПГ на рудопроявлении Южносопчинское и доразведка месторождения медно-никелевых руд Пласт "330" в Мончегорском рудном районе в 2007–2009 гг. (в 3 кн., 2 папках). Фондовый отчет ТФГИ, Апатиты, Россия.
- Казанов О.В., Калинин А.А. (2008) Строение и МПГ минерализация Восточно-Панского расслоенного массива. *Международное сотрудничество и обмен опытом в геологическом изучении и разведке платинометаллических месторождений северной части Фенноскандинавии. Промежуточные результаты международного проекта KOLARCTIC INTERREG III A North-TACIS N KA-0197*. Апатиты: КНЦ РАН, 56-67.
- Карпов С.М. (2004) Геологическое строение Панского интрузива и особенности локализации в нем комплексного платинометаллического оруденения. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 21 с.
- Корчагин А.У., Субботин В.В., Митрофанов Ф.П., Минеев С.Д. (2009) Платинометаллическое месторождение Киевей в Западно-Панском расслоенном массиве: геологическое строение и состав оруденения. *Проект Интеррег-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера*. Сб. мат.-лов проекта, вып. II. Апатиты: КНЦ РАН, 12-32.
- Латыпов Р.М., Чистякова С.Ю. (2000) Механизм дифференциации расслоенного интрузива Западно-Панских тундр. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 315 с.
- Мирошникова Я.А., Пахомовский Я.А. (2015) Жильные тела участка Морошковое озеро (Мончегорский район) и связанное с ними оруденение. *Вестн. Мурманск. гос. техн. ун-та*, **18**(2), 280-286.
- Мирошникова Я.А., Чернявский А.В., Базай А.В. (2019) Рудная минерализация участка Южносопчинский-1 (Мончегорский рудный район, Кольский полуостров). *Зап. Рос. минералог. об-ва*, **148**(1), 38-48. <https://doi.org/10.30695/zrmo/2019.1481.03>
- Мирошникова Я.А. (2022) Жильные образования в зоне сочленения Мончегорского плутона и Мончегорской интрузии (Кольский полуостров, Россия). *Вестн. Мурманск. гос. техн. ун-та*, **25**(1), 27-37. <https://doi.org/10.21443/1560-9278-2022-25-1-27-37>
- Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Вымазалова А., Габов Д.А., Грошев Н.Ю., Жиров Д.В., Казанов О.В., Калинин А.А., Карпов С.М., Корчагин А.У., Лауфек Ф., Плашил Я., Припачкин П.В., Рундквист Т.В., Савченко Е.Э., Серов П.А., Стэнли К.Дж., Субботин В.В., Чашин В.В. (2023) Кольская платинометаллическая провинция. Апатиты: Изд-во ФИЦ КНЦ РАН, 193 с.
- Митрофанов Ф.П., Яковлев Ю.Н., Дистлер В.В., Балабонин Н.Л., Веселовский Н.Н., Докучаева В.С., Гроховская Т.Л., Ключин С.Ф., Захаров А.А., Корчагин А.У. (1994) Кольский регион – новая платинометаллическая провинция. *Геология и генезис месторождений платиновых металлов*. М.: Наука, 65-79.
- Налдретт А.Дж. (2003) Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометаллических руд. СПб.: Изд-во СПбГУ, 487 с.
- Ноздря Е.В., Корчагин А.У., Решетник М.Г. и др. (2006) Отчет о результатах геологоразведочных работ, технико-экономическое обоснование параметров временных кондиций для подсчета запасов и подсчет запасов медно-никелевых руд с платиноидами месторождения Федорова Тундра (участок Большой Ихтегипахк) в Мурманской области (в 6 кн., 11 т., 3 папки графических приложений). Фондовый отчет ТФГИ, Апатиты, Россия.
- Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. (2002) Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 359 с.
- Припачкин П.В. (2019) Главные месторождения и проявления платинометаллических руд Кольского пояса расслоенных интрузий (Кольский полуостров, Россия). *Литосфера*, **19**(5), 731-751. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-5-731-751>
- Припачкин П.В. (2018) О роли дайковых и жильных тел в распределении Cu-Ni-PGE минерализации в Мончегорском расслоенном комплексе (Кольский полуостров, Россия). *Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология*, (2), 84-92. <https://doi.org/10.17308/geology.2018.2/1526>
- Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Гребнев Р.А. (2012) Особенности взаимоотношений интрузивных тел в зоне контакта ультрамафит-мафитовых комплексов Мончегорский и Главного хребта (участок "Южносопчинский", Кольский полуостров). *Литосфера*, (3), 65-79.
- Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Гребнев Р.А., Севостьянов А.Ю., Мирошникова Я.А. (2011) Геологическое строение и особенности локализации платинометаллического оруденения в восточной части Южносопчинского мафит-ультрамафитового массива (Кольский полуостров). *Руды и металлы*, **5**, 58-68.
- Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Грошев Н.Ю., Мирошникова Я.А. (2017) Магматическая мегабрекчия в раннепротерозойском мафит-ультрамафитовом Мончегорском комплексе (Кольский регион). *Геодинамика раннего докембрия: сходство и различия с фанерозоем*. Мат.-лы науч. конф. и путеводитель научных экскурсий. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 200-203.
- Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Мирошникова Я.А., Базай А.В. (2016) Новые данные о геологическом строении и благороднометаллической минерализации Южносопчинского массива (Раннепротерозойский Мончегорский комплекс, Кольский регион). *Вестн. Кольск. НЦ РАН*, **3**(26), 44-52.
- Смолькин В.Ф., Федотов Ж.А., Нерадовский Ю.Н., Баянова Т.Б., Борисова В.В., Глазнев В.Н., Дедюхин А.Н., Орсов Д.А., Оненстеттер М., Оненстеттер Д., Раевский А.Б., Толстихин И.Н., Чашин В.В., Мокрушин А.В., Новиков Д.Д., Икорский С.В., Каменский И.Л., Деленицын А.А. (2004) Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Ч. 1. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 177 с.
- Старицына Г.Н. (1958) К вопросу о генезисе габбро-пегматитов Федоровой тундры *Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР*, **2**, 23-39.
- Субботин В.В., Корчагин А.У., Савченко Е.Э. (2012) Платинометаллическая минерализация Федорова-Пан-

- ского рудного узла: типы оруденения, минеральный состав, особенности генезиса. *Вестн. Кольск. НЦ РАН*, **1**, 55-66.
- Уорд М., Калинин А., Маклухлин Д., Войтехович В. (2008) ООО “Кольская Горно-Геологическая Компания” – поиски МПП в восточной части Панских тундр. *Международное сотрудничество и обмен опытом в геологическом изучении и разведке платинометалльных месторождений северной части Фенноскандинавии. Промежуточные результаты международного проекта KOLARCTIC INTERREG III A North-TACIS N KA-0197*. Апатиты: КНЦ РАН, 52-55.
- Чашин В.В., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Серов П.А. (2016) Малосульфидные платинометалльные руды палеопротерозойского Мончегорского плутона и массивов его южного обрамления (Кольский полуостров, Россия): геологическая характеристика и изотопно-геохронологические свидетельства полихронности рудно-магматических систем. *Геол. рудн. месторождений*, **58**(1), 41-63. <https://doi.org/10.7868/S0016777016010020>
- Чашин В.В., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э., Киселева Д.В., Серов П.А. (2020) Петрогенезис и возраст пород нижней платиноносной зоны Мончетундровского базитового массива, Кольский полуостров. *Петрология*, **28**(2), 150-183. <https://doi.org/10.31857/S0869590320020028>
- Чашин В.В., Митрофанов Ф.П. (2014) Палеопротерозойская Имандра-Варзугская рифтогенная структура (Кольский полуостров): интрузивный магматизм и минерализация. *Геодинамика и тектонофизика*, **5**(1), 231-256. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-1-0126>
- Чашин В.В., Петров С.В., Дрогобужская С.В. (2018) Малосульфидное платино-палладиевое месторождение Лойпишнюн Мончетундровского базитового массива (Кольский полуостров, Россия). *Геол. рудн. месторождений*, **60**(5), 472-503. <https://doi.org/10.1134/S0016777018050027>
- Шарков Е.Н., Чистяков А.В. (2014) Геолого-петрологические аспекты ЭПГ-Cu-Ni оруденения в палеопротерозойском Мончегорском расслоенном мафит-ультрамафитовом комплексе (Кольский полуостров). *Геол. рудн. месторождений*, **56**(3), 171-194. <https://doi.org/10.7868/S0016777014030046>
- Alapieti T.T., Filén B.A., Lahtinen J.J., Lavrov M.M., Smolkin V.F., Voitsekhovskiy S.N. (1990) Early Proterozoic layered intrusions in the northeastern part of the Fennoscandian Shield. *Mineral. Petrol.*, **42**, 1-22.
- Alapieti T.T., Lahtinen J.J. (2002) Platinum-group element mineralization in layered intrusions of northern Finland and the Kola Peninsula, Russia. *The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements*. (Ed. L.J. Cabri). Canad. Inst. Min., Metall. Petrol. Special V. **54**, 507-546.
- Barnes S.-J., Gornow T.S. (2011) The Pd-deposits of the Lac-des-Iles Complex, north-western Ontario. *Rev. Econ. Geol.*, **17**, 351-370.
- Barrie C.T., MacTavish A.D., Walford P.C., Chataway R., Middaugh R. (2002) Contact-type and Magnetite Reef-type Pd-Cu Mineralization in Ferroan Olivine Gabbros of the Coldwell Complex, Ontario. *Canad. Inst. Min. Metall.*, **54**, 321-337.
- Boudreau A., Djon L., Tchelikian A., Corkery J.T. (2014) The Lac Des Iles Palladium Deposit, Ontario, Canada part I. The effect of variable alteration on the Offset Zone. *Mineral. Depos.*, **49**(5), 1-29.
- Cawthorn R.G. (2010) The platinum-group element deposits of the Bushveld Complex in South Africa. *Platin. Metals Rev.*, **54**, 205-215.
- Duran C.J., Barnes S.-J., John T., Corkery J.T. (2013) Petrogenesis of massive sulphides from the Lac-des-Iles palladium ore deposits, Western Ontario. *Mineral deposit research for a high-tech world. 12th SGA Biennial Meeting, Proceedings, Ore deposits associated with mafic and ultramafic rocks*, **3**, 978-981.
- Easton R.M., James R.S., Jobin-Bevans L.S. (2010) Geological guidebook to the Paleoproterozoic East Bull Lake intrusive suite plutons at East Bull Lake, Agnew Lake and River Valley: a field trip for the 11th International Platinum Symposium; Ontario Geological Survey, Open File Report 6253, 108 p.
- Groshev N.Yu., Rundkvist T.V., Karykowski B.T., Maier W.D., Korchagin A.U., Ivanov A.N., Junge M. (2019) Low-Sulfide Platinum-Palladium Deposits of the Paleoproterozoic Fedorova-Pana Layered Complex, Kola Region, Russia. *Minerals*, **9**(12):764, 1-23. <https://doi.org/10.3390/min9120764>
- Ilijina M.J. (2008) The Suhanko-PGE prospect and the Portimo layered intrusion. *Metallogeny and tectonic evolution of the Northern Fennoscandian Shield: Guidebook*. (Eds O.V. Juhani, M. Ilijina), 33-53.
- Ilijina M.J., Maier W.D., Karinen T. (2015) PGE-(Cu-Ni) Deposits of the Tornio-Narankavaara Belt of Intrusions (Portimo, Penikat, and Koillismaa). *Mineral deposits of Finland*. (Eds W. Maier, H. O'Brien, R. Lahtinen). Elsevier, Amsterdam, 133-164. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-410438-9.00005-4>
- Karykowski B.T., Maier W.D., Groshev N.Y., Barnes S.-J., Pri-pachkin P.V., McDonald I., Savard D. (2018) Critical Controls on the Formation of Contact-Style PGE-Ni-Cu Mineralization: Evidence from the Paleoproterozoic Monchegorsk Complex, Kola Region, Russia. *Econ. Geol.*, **113**(4), 911-935. <https://doi.org/10.5382/econgeo.2018.4576>
- Maier W.D., Barnes S.-J., Groves D.I. (2013) The Bushveld Complex, South Africa: formation of platinum-palladium, chrome- and vanadium-rich layers via hydrodynamic sorting of a mobilized cumulate slurry in a large, relatively slowly cooling, subsiding magma chamber. *Mineral. Depos.*, **48**, 1-56.
- Makkonen H.V., Halkoaho T., Konnunaho J., Rasilainen K., Kontinen A., Eilu P. (2017) Ni-(Cu-PGE) deposits in Finland – Geology and exploration potential. *Ore Geol. Rev.*, **90**, 667-696. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.06.008>
- McDonough W.F., Sun S.-S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253.
- Middlemost E.A.K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Sci. Rev.*, **37**, 215-224.
- Mitrofanov F.P., Pozhilenko V.I., Smolkin V.F., Arzamastsev A.A., Yevzerov V.Ya., Lyubtsov V.V., Shipilov E.V., Nikolaeva S.B., Fedotov Zh.A. (1995) Geology of Kola Peninsula (Baltic Shield). Апатиты: KSC RAS Publ., 145 p.
- Naldrett A.J., Brüggemann G.E., Wilson A.H. (1990) Models for the concentration for PGE in layered intrusions. *Canad. Miner.*, **28**, 398-408.
- Peck D.C., Keays R.R., James R.S., Chubb P.T., Reeves S.J. (2001) Controls on the formation of contact-type platinum-group element mineralization in the East Bull Lake

- intrusion. *Econ. Geol.*, **96**, 559-581.
- Pripachkin P., Rundkvist T., Groshev N. (2023) Paleoproterozoic East Pana Layered Intrusion (Kola Peninsula, Russia): Geological Structure, Petrography, Geochemistry and Cu-Ni-PGE Mineralization. *Minerals*, **13**, 681. <https://doi.org/10.3390/min13050681>
- Pripachkin P.V., Rundkvist T.V., Mirosnikova Ya.A., Chernyavsky A.V., Borisenko E.S. (2016) Geological structure and ore mineralization of the South Sopchinsky and Gabbro-10 massifs and the Moroshkovoe Lake target, Monchegorsk area, Kola Peninsula, Russia. *Mineral. Depos.*, **51**(8), 973-992. <https://doi.org/10.1007/s00126-015-0605-0>
- Schissel D., Tsvetkov A.A., Mitrofanov F.P., Korchagin A.U. (2002) Basal Platinum-Group Element Mineralization in the Fedorov Pansky Layered Mafic Intrusion, Kola Peninsula, Russia. *Econ. Geol.*, **97**, 1657-1677.
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmaism in the Ocean Basins*. (Eds A.D. Saunders, M.J. Narry). Geol. Soc. Spec. Publ., **42**, 313-345.
- Zientek M.L. (2012) Magmatic ore deposits in layered intrusions – Descriptive model for reef-type PGE and contact-type Cu-Ni-PGE deposits. U.S. Geological Survey Open-File Report 2012.1010. 48 p.
- Alapieti T.T., Filén B.A., Lahtinen J.J., Lavrov M.M., Smolkin V.F., Voitsekhovskiy S.N. (1990) Early Proterozoic layered intrusions in the northeastern part of the Fennoscandian Shield. *Mineral. Petrol.*, **42**, 1-22.
- Alapieti T.T., Lahtinen J.J. (2002) Platinum-group element mineralization in layered intrusions of northern Finland and the Kola Peninsula, Russia. *The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements*. (Ed. L.J. Cabri). Canad. Inst. Min., Metall. Petrol. Special V. **54**, 507-546.
- Barnes S.-J., Gornow T.S. (2011) The Pd-deposits of the Lac-des-Iles Complex, north-western Ontario. *Rev. Econ. Geol.*, **17**, 351-370.
- Barrie C.T., MacTavish A.D., Walford P.C., Chataway R., Middaugh R. (2002) Contact-type and Magnetite Reef-type Pd-Cu Mineralization in Ferroan Olivine Gabbros of the Coldwell Complex, Ontario. *Canad. Inst. Min. Metall.*, **54**, 321-337.
- Boudreau A., Djon L., Tchalikian A., Corkery J.T. (2014) The Lac Des Iles Palladium Deposit, Ontario, Canada part I. The effect of variable alteration on the Offset Zone. *Mineral. Depos.*, **49**(5), 1-29.
- Cawthorn R.G. (2010) The platinum-group element deposits of the Bushveld Complex in South Africa. *Platin. Metals Rev.*, **54**, 205-215.
- Chashchin V.V., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P., Serov P.A. (2016) Low-sulfide PGE ores in Paleoproterozoic Monchegorsk Pluton and massifs of its southern framing, Kola peninsula, Russia: geological characteristic and isotopic geochronological evidence of polychronous ore-magmatic systems. *Geol. Ore Depos.*, **58**(1), 37-57 (translated from *Geol. Rudn. Mestorozh.*, **58**(1), 41-63). <https://doi.org/10.1134/S1075701516010025>
- Chashchin V.V., Bayanova T.B., Savchenko Y.E., Kiseleva D.V., Serov P.A. (2020) Petrogenesis and age of rocks from the lower zone of the Monchetundra mafic platinum-bearing massif, Kola peninsula. *Petrology*, **28**(2), 151-182 (translated from *Petrologiya*, **28**(2), 150-183). <https://doi.org/10.1134/S0869591120020022>
- Chashchin V.V., Mitrofanov F.P. (2014) Paleoproterozoic Imandra-Varzuga rift structure (Kola Peninsula): intrusive magmatism and minerageny. *Geodynamics & Tectonophysics*, **5**(1), 231-256. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-1-0126>
- Chashchin V.V., Petrov S.V., Drogobuzhskaya S.V. (2018) Loypishnyun low-sulfide Pt-Pd deposit of the Monchetundra basic massif, Kola peninsula, Russia. *Geol. Ore Depos.*, **60**(5), 418-448 (translated from *Geol. Rudn. Mestorozh.*, **60**(5), 472-503). <https://doi.org/10.1134/S1075701518050021>
- Dubrovsky M.I., Rundqvist T.V. (2009) Petrology of the Early Proterozoic platinum-bearing massif of Fedorov Tundra, Kola peninsula. *Geol. Ore Depos.*, **51**(7), 577-587 (translated from *Zap. Ros. mineralog. obshchestva*, **137**(4), 20-33).
- Duran C.J., Barnes S.-J., John T., Corkery J.T. (2013) Petrogenesis of massive sulphides from the Lac-des-Iles palladium ore deposits, Western Ontario. *Mineral deposit research for a high-tech world*. 12th SGA Biennial Meeting, Proceedings, Ore deposits associated with mafic and ultramafic rocks, **3**, 978-981.
- Easton R.M., James R.S., Jobin-Bevans L.S. (2010) Geological guidebook to the Paleoproterozoic East Bull Lake intrusive suite plutons at East Bull Lake, Agnew Lake and River Valley: a field trip for the 11th International Platinum Symposium; Ontario Geological Survey, Open File Report 6253, 108 p.
- Grokhovskaya T.L., Bakaev G.F., Sholokhnev V.V., Lapina M.I., Muravitskaya G.N., Voitekhovich V.S. (2003) The PGE ore mineralization in the Monchegorsk magmatic layered complex (Kola peninsula, Russia). *Geol. Ore Depos.*, **45**(4), 287-308 (translated from *Geol. Rudn. Mestorozh.*, **45**(4), 329-352).
- Grokhovskaya T.L., Karimova O.V., Griboedova I.G., Samoshnikova L.A., Ivanchenko V.N. (2012) Geology, mineralogy, and genesis of PGE mineralization in the South Sopcha massif, Monchegorsk complex, Russia. *Geol. Ore Depos.*, **54**(5), 347-369 (translated from *Geol. Rudn. Mestorozh.*, **54**(5), 416-440).
- Grokhovskaya T.L., Lapina M.I., Mokhov A.V. (2009) Assemblages and genesis of platinum-group minerals in low-sulfide ores of the Monchetundra deposit, Kola peninsula, Russia. *Geol. Ore Depos.*, **51**(6), 467-485 (translated from *Geol. Rudn. Mestorozh.*, **51**(6), 520-539).
- Grokhovskaya T.L., Laputina I.P. (1988) Platinum mineralization of some layered intrusions of the Kola Peninsula. *Nickel content of basic-ultrabasic complexes of the Karelian-Kola region*. Apatity, Komi SC RAS Publ., 69-73. (In Russ.)
- Groshev N.Yu. (2011) The Fedorovo-Tundrovsky massif of the Fedorovo-Pansky platinum-bearing layered complex (Kola Peninsula) – new petrochemical and geochemical data. *Vestnik Kol'skogo NTs RAN*, **1/2011**(5), 17-29. (In Russ.)
- Groshev N.Yu. (2010) Two-phase platinum-bearing massif of the Fedorova tundra (Kola Peninsula): geology and types of low-sulfide PGE mineralization. Cand. geol. and min. sci. diss. Apatity, GI KSC RAS, 160 p. (In Russ.)
- Groshev N.Yu., Nitkina E.A., Mitrofanov F.P. (2009) Two-phase mechanism of the formation of platinum-metal basites of the Fedorova Tundra intrusion on the Kola Pen-

- insula: new data on geology and isotope geochronology. *Dokl. Earth Sci.*, **427**(2), 1012-1016 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **427**(5), 669-673).
- Groshev N.Yu., Rundkvist T.V., Karykowski B.T., Maier W.D., Korchagin A.U., Ivanov A.N., Junge M. (2019) Low-Sulfide Platinum-Palladium Deposits of the Paleoproterozoic Fedorova-Pana Layered Complex, Kola Region, Russia. *Minerals*, **9**(12):764, 1-23. <https://doi.org/10.3390/min9120764>
- Groshev N.Yu., Stepenshchikov D.G. (2019) Thermal history of basal contact in the layered intrusion of the Fedorova Tundra, Kola region, Russia. *Trudy Fersmanovskoi Nauchnoi Sessii GI KNTs RAN*, vyp. 16, 107-111. (In Russ.) <https://doi.org/10.31241/FNS.2019.16.022>
- Iljina M.J. (2008) The Suhanko-PGE prospect and the Portimo layered intrusion. *Metallogeny and tectonic evolution of the Northern Fennoscandian Shield: Guidebook*. (Eds O.V. Juhani, M. Iljina), 33-53.
- Iljina M.J., Maier W.D., Karinen T. (2015) PGE-(Cu-Ni) Deposits of the Tornio-Narankavaara Belt of Intrusions (Portimo, Penikat, and Koillismaa). *Mineral deposits of Finland*. (Eds W. Maier, H. O'Brien, R. Lahtinen). Elsevier, Amsterdam, 133-164. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-410438-9.00005-4>
- Ivanchenko V.N., Davydov P.S. (2009) Main features of the geological structure of the PGM deposits and prospects in the southern part of the Monchegorsk ore region. *Interreg-Tacis project: The strategic mineral resources of Lapland – base for the sustainable development of the North. Project materials*. V. II. Apatity, KarSC RAS, 70-78. (In Russ.)
- Ivanchenko V.N., Davydov P.S., Dedeev V.A., Knauf V.V. (2008) Main features of geological structure of the Vurechuaivench deposit. *The neighborhood cooperation and experience exchange in geological prospecting and exploration of PGE deposits in the Northern Fennoscandia. Interim results of the international project KOLARCTIC INTERREG III A North-TACIS N KA-0197*. Apatity, KarSC RAS, 82-87. (In Russ.)
- Ivanchenko V.N., Frolova A.A., Chashchin V.V., Polyakov A.B., Pechenkin M.M., Belevskaya E.S., Pogodin D.A., Antonova E.K. (2009) Information report on the results of appraisal work at the PGM on the southern flank of the Vuruchuaivench deposit, appraisal work at the PGM at the Yuzhnosopchinskoye ore occurrence and additional exploration of the copper-nickel ore deposit Plast "330" in the Monchegorsk ore district in 2007–2009 (in 3 books, 2 folders). Unpublished Report in TF-GI: Apatity, Russia. (In Russ.)
- Karpov S.M. (2004) Geological structure of the Pana intrusion and features of localization of PGE mineralization. Cand. geol. and min. sci. diss. St.Petersburg, 21 p. (In Russ.)
- Karykowski B.T., Maier W.D., Groshev N.Y., Barnes S.J., Pripachkin P.V., McDonald I., Savard D. (2018) Critical Controls on the Formation of Contact-Style PGE-Ni-Cu Mineralization: Evidence from the Paleoproterozoic Monchegorsk Complex, Kola Region, Russia. *Econ. Geol.*, **113**(4), 911-935. <https://doi.org/10.5382/econgeo.2018.4576>
- Kazanov O.V., Kalinin A.A. (2008) Structure and PGM mineralization of the East-Pan layered massif. *The neighborhood cooperation and experience exchange in geological prospecting and exploration of PGE deposits in the Northern Fennoscandia. Interim results of the international project KOLARCTIC INTERREG III A North-TACIS N KA-0197*. Apatity, KarSC RAS, 56-67. (In Russ.)
- Korchagin A.U., Subbotin V.V., Mitrofanov F.P., Mineev S.D. (2009) "Kievev" PGE deposit in the West-Pana layered massif: geological structure and composition of mineralization. *Interreg-Tacis project: The strategic mineral resources of Lapland – base for the sustainable development of the North. Project materials*. V. 2. Apatity, KarSC RAS, 12-32. (In Russ.)
- Latypov R.M., Chistyakova S.Yu. (2000) Differentiation mechanism of the layered intrusive of the West Pana Tundra. Apatity, KNTs RAN Publ., 315 p. (In Russ.)
- Maier W.D., Barnes S.-J., Groves D.I. (2013) The Bushveld Complex, South Africa: formation of platinum-palladium, chrome- and vanadiumrich layers via hydrodynamic sorting of a mobilized cumulate slurry in a large, relatively slowly cooling, subsiding magma chamber. *Mineral. Depos.*, **48**, 1-56.
- Makkonen H.V., Halkoaho T., Konnunaho J., Rasilainen K., Kontinen A., Eilu P. (2017) Ni-(Cu-PGE) deposits in Finland – Geology and exploration potential. *Ore Geol. Rev.*, **90**, 667-696. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.06.008>
- McDonough W.F., Sun S.-S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253.
- Middlemost E.A.K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Sci. Rev.*, **37**, 215-224.
- Miroshnikova Ya.A. (2022) Vein formations in the junction zone of the Monchegorsk pluton and the Monchetundra intrusion (Kola Peninsula, Russia). *Vestnik Murmanskogo Gosudarstvennogo Tekhnicheskogo Universiteta*, **25**(1), 27-37. <https://doi.org/10.21443/1560-9278-2022-25-1-27-37> (In Russ.)
- Miroshnikova Ya.A., Chernyavskii A.V., Bazai A.V. (2019) Ore mineralization of the Yuzhnosopchinsky-1 locality (Monchegorsk ore district, Kola Peninsula). *Zapiski Rossiiskogo Mineralogicheskogo Obshchestva*, **148**(1), 38-48. (In Russ.) <https://doi.org/10.30695/zrmo/2019.1481.03>
- Miroshnikova Ya.A., Pakhomovskii Ya.A. (2015) Vein bodies of the Moroshkovoe Lake site (Monchegorsk district) and associated mineralization. *Vestnik Murmanskogo Gosudarstvennogo Tekhnicheskogo Universiteta*, **18**(2), 280-286. (In Russ.)
- Mitrofanov F.P., Bayanova T.B., Vymazalova A., Gabov D.A., Groshev N.Yu., Zhirov D.V., Kazanov O.V., Kalinin A.A., Karpov S.M., Korchagin A.U., Laufek F., Plashil Ya., Pripachkin P.V., Rundkvist T.V., Savchenko E.E., Serov P.A., Stenli K.J., Subbotin V.V., Chashchin V.V. (2023) Kola platinum-metal province. Apatity, FRC KSC RAS Publ., 193 p. (In Russ.)
- Mitrofanov F.P., Pozhilenko V.I., Smolkin V.F., Arzamastsev A.A., Yevzerov V.Ya., Lyubtsov V.V., Shipilov E.V., Nikolaeva S.B., Fedotov Zh.A. (1995) Geology of Kola Peninsula (Baltic Shield). Apatity, KSC RAS Publ., 145 p.
- Mitrofanov F.P., Yakovlev Yu.N., Distler V.V., Balabonin N.L., Veselovskii N.N., Dokuchaeva V.S., Grokhovskaya T.L., Klyunin S.F., Zakharov A.A., Korchagin A.U. (1994) The Kola region – a new platinum province. *Geology and genesis of platinum metal deposits*. Moscow, Nauka Publ., 65-79. (In Russ.)
- Naldrett A.J. (2003) Igneous sulfide deposits of copper-nickel and platinum-metal ores. St.Petersburg, SPbGU Publ.,

- 487 p. (In Russ.)
- Naldrett A.J., Brügmann G.E., Wilson A.H. (1990) Models for the concentration for PGE in layered intrusions. *Canad. Miner.*, **28**, 398-408.
- Nozdrya E.V., Korchagin A.U., Reshetnik M.G. et al. (2006) Report on the results of exploration work, a feasibility study of the parameters of temporary conditions for calculating reserves and calculating the reserves of copper-nickel ores with platinoids of the Fedorova Tundra deposit (Bolshoy Ikhtegipakhk site) in the Murmansk region (in six books, eleven volumes, three folders of graphic applications). Unpublished Report in TFGI, Apatity, Russia. (In Russ.)
- Peck D.C., Keays R.R., James R.S., Chubb P.T., Reeves S.J. (2001) Controls on the formation of contact-type platinum-group element mineralization in the East Bull Lake intrusion. *Econ. Geol.*, **96**, 559-581.
- Pripachkin P.V. (2019) Main deposits and manifestations of platinum-metal ores of the Kola belt of layered intrusions (Kola Peninsula, Russia). *Lithosphere (Russia)*, **19**(5), 731-751. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-5-731-751>
- Pripachkin P.V. (2018) On the role of dike and vein bodies in the distribution of Cu-Ni-PGE mineralization in the Monchegorsk layered complex (Kola Peninsula, Russia). *Vestnik Voronezhskogo Gosudarstvennogo Universiteta. Seriya: Geologiya*, **2**, 84-92. (In Russ.) <https://doi.org/10.17308/geology.2018.2/1526>
- Pripachkin P., Rundkvist T., Groshev N. (2023) Paleoproterozoic East Pana Layered Intrusion (Kola Peninsula, Russia): Geological Structure, Petrography, Geochemistry and Cu-Ni-PGE Mineralization. *Minerals*, **13**, 681. <https://doi.org/10.3390/min13050681>
- Pripachkin P.V., Rundkvist T.V., Miroshnikova Ya.A., Chernyavsky A.V., Borisenko E.S. (2016) Geological structure and ore mineralization of the South Sopchinsky and Gabbro-10 massifs and the Moroshkovoe Lake target, Monchegorsk area, Kola Peninsula, Russia. *Mineral. Depos.*, **51**(8), 973-992. <https://doi.org/10.1007/s00126-015-0605-0>
- Rundkvist T.V., Pripachkin P.V., Grebnev R.A. (2012) Peculiarities of relationships between intrusive bodies in the zone of contact between the ultramafic-mafic complexes of the Monchegorsk and Glavny ridges (Southnosopchinsky section, Kola Peninsula). *Lithosphere (Russia)*, **(3)**, 65-79. (In Russ.)
- Rundkvist T.V., Pripachkin P.V., Grebnev R.A., Sevost'yanov A.Yu., Miroshnikova Ya.A. (2011) Geological structure and localization features of platinum-metal mineralization in the eastern part of the Yuzhnosopchinsky mafic-ultramafic massif (Kola Peninsula). *Rudy i Metally*, **5**, 58-68. (In Russ.)
- Rundkvist T.V., Pripachkin P.V., Groshev N.Yu., Miroshnikova Ya.A. (2017) Magmatic megabreccia in the Early Proterozoic mafic-ultramafic Monchegorsk complex (Kola region). *Geodynamics of the early Precambrian: similarities and differences with the Phanerozoic. Materials of scientific conference and guide of scientific excursions*. Petrozavodsk, KarRC RAS Publ., 200-203. (In Russ. and Engl.)
- Rundkvist T.V., Pripachkin P.V., Miroshnikova Ya.A., Bazai A.V. (2016) New data on the geological structure and noble metal mineralization of the Yuzhnosopchinsky massif (Early Proterozoic Monchegorsk complex, Kola region). *Vestnik Kol'skogo NTs RAN*, **3**(26), 44-52. (In Russ.)
- Schissel D., Tsvetkov A.A., Mitrofanov F.P., Korchagin A.U. (2002) Basal Platinum-Group Element Mineralization in the Fedorov Pansky Layered Mafic Intrusion, Kola Peninsula, Russia. *Econ. Geol.*, **97**, 1657-1677.
- Sharkov E.N., Chistyakov A.V. (2014) Geological and petrological aspects of PGE-Cu-Ni mineralization in the Paleoproterozoic Monchegorsk layered mafic-ultramafic complex (Kola Peninsula). *Geol. Ore Depos.*, **56**(3), 147-168 (translated from *Geol. Rudn. Mestorozh.*, **56**(3), 171-194). <https://doi.org/10.1134/S1075701514030040>
- Smol'kin V.F., Fedotov Zh.A., Neradovskii Yu.N., Bayanova T.B., Borisova V.V., Glaznev V.N., Dedyukhin A.N., Orsoev D.A., Onenstetter M., Onenstetter D., Raevskii A.B., Tolstikhin I.N., Chashchin V.V., Mokrushin A.V., Novikov D.D., Ikorskii S.V., Kamenskii I.L., Delenitsyn A.A. (2004) Layered intrusions of the Monchegorsk ore region: petrology, mineralization, isotopy, deep structure. Pt 1. Apatity, KSC RAS Publ., 177 p. (In Russ.)
- Staritsyna G.N. (1958) On the issue of the genesis of gabbropegmatites of the Fedorova tundra. *Izvestiya Karel'skogo i Kol'skogo filialov AN SSSR*, **2**, 23-39. (In Russ.)
- Subbotin V.V., Korchagin A.U., Savchenko E.E. (2012) Platinum-metal mineralization of the Fedorovo-Pansky ore cluster: types of mineralization, mineral composition, features of genesis. *Vestnik Kol'skogo NTs RAN*, **1**, 55-66. (In Russ.)
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Ocean Basins*. (Eds A.D. Saunders, M.J. Narry). Geol. Soc. Spec. Publ., **42**, 313-345.
- Zientek M.L. (2012) Magmatic ore deposits in layered intrusions – Descriptive model for reef-type PGE and contact-type Cu-Ni-PGE deposits. U.S. Geological Survey Open-File Report 2012.1010. 48 p.
- Uord M., Kalinin A., Maklukhin D., Voitekhovich V. (2008) Kola Mining Geological Company – Prospecting for PGE in the East Pana layered massif. *The neighborhood cooperation and experience exchange in geological prospecting and exploration of PGE deposits in the Northern Fennoscandia. Interim results of the international project KOLARCTIC INTERREG III A North-TACIS N KA-0197*. Apatity, KNTs RAN, 52-55. (In Russ.)
- Voitekhovich V.S. et al. (2002) Information report on the results of prospecting for platinum group metals in the Monchegorsk district (Monchegorsk and Monchetundrovsky massifs) in 1999–2002. Monchegorsk. JSC “CKE”. B. 1, 236 p. (In Russ.)

УДК 551.583.7

DOI: 10.24930/1681-9004-2024-24-1-173-194

Литологические особенности донных отложений озера Банное (Южный Урал) как индикатор изменений природной среды и климата голоцена

А. Р. Юсупова¹, Н. Г. Нурғалиева¹, Д. М. Кузина¹, А. М. Рогов^{1,2}, Г. Р. Нигаматзянова¹

¹Казанский федеральный университет, Институт геологии и нефтегазовых технологий, 420008, г. Казань, ул. Кремлевская, 4/5, e-mail: yusupovaanast095@gmail.com

²Казанский федеральный университет, Междисциплинарный центр Аналитическая микроскопия, 420021, г. Казань, ул. Парижской Коммуны, 9

Поступила в редакцию 29.09.2022 г., принята к печати 22.08.2023 г.

Объект исследования. Донные отложения оз. Банное, расположенного на территории Южного Урала. **Цель.** Установление литологических особенностей донных отложений оз. Банное как индикатора условий осадконакопления в голоцене. **Материалы и методы.** Опробование керн донных осадочных отложений проводилось методом радиоуглеродного датирования, гранулометрического анализа, рентгеновского дифракционного анализа, электронной микроскопии, рентгенофлуоресцентного и изотопного анализа, коэрцитивной спектрометрии. Также проведен спорово-пыльцевой анализ. **Результаты.** Согласно радиоуглеродному датированию, начало седиментации в оз. Банное началась не позднее ≈ 13 тыс. лет назад. Комплексирование данных различных лабораторных исследований позволило выделить четыре литологические зоны и соответствующие им этапы истории осадконакопления. Наиболее информативными литологическими показателями индикации условий осадконакопления в оз. Банное являются размер зерен, аллотигенная компонента, карбонатные минералы, характеристики органического вещества и изотопный состав углерода и кислорода. Вариации размера зерен, соотношения аллотигенной и карбонатной составляющих отражают изменения аккомодации водоема и поставки кластического материала, связанные с изменением влажности климата. Характеристики органического вещества (ТОС, $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$, отношение C/N) информативны для индикации чувствительных к климату изменений биопродуктивности бассейна осадконакопления и оценки изменения в осадочной системе соотношения экзогенной и эндогенной органики. Изотопный состав углерода и кислорода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$) в карбонатной составляющей донных отложений, благодаря чувствительности к изменению биомассы, колебаниям температуры и притоку свежих вод в озеро, выступает информативным индикатором литологической зональности и климатических событий голоцена. Впервые для этого региона выявлено значение парамагнитной компоненты $k_{\text{раг}}$ как показателя интенсивности поступления аллотигенного материала в озерный бассейн осадконакопления. **Выводы.** Изменчивость гранулометрического, минерального и химического состава, а также магнитных свойств донных отложений оз. Банное отражает историю условий озерного осадконакопления на Южном Урале, связанную с климатической стадийностью голоцена.

Ключевые слова: озерные отложения, гранулометрический состав, минеральный состав, геохимия, магнитные свойства, голоцен, палеоклимат

Источник финансирования

Работа выполнена за счет средств субсидии, выделенной Казанскому федеральному университету для выполнения государственного задания проект № FZSM-2023-0023 в сфере научной деятельности, гранулометрический анализ осуществлен при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-35-90058

Lithological features of Lake Bannoe sediments (Southern Urals) as an indicator of environmental and climate changes in the Holocene

Anastasiia R. Yusupova¹, Nuriia G. Nurgalieva¹, Dilyara M. Kuzina¹, Alexey M. Rogov^{1,2}, Gulnara R. Nigamatzyanova¹

Для цитирования: Юсупова А.Р., Нурғалиева Н.Г., Кузина Д.М., Рогов А.М., Нигаматзянова Г.Р. (2024) Литологические особенности донных отложений озера Банное (Южный Урал) как индикатор изменений природной среды и климата голоцена. *Литосфера*, 24(1), 173–194. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-173-194>

For citation: Yusupova A.R., Nurgalieva N.G., Kuzina D.M., Rogov A.M., Nigamatzyanova G.R. (2024) Lithological features of Lake Bannoe sediments (Southern Urals) as an indicator of environmental and climate changes in the Holocene. *Lithosphere (Russia)*, 24(1), 173–194. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-173-194>

© А.Р. Юсупова, Н.Г. Нурғалиева, Д.М. Кузина, А.М. Рогов, Г.Р. Нигаматзянова, 2024

¹Kazan Federal University, Institute of Geology and Petroleum Technologies, 4/5 Kremlevskaya st., Kazan 420008, Russia, e-mail: yusupovaanast095@gmail.com

²Kazan Federal University, Interdisciplinary Center of Analytical Microscopy, 9 Parizhskaya Kommuna st., Kazan 420021, Russia

Received 29.09.2022, accepted 22.08.2023

Research subject. Bottom sediments of Lake Bannoe (Southern Urals). **Aim.** Identification of lithologic features of Lake Bannoe sediments, which could reflect sedimentation conditions in the Holocene. **Materials and methods.** The detailed complex analysis included radiocarbon dating, grain-size analysis, X-ray diffraction analysis, electron microscopy, X-ray fluorescence and isotope analysis, coercive spectrometry and pollen analysis. **Results.** Radiocarbon dating showed that sedimentation in Lake Bannoe began no later than ~13 thousand years ago. Combination of data from various laboratory studies unraveled four lithological zones and the corresponding stages in the sedimentation history. The grain size, allothigenic particles, carbonate minerals, organic matter and isotopic composition of carbon and oxygen are the most informative indicators. Grain size variations and the ratio between allothigenic and carbonate components reflect changes in the Lake's depth and clastic material supply, which, in turn, is associated with humidity. Organic matter parameters (TOC, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, C/N ratio) can be considered as indicators of climate-sensitive changes in bioproductivity of the sedimentation basin. They also reflect the ratio of exogenous and endogenous organic matter in the sedimentary environment. The isotopic composition of carbon and oxygen ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) in sedimentary carbonates is an informative indicator of lithological zones and climatic events of the Holocene due to its sensitivity to changes in biomass, temperature fluctuations, and fresh water inflow. The paramagnetic component k_{para} was used as an indicator of the allothigenic material input into the lake basin for the first time in this region. **Conclusions.** The granulometric, mineral, and chemical composition, as well as the magnetic properties of Lake Bannoe sediments reflect the history of Lake sedimentation in the Southern Urals, which agrees mainly with the climate stages of the Holocene.

Keywords: lacustrine sediments, grain size, mineral composition, geochemistry, magnetic properties, Holocene, paleoclimate

Funding information

This work was funded by the subsidy allocated to Kazan Federal University for the state assignment project No. FZSM-2023-0023 in the sphere of scientific activities. Grain size analysis was funded, by the Russian Foundation for Basic Research, project No. 20-35-90058

ВВЕДЕНИЕ

К настоящему времени известны исследования керновых колонок донных отложений малых озер (рис. 1) на территории Южного и Среднего Урала, например работы (Масленникова и др., 2014; Maslennikova et al., 2016), в которых широко используются геохимические методы (распределение главных и редких элементов, стабильных изотопов углерода и кислорода), минералогический, диатомовый и палинологический анализ.

Полнота и детальность реконструкций условий формирования отложений определяются числом объектов и получением большего числа записей разных литологических данных. Это актуально для территории Южного Урала, где изучены единичные озера (см. рис. 1).

Одним из представительных озер Южного Урала, в которых установлено наличие достаточ-

но мощных донных осадков (до 8 м) (Krylov et al., 2020), является оз. Банное (53°35'48.13" с. ш.; 58°37'47.28" в. д.) (см. рис. 1), расположенное в срединной части Башкирского Зауралья.

Озеро было в основном объектом гидрологических, гидрохимических и гидробиологических исследований (Биккинин, 1999; Абдрахманов, Попов, 2010; Махмутова, Альдермузина, 2016). Подробное изучение гранулометрии осадков, минерального и химического состава, а также магнитных свойств керновых колонок длиной более 5 м осадков оз. Банное еще не проводилось.

Известно, что литологические особенности (гранулометрический, минеральный и химический состав) осадочных образований отражают изменения условий осадконакопления, а для озерных осадков – прежде всего изменения климата, батиметрии, поставки аллотигенного материала, активности биоты (Обстановки..., 1990; Wetzel, 2001a, b),

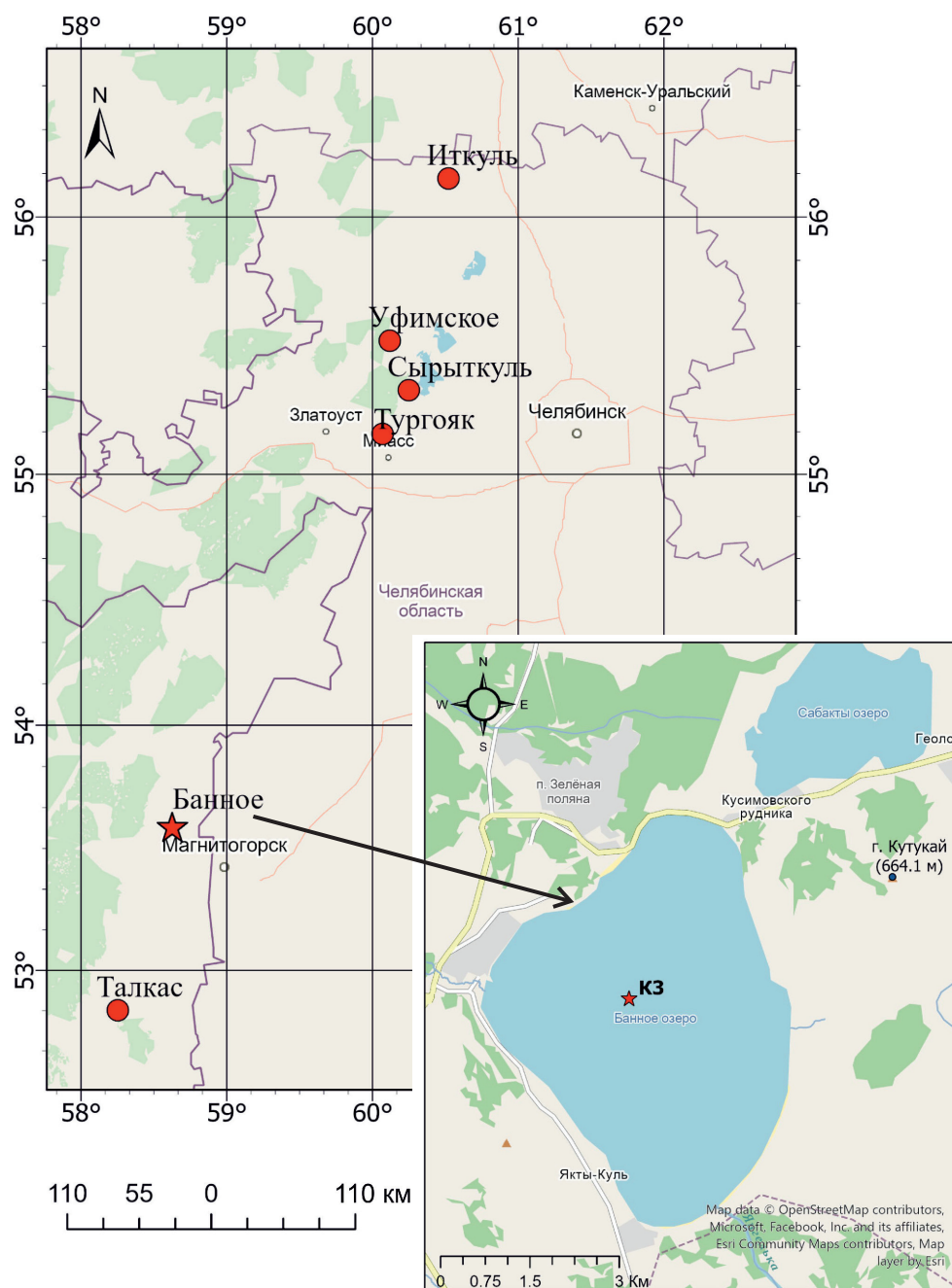


Рис. 1. Расположение изученных озёр Южного и Среднего Урала, оз. Банное и керновой колонки КЗ.

Fig. 1. Location of the studied lakes of the Southern and Middle Urals, of Lake Bannoe and the core column K3.

которые в дальнейшем соотносятся с региональными и глобальными стратиграфическими схемами (Tzedakis et al., 1997, 2006; Субетто, 2009; и др.). Расчленение и корреляция колонок донных отложений озёр базируются на радиоуглеродном датировании и сопоставлении форм кривых вариаций информативных данных (Tzedakis et al., 1997; и др.)

с учетом локальных особенностей и разрешающей способности тех или иных показателей (Watts et al., 1995; и др.).

Гранулометрический состав широко используется для фиксации изменений в аккомодации (батиметрии) водоема (Карогодин, 1980; Обстановки..., 1990).

Батиметрические показатели, гидрологический и гидрохимический режим озерных систем сильно зависят от климатических условий (Обстановки..., 1990; Wetzel, 2001a, b).

Особенности минерального состава осадочных образований традиционно используются для реконструкции климатических изменений (Логвиненко..., 1984). Одной из информативных компонент выступает карбонатная составляющая озерных осадков, чувствительная к изменению аридности климата. Осаждение карбонатов кальцит-доломитового ряда определяется рядом факторов: общей карбонатной щелочностью, соленостью, температурой и органической продуктивностью водоема (Deelman, 2011; и др.). Теплый и влажный климат способствует формированию низкомагнезиальных и промежуточных кальцитов, а его аридизация сопровождается осаждением высокомагнезиальных кальцитов и доломитов (Солотчина и др., 2019).

Важную информацию об условиях седиментогенеза в озерных бассейнах несут геохимические данные (Bovle, 2002). Состав горных пород источников сноса, степень их химического и физического выветривания, способы транспортировки материала в бассейн осадконакопления, седиментационные и диагенетические процессы влияют на химические характеристики показателей озерных отложений (Юдович, Кетрис, 2011; и др.). Геохимические показатели озерных отложений используются как климатические и экологические (Minyuk et al., 2014; Масленникова и др., 2014; Rapuc et al., 2019; Юсупова, Нургалиева, 2021; и др.). Содержания главных и второстепенных элементов, их соотношения известны как информативные показатели условий осадкообразования (Юдович, Кетрис, 2011; Minyuk et al., 2014; Масленникова и др., 2014; и др.).

Для обработки больших массивов геохимических данных одним из самых удобных инструментов является факторный анализ (Бахтин и др., 2007; и др.). Данный анализ позволяет выявлять взаимосвязи различных признаков изучаемых геологических объектов и главные действующие факторы их формирования.

Анализ содержаний общего органического углерода (TOC), азота (TN), серы (TS), отношений стабильных изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$) и углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$) позволяет выявить изменения палеогеографических условий в относительно короткие геологические интервалы времени (Zhang et al., 2014). Увеличение концентраций азота и органического вещества указывает на увеличение биопродуктивности водоема и прилегающих водораздельных пространств, стимулированное потеплением и увлажнением климата (Woszczyk et al., 2011; Zhong et al., 2010).

Отношение C/N (TOC/TN) рассматривается как эффективный индикатор происхождения органического вещества в отложениях (Meyers,

2003; Routh et al., 2007). Эндогенная органика, богатая белками и бедная целлюлозой, характеризуется значениями C/N = 4–10. Экзогенная органика, бедная белками и богатая целлюлозой (остатками клеточных оболочек высших (наземных) растений), характеризуется значениями C/N > 20 (Krishnamurthy et al., 1986). В работе (Lamb et al., 2004) сделано предположение, что большой вклад наземных растений в органику всегда приводит к соотношению C/N = 16–20 в озерных отложениях.

Изотопный показатель углерода в органическом веществе ($\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$) информативен для оценки палеобатиметрии озера и роли растительности с разными путями фотосинтеза (Avavena, 1992; Meyers, 1994; Turney, 1999). В работах (Avavena, 1992; Meyers, 1994) водные организмы, обитающие в озере, характеризуются различными значениями $\delta^{13}\text{C}$, варьирующимися от –20 до –12, от –30 до –24 и от –32 до –26‰ для подводных, надводных растений и фитопланктона соответственно.

Соотношения содержаний $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ в карбонатной составляющей донных отложений отражают соотношение факторов аридизации и биопродуктивности водоема (Масленникова и др., 2014; Zhong et al., 2010). Преимущественно отрицательные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ свидетельствуют о том, что растворенный неорганический углерод, из которого происходило осаждение карбонатов, был сформирован из источников легкого углерода (менее стоячие воды в водоеме или влажный климат, а также хорошо покрытые растительностью водосборные бассейны благоприятствуют отрицательным значениям $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$). Увеличение значений этого показателя указывает на обогащение тяжелым изотопом ^{13}C вод озера, что происходит, по-видимому, в результате поглощения ^{12}C при фотосинтезе за счет первичной органической продуктивности озера в условиях увеличения испарения и сокращения притока свежих вод, отражающихся также в утяжелении изотопного состава кислорода (McKenzie, 1985; Talbot, 1990). Увеличение испарения или отсутствия притока в водоем пресных вод, обогащенных легким изотопом кислорода, приводит к увеличению значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ и наоборот (Talbot, 1990).

Особое место занимают измерения магнитных свойств осадочных отложений. Магнитные параметры (магнитная восприимчивость, параметры коэрцитивных спектров), аллотигенные и биогенные магнитные минералы в комплексе с разнообразными данными (гранулометрическими, геохимическими, палинологическими, микроскопическими) отражают изменения климата, вариации твердого стока и уровня водоемов и другие геологические и экологические изменения (Evans, Heller, 2003; Egli, 2004a, b; Косарева и др., 2020; и др.).

В целом в озерных отложениях отражается изменение условий осадконакопления, откликаю-

щееся на глобальные и на региональные события (Масленникова и др., 2014), комплексное изучение озерных отложений позволяет получать наиболее полные реконструкции условий озерного осадконакопления.

Целью настоящей работы является изучение литологических особенностей (гранулометрического, минерального и химического состава, а также магнитных свойств) донных отложений оз. Банное как индикатора условий озерного осадконакопления в голоцене.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для хронологической оценки и подробного изучения гранулометрического состава, геохимических особенностей, минерального состава и палеобиологических характеристик изучена керновая колонка ЗК длиной 508 см, отобранная в центральной части оз. Банное в августе 2019 г. с глубины ≈ 14 м (Krylov et al., 2020). Отбор образцов для различных методов исследований проводился пробоотборником, подробно описанным в работе (Борисов, 2004), с учетом сейсмоакустических данных (выбран участок ненарушенной слоевой ассоциации), литологической неоднородности (по первичному описанию керна в полевых условиях и экспрессному измерению магнитной восприимчивости) и данных радиометрического датирования; шаг отбора образцов варьировался от 2 см (коэрцитивная спектрометрия) до 10–30 см (рентгенофлуоресцентный анализ и ИСП-МС, масс-спектрометрия, рентгенодифрактометрия, гранулометрия, электронная микроскопия), что соответствует частотам измерений в других аналогичных исследованиях длинных колонок из донных отложений озер (Масленникова и др., 2014; Rapus et al., 2019). Также проведен спорово-пыльцевой анализ по четырем образцам в верхней и нижней частях колонки. Все виды исследований (кроме радиометрического датирования) осуществлены в ИГиНГТ КФУ.

Определение возраста: радиометрическое датирование. Радиоуглеродный метод датирования органических материалов путем измерения содержания радиоактивного изотопа углерода ^{14}C широко применяется при изучении природных объектов. Для датирования отобрано девять образцов оз. Банное. Подготовленные пробы были направлены в Тайвань на факультет наук о Земле Национального университета Тайваня (NTUAMS Lab) для проведения измерений на ускорительном масс-спектрометре 1.0 MV HVE.

Для калибровки возраста образцов использовался программный продукт OxCal v4.2.4 Bronk Ramsey (2013) и калибровочная кривая IntCal 13. Это позволило определить временные интервалы с наибольшей вероятностью. Применена вероятностная техника калибровки, при этом распреде-

ление Гаусса конвенционального радиоуглеродного возраста у калибровочной кривой трансформировалось в распределение вероятностей калиброванного возраста.

Гранулометрический анализ проводился методом лазерной гранулометрии с использованием анализатора размера частиц Bluewave (Microtrac, США), совмещенного с системой загрузки и циркуляции пробы с интегрированным ультразвуковым диспергатором. Предварительно образцы были обработаны 10%-й HCl и 30%-й H_2O_2 для удаления карбонатов и органического вещества (Проботбор..., 2007). Для определения литологических разностей использована классификация нелитифицированных осадков по (Логвиненко, 1984). При обработке данных гранулометрического состава строились графики распределения содержания фракций (гистограммы и кумулятивные кривые) и использовался медианный размер зерен (Md), рассчитываемый квантильным методом, тесно связанный с коэффициентом сортировки и отражающий гидродинамический уровень осадкообразования и аккомодацию (Шванов, 1969; Карогодин, 1980).

Спорово-пыльцевой анализ. Пробоподготовка образцов для палинологического анализа осуществлялась согласно методу Фаегри–Иверсена (Faegri, Ivesen, 1950), который включает в себя применение HCl для удаления карбонатов, гидроксида калия – для растворения гумусовых кислот и плавиковой кислоты – для удаления кремнистых частиц. Ацетоллиз образцов не проводился. Микроскопирование и подсчет пыльцы и спор в каждом образце осуществлялись под микроскопом AxioImager A2 (Carl Zeiss, Германия) с увеличением в 200–400 раз. Таксономическая принадлежность пыльцы и спор идентифицировалась по определителям и атласам (Куприянова, Алешина, 1972, 1978; Reille 1995). Подсчет пыльцы и спор проводился до статистически значимого количества – не менее 300 зерен.

Электронная микроскопия проведена на базе Междисциплинарного центра “Аналитическая микроскопия” КФУ. В целях изучения морфологии и элементного состава минеральных частиц донных отложений оз. Банное использовался автоэмиссионный сканирующий электронный микроскоп Merlin компании Carl Zeiss (Германия), оснащенный детектором элементного анализа Aztec X-MAX. Разрешение 127 эВ.

Рентгеновский дифракционный анализ (XRD) использовался для определения минерального состава осадочных отложений. Анализ проведен при помощи рентгеновского дифрактометра D2 PHASER. В ходе исследований получены дифрактограммы исследуемых образцов. Определены кристаллические фазы (силикаты, алюмосиликаты, водные силикаты, ферросиликаты, ок-

сиды, сульфиды, сульфаты, карбонаты) и их процентное содержание. Минеральный состав представлен аллотигенной (привнесенной) и аутигенной (биохемотренной) составляющими осадочных образований.

Рентгенофлуоресцентный анализ и ИСП-МС проведены в лаборатории изотопного и элементного анализа, КФУ. Для определения элементного состава озерных отложений применен рентгенофлуоресцентный анализ (РФА). Измерения проводились при помощи рентгенофлуоресцентного спектрометра Bruker S8 Tiger.

Исследования элементного состава образцов методом ИСП-МС осуществлены на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой iCAP Qc (ThermoFisher Scientific, Германия). Навеска образца массой 100 мг взвешивалась в тefлоновом автоклаве на аналитических весах с точностью 0.1 мг. В автоклав добавлялись 2 мл 38%-й HCl, ОСЧ, 1 мл 38%-й HF, ОСЧ и 1 мл 68%-й HNO₃, ОСЧ. Перед использованием кислоты проходили дополнительную очистку. Для учета фона была подготовлена смесь кислот без образца. Герметично закрытые тefлоновые автоклавы помещались в печь микроволнового разложения Mars 6 (SEM Corporation, США), в которой образцы разогревались до 210°C в течение 30 мин и выдерживались при этой температуре 30 мин. После этого добавлялось 10 мл 4.5%-го раствора борной кислоты для образования комплексов и перевода в раствор фторидов редкоземельных элементов, которые являются нерастворимыми в воде. Автоклавы нагревались до 170°C в течение 30 мин и выдерживались при этой температуре 30 мин. После охлаждения автоклавов полученный раствор количественно переносился в пробирку и доводился до 50 мл деионизированной водой. Отбиралась аликвота 500 мкл полученного раствора и разбавлялась деионизированной водой до 10 мл с добавлением внутреннего стандарта и HCl с конечным содержанием всех кислот в растворе, равным 2%. Полученный раствор анализировался на масс-спектрометре, предварительно откалиброванном с помощью мультиэлементных стандартов. Полученные значения концентраций пересчитывались на исходную концентрацию с учетом пустого образца, навески и разбавления раствора. Предел обнаружения не превышал 4 г/т. Ошибка определения $\approx 10\%$.

Для выяснения факторов валового химического состава использован факторный анализ методом главных компонент способом “Варимакс нормализованный” в Пакете программ STATISTICA. Факторный анализ проведен для разрешенных переменных, имеющих статистически достоверный объем выборки и подчиняющихся нормальному и логнормальному распределению со значимыми нагрузками не менее 0.7.

Анализ органического вещества, азота, серы и стабильных изотопов углерода и кислорода. Содержания TOC, TN, TS, а также $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ определялись с помощью изотопного масс-спектрометра Delta V Plus (ThermoFisher Scientific, Германия) с приставкой Flash HT в режиме постоянного потока. Отношения $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ в карбонатной составляющей донных отложений измерялись с помощью приставки GasBench II в режиме постоянного потока.

Козрцитивная спектрометрия. Измерения проводились на козрцитивном спектрометре J meter (Iassonov et al., 1998; Нурғалиев, Ясонов, 2009). Для образцов в автоматическом режиме измерялись кривые нормального остаточного намагничивания при непрерывном росте внешнего магнитного поля до 1.5 Тл. Получены полные петли гистерезиса одновременно по остаточной и индуктивной намагниченностям. По кривым нормального намагничивания определен вклад в магнитную составляющую осадка различных компонент озерных отложений: ферромагнитной (k_{ferro}), диа-/парамагнитной (k_{para}) и суперпарамагнитной (k_{super}) согласно методике, описанной в работе (Kosareva et al., 2015).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Определение возраста: радиометрическое датирование. По данным радиоуглеродного датирования, возраст изучаемых отложений ≈ 12.5 тыс. лет. Полученные радиоуглеродные даты приводятся в количестве лет до наших дней с указанием возможной статистической ошибки. За момент отсчета принят 1950 г. Полученные результаты представлены в табл. 1. Средняя скорость осадконакопления составила ≈ 0.49 мм/год.

Гранулометрический анализ. Отложения нижней части колонки сложены голубовато-серым суглинком (общая мощность 42 см) и сменяются вверх по разрезу темно-зеленым суглинком алевритовым с прослойками супеси алевритовой (общая мощность 466 см).

По разрезу устанавливается преобладание алевритовой фракции, содержание которой изменяется от 56.39 до 78.12 об. % (Приложение 1¹). Содержание пелитовой фракции изменяется от 9.54 до 26.27 об. %, а псаммитовой (песчаной) фракции – от 2.76 до 26.71 об. %. На рис. 2 показано распределение зерен (гистограмма и кумулятивная кривая) в суглинке легком алевритовом (236 см, ≈ 5655 к.л.н.) – преобладающей литологической разности разреза, а также в супеси алевритовой (466 см, ≈ 9950 к.л.н.) и суглинке тяжелом алевритовом (508 см, $\approx 12\,700$ к.л.н.). Md изменяется в пределах 0.014–0.019 мм со средним 0.016 мм.

¹ Приложения 1–7 размещены на сайте <https://geo.kpfu.ru/nauka/izuchenie-ozer/#1697446328800-8d9df16b-5009>.

Таблица 1. Результаты радиоуглеродного датирования озерного осадка

Table 1. The results of radiocarbon dating of lake sediment

Лабораторный номер образца	Номер образца	Глубина, см	AMS ^{14}C возраст (^{14}C л.н.)	Калиброванный возраст, к.л.н.
NTUAMS-5846b-1	516	32	1694 ± 84	1580 ± 170
NTUAMS-5845-1	545	90	2762 ± 82	2910 ± 160
NTUAMS-5844-1	575	150	3874 ± 76	4270 ± 180
NTUAMS-5843b-1	608	214	4595 ± 85	5260 ± 225
NTUAMS-5842-1	651	302	5958 ± 84	6805 ± 200
NTUAMS-5841b	669	338	7091 ± 109	7880 ± 185
NTUAMS-5840b-1	703	406	8021 ± 93	8865 ± 265
NTUAMS-5839-1	732	464	8635 ± 100	9690 ± 235
NTUAMS-5838-1	753	506	$10\,627 \pm 101$	$12\,555 \pm 175$

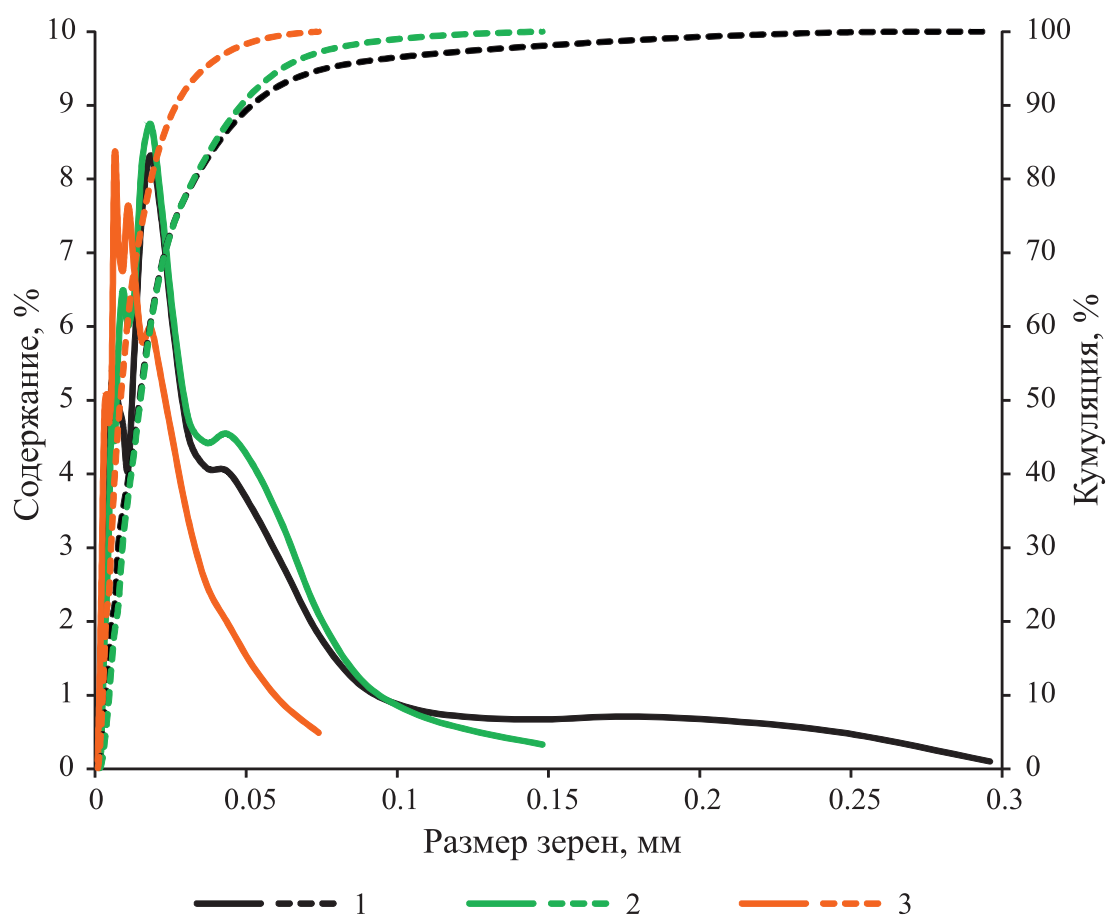


Рис. 2. Примеры графиков распределения содержания зерен по размеру частиц.

Сплошная линия – гистограмма, пунктирная линия – кумулятивный график. 1 – обр. 618, глубина 236 см, ≈ 5655 к.л.н., суглинок легкий алевритовый; 2 – обр. 733, 466 см, ≈ 9950 к.л.н., супесь алевритовая; 3 – обр. 754, 508 см, $\approx 12\,700$ к.л.н., суглинок тяжелый алевритовый.

Fig. 2. The examples of the distribution of grain-size content by particle size.

Solid line – histogram, dashed line – cumulative graph. 1 – sample 618, depths 236 cm, ≈ 5655 BP, light clayey silt; 2 – sample 733, 466 cm, ≈ 9950 BP, sandy silt; 3 – sample 754, 508 cm, $\approx 12\,700$ BP, heavy clayey silt.

Спорово-пыльцевой анализ. В исследованных образцах с отметок 10 см (≈ 1075 к.л.н.), 20 см (≈ 1300 к.л.н.), 490 см ($\approx 11\,514$ к.л.н.), 500 см ($\approx 12\,160$ к.л.н.) идентифицировано 25 палиноморф, из них 22 пыльцевых палиноморфы (10 древесных, 12 травянистых) и 3 споровых палиноморфы (Приложение 2).

В нижней части колонки доминируют пыльцевые зерна трав (полынь, амарантовые), подчиненное значение имеет пыльца древесных пород. Фиксируется пыльца хвойника (эфедра), произрастающего в районах с сухим климатом. Малочисленны споры хвощовых.

В верхней части колонки доминирует пыльца древесных пород, пыльца травянистых растений занимает подчиненное положение, указывая на то, что во время седиментации верхних слоев отложились березовые леса, присутствовали хвойные породы (сосна), ольхово-ивовые кустарнички в низменностях. В меньшей степени было развито разнотравье. Наличие спор хвощовых указывает на умеренную влажность почв.

Минеральный состав. По XRD, минеральный состав характеризуется существенным преобладанием (67–89% минерального состава) аллотигенных минералов (кварц обломочный, микроклин, альбит, слюда, хлорит, смешаннослойные глинистые минералы, тальк). Аутигенные минералы включают в себя биогенный кремнезем, пирит, карбонаты и гипс.

Содержание биогенного кремнезема оценивалось по кристобалиту и тридимиту, участвующим в составе рентгеноаморфной компоненты биогенного происхождения, включающей в себя материал от разнообразных панцирей диатомей и стоматоцист (Страхов, 1966; Солотчин, 2023). Суммарное содержание кристобалита и тридимита изменяется в пределах 2.20–10.43 мас. %. На электронно-микроскопических снимках биогенный кремнезем представлен в составе разнообразных панцирей диатомей, а также стоматоцист, имеющих сферическую форму в основном с гладкой поверхностью размером 5–10 мкм с достаточно хорошей сохранностью (рис. 3), что свидетельствует в пользу их формирования, так же как и диатомей, *in situ* (Леусова, 2020).

Содержание пирита изменяется в узком интервале значений 0.89–2.24 мас. % со средним 1.34 мас. %. Систематически пирит зафиксирован в интервале 508–186 см ($\approx 12\,600$ – 4800 к.л.н.), а выше по разрезу установлен также на отметках 146 см (≈ 4200 к.л.н.), 106 см (≈ 3270 к.л.н.) и 86 см (≈ 2800 к.л.н.). Аутигенный характер пирита устанавливается по его малым содержаниям и находкам фрамбоидального пирита в нижней части разреза (508–480 см, $\approx 12\,600$ – $10\,870$ к.л.н.) (рис. 4).

Содержание карбонатов характеризуется реверсивным по отношению к содержанию аллоти-

генных минералов, изменением по разрезу в пределах 1.4–32.3 мас. %. При этом присутствие карбонатных минералов, по данным рентгеновского дифракционного анализа, зафиксировано в интервалах разреза 506–226 см ($\approx 12\,500$ – 5470 к.л.н.) и 186–138 см ($\approx 14\,800$ – 4000 к.л.н.). Содержание кальцита в осадочных отложениях озера изменяется в диапазоне 1.76–27.28, доломита – от 0.65 до 7.28 мас. %. Арагонит встречается в нижней части разреза (интервал 506–466 см, $\approx 12\,500$ – 9950 к.л.н.), содержание его изменяется от 4.01 до 7.28 мас. %.

Минеральный состав карбонатной компоненты характеризуется доломит-арагонит-кальцитовой композицией в интервале разреза 506–466 см ($\approx 12\,500$ – 9950 к.л.н.) (рис. 5а). Выше по разрезу отмечается чередование доломит-кальцитовых, кальцитовых и доломитовых минеральных разновидностей (рис. 5б). В верхней части разреза на отметках 46 (≈ 1900 к.л.н.) и 26 см (≈ 1400 к.л.н.) зафиксировано присутствие гипса с содержаниями 4.1 и 3.7 мас. % соответственно (рис. 5в).

Химический состав осадков по данным РФА и ИСП-МС. Рентгенофлуоресцентный анализ проведен для 51 образца осадочных отложений оз. Банное. Данные по содержаниям главных и рассеянных элементов представлены в работе (Yusupova et al., 2020) и отображены в Приложении 3.

В ходе ИСП-МС измерены концентрации Li, Be, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Cs, Ba, PЗЭ, Hf, Ta, W, Ir, Tl, Pb, Bi, Th, U (Приложение 4). Большие концентрации выявлены для Y, Sc, Li, Rb, Zr, Cr, V, Sr, Ba, Mn, Ti (средние значения 13.68, 19.17, 23.07, 36.81, 59.49, 101.31, 128.83, 168.45, 214.76, 972.25, 2389.68 г/т соответственно). Меньшие содержания отмечаются для Ta, W, Hf, Be, U, Cs, Th, Nb: средние содержания 0.24, 0.66, 1.47, 1.22, 1.60, 2.61, 3.11, 4.84 г/т соответственно. Содержания PЗЭ изменяются в интервале 43.92–106.53 г/т, в том числе легких PЗЭ (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd) – в интервале 39.20–98.43 г/т, а тяжелых PЗЭ (Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) – в интервале 4.74–8.11 г/т.

Среди халькофильных элементов повышенными содержаниями отличаются Cu, Zn (со средними содержаниями 62.24, 114.54 г/т соответственно). Меньшие содержания зафиксированы для Bi, Tl, Cd, Sb, Sn, Se, Ge, Pb, As, Ga: средние значения составляют 0.08, 0.16, 0.27, 0.66, 1.00, 2.88, 4.35, 7.73, 7.90, 12.71 г/т соответственно.

Среди сидерофильных элементов больше всего Fe, содержание которого изменяется от 33870.99 до 53486.80 г/т. Меньшими содержаниями отличаются Mo, Co, Ni: средние значения составляют 2.43, 20.95, 44.98 г/т соответственно.

Факторный анализ разрешенных переменных геохимической выборки позволил установить три фактора со значимыми нагрузками не менее 0.7 (Приложение 5).

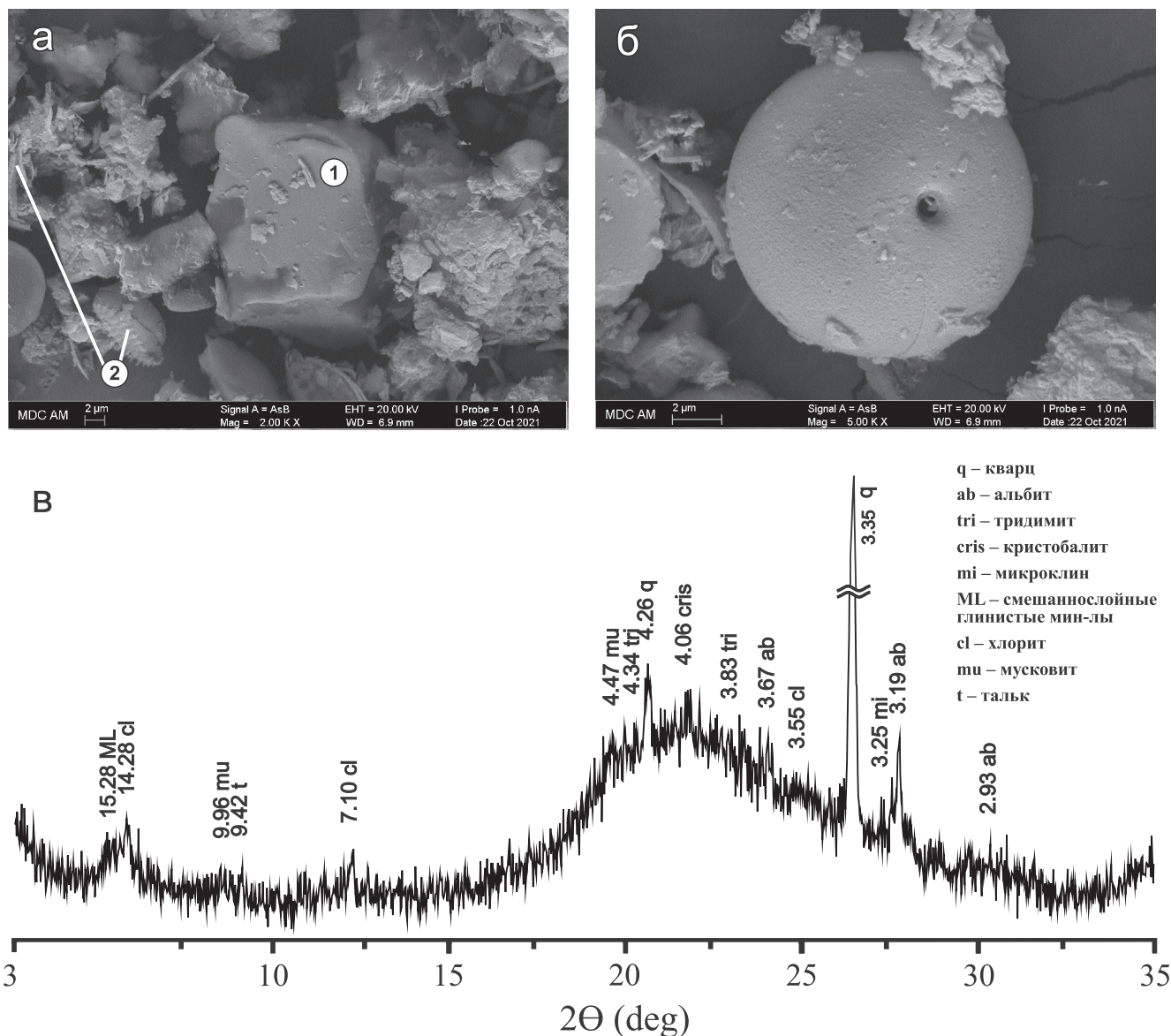


Рис. 3. Минеральный состав осадков оз. Банное на примере интервала 4–6 см.

а, б – электронно-микроскопические снимки: 1 – обломочный кварц (Si – 51.52, O – 31.63, Al – 0.43, Cu – 0.19 ат. %), 2 – панцири диатомей (целые створки и фрагменты); б – стоматоциста (Si – 4.16, O – 35.17 ат. %); в – дифракционный спектр минерального состава с выраженной рентгеноаморфной фазой.

Fig. 3. The mineral composition of Lake Bannoe sediments on the example of an interval of 4–6 cm.

а, б – electron microscopic images: 1 – detrital quartz (Si – 51.52, O – 31.63, Al – 0.43, Cu – 0.19 at. %), 2 – diatom shells (whole valves and fragments); б – stomatocyst (Si – 4.16, O – 35.17 at. %); в – diffraction spectrum of the mineral composition of sediments with a pronounced X-ray amorphous phase.

Самым значимым является фактор F1 (доля 0.59), далее с меньшими долями располагаются факторы F2 (0.08) и F3 (0.06).

Фактор F1 имеет биполярную структуру и коррелирует, с одной стороны, с увеличением содержаний элементов Mg, Al, K, Ti, V, Fe, Co, Rb, Zr, Th, REE, Li, Ge, Y, Nb, Sn, Sb, Cs, Ta, Tl, Bi, а с дру-

гой стороны, – с уменьшением содержаний ТОС, TN. Фактор F2 отражает увеличение содержаний Cu, Zn. Фактор F3 коррелирует с увеличением содержаний Mo, S.

Характеристики органического вещества и стабильные изотопы углерода и кислорода. Характеристики получены для 29 образцов, из кото-

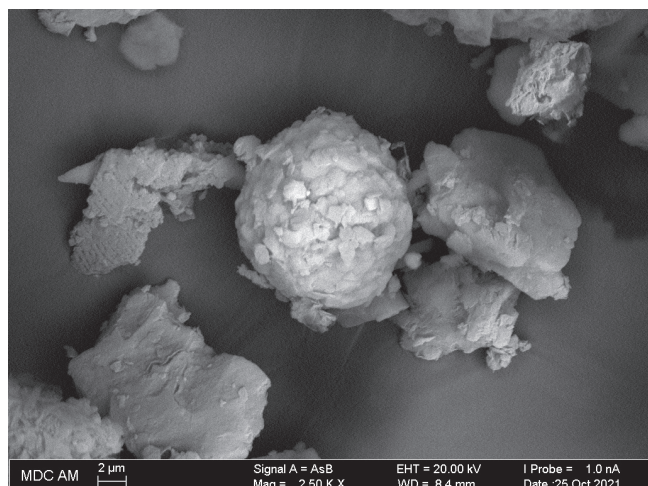


Рис. 4. Электронно-микроскопический снимок фрамбоидального пирита (отметка 480 см, $\approx 10\,870$ к.л.н.) с энергодисперсионным спектром (Si – 1.04, O – 16.79, S – 29.30, Fe – 13.47 ат. %).

Fig. 4. An electron microscopic image of framboidal pyrite (depth is 480 cm, $\approx 10\,870$ BP) with an energy dispersive spectrum (Si – 1.04, O – 16.79, S – 29.30, Fe – 13.47 at. %).

рых 24 образца относятся к голоцену. Показатели TOC и TN увеличиваются снизу вверх по разрезу, достигая в кровле разреза значений, превышающих значения в подошве разреза на порядок (TOC ≈ 16.41 мас. % и TN ≈ 2.24 мас. %; Приложение 6), значение коэффициента корреляции между параметрами составляет 0.91. Значения отношения C/N (TOC/TN) изменяются от 5.98 до 17.79 со средним 8.86.

Вариации значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ отмечаются в интервале $-27.65\ldots-24.22\text{‰}$ со средним -25.69‰ , при этом наибольшее содержание устанавливается на отметке 228 см (≈ 5500 к.л.н.), а наименьшее – на глубине 38 см (≈ 1700 к.л.н.). Содержание серы не превышает 1 мас. %, при этом наибольшие значения характерны для нижней части разреза на глубинах 338 (≈ 7900 к.л.н.) и 298 см (≈ 6770 к.л.н.) (0.79 и 0.68 мас. % соответственно). Значения показателей $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ уменьшаются вверх по разрезу. Наибольшее значение $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ зафиксировано на глубине 98 см (≈ 3100 к.л.н.), наименьшие значения устанавливаются на глубинах 178 и 328 см (≈ 4700 и ≈ 7640 к.л.н. соответственно). Для $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ наибольшее значение установлено на глубине 498 см ($\approx 12\,000$ к.л.н.), наименьшее – на глубине 308 см (≈ 7040 к.л.н.).

Коэрцитивная спектрометрия. По кривым нормального остаточного намагничивания также определен вклад в магнитную составляющую осадка различных компонент озерных отложений:

ферромагнитной (k_{ferro}), диа-/парамагнитной (k_{para}) и суперпарамагнитной (k_{super}), статистические показатели по которым представлены в Приложении 7. Проведен корреляционный анализ указанных магнитных показателей с факторами геохимического состава (см. Приложение 7). Установлена сильная корреляционная связь магнитного параметра k_{para} с фактором F1 (значение коэффициента корреляции 0.82). Для прочих показателей магнитных свойств связи с факторами химического состава незначимые (см. Приложение 7). Тесная прямая связь k_{para} и F1 указывает на информативность k_{para} как индикатора поставки аллотигенного материала в озерный бассейн, подтверждаемая аналогичные выводы по другим озерам (Kosareva et al., 2015; Косарева и др., 2020). Повышенные значения k_{para} (интервал k_{para} $(5.16\text{--}9.18)10^{-5}$ со средним 7.08×10^{-5}) характерны для нижних двух зон, а для верхних двух зон установлено уменьшение k_{para} в интервале значений $(4.56\text{--}9.03)10^{-5}$ со средним 5.93×10^{-5} в соответствии с характером изменения фактора F1 (см. рис. 9).

ОБСУЖДЕНИЕ

Общая характеристика осадочных отложений оз. Банное. По данным факторного анализа геохимических данных (см. Приложение 6), ведущим выступает фактор F1, коррелирующий с увеличением содержаний элементов терригенного сноса (см., например, (Бахтин и др., 2007; Складов, 2011), которое сопровождается уменьшением содержаний общего органического углерода и азота. В целом по F1 отмечается тренд уменьшения привноса терригенных элементов от первого к последующим этапам, что может указывать на возрастание роли пенеппенизации рельефа источников сноса и водосборных площадей и уменьшение гидродинамических уклонов водостоков (Государственная..., 1960). Известно, что парамагнитная компонента в основном обусловлена поступлением аллотигенного материала в бассейн осадконакопления (Kosareva et al., 2015; Косарева и др., 2020), источниками которых могут быть области сноса, относящиеся к озеру. Установленная высокая корреляционная связь между k_{para} и F1 позволяет использовать k_{para} в качестве показателя увеличения/уменьшения привноса аллотигенного вещества в бассейн седиментации, которая имеет тренд уменьшения значений вверх по разрезу (см. рис. 9).

Химический состав донных отложений оз. Банное сопоставлен с химическим составом озер Южного и Среднего Урала (см. рис. 1) в сравнении с глинистыми сланцами (Ронов и др., 1990) и результатами работы (Масленникова и др., 2014) (рис. 6). По сравнительным графикам содержаний литофильных (Na, Mg, Al, Si, P, K, Ti, Mn, Sr, Th, U), халькофильных (Cu, Zn, As, Cd, Sn, Sb) и сидеро-

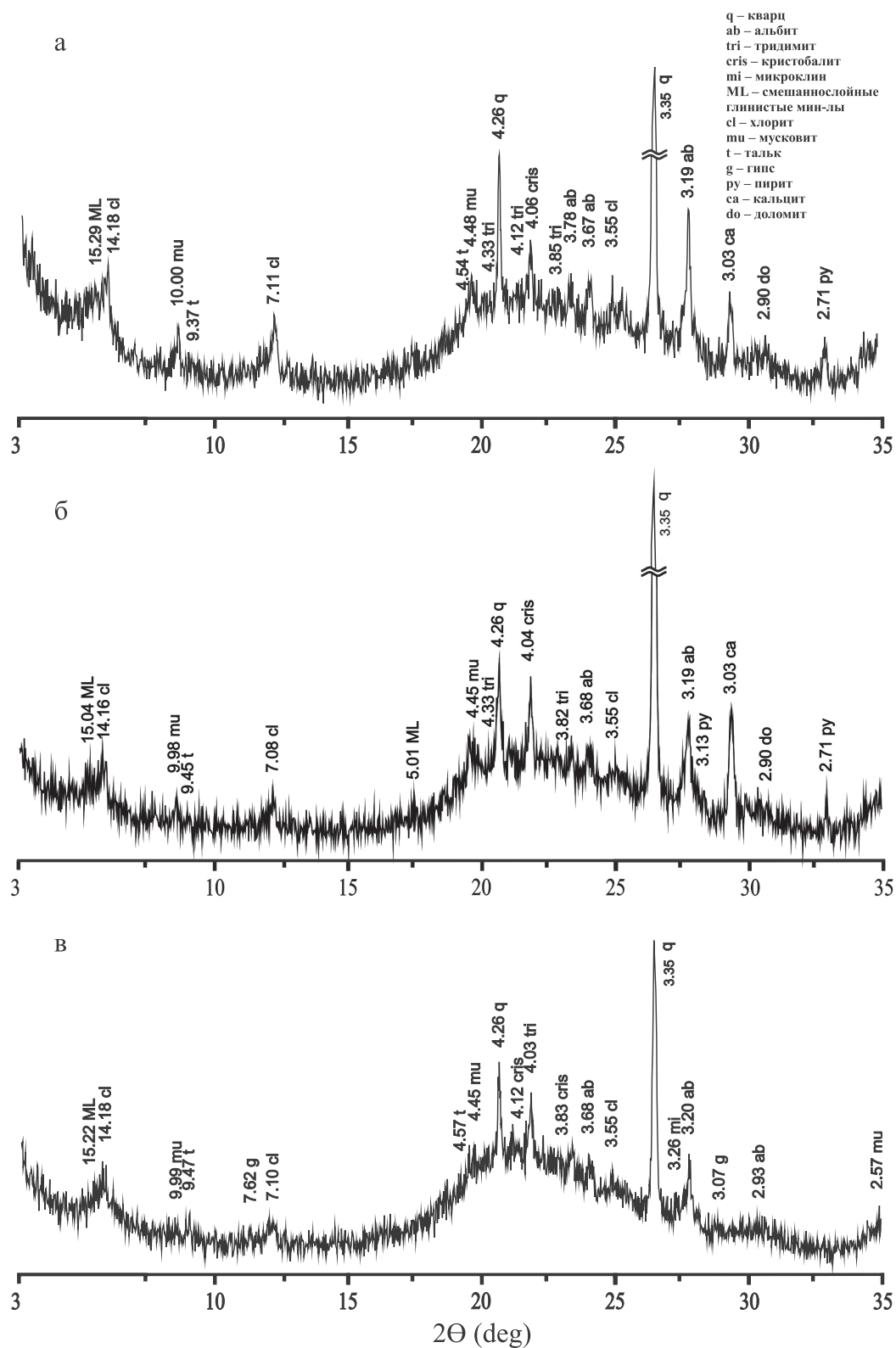


Рис. 5. Дифрактограммы донных отложений оз. Банное.

а – отметка 486 см, ≈11 250 к.л.н.; б – отметка 386 см, ≈8600 к.л.н.; в – отметка 26 см, ≈1400 к.л.н.

Fig. 5. Diffractograms of Lake Bannoe sediments.

а – depth is 486 cm, ≈11 250 BP; б – depth is 386 cm, ≈8600 BP; в – depth is 26 cm ≈1400 BP.

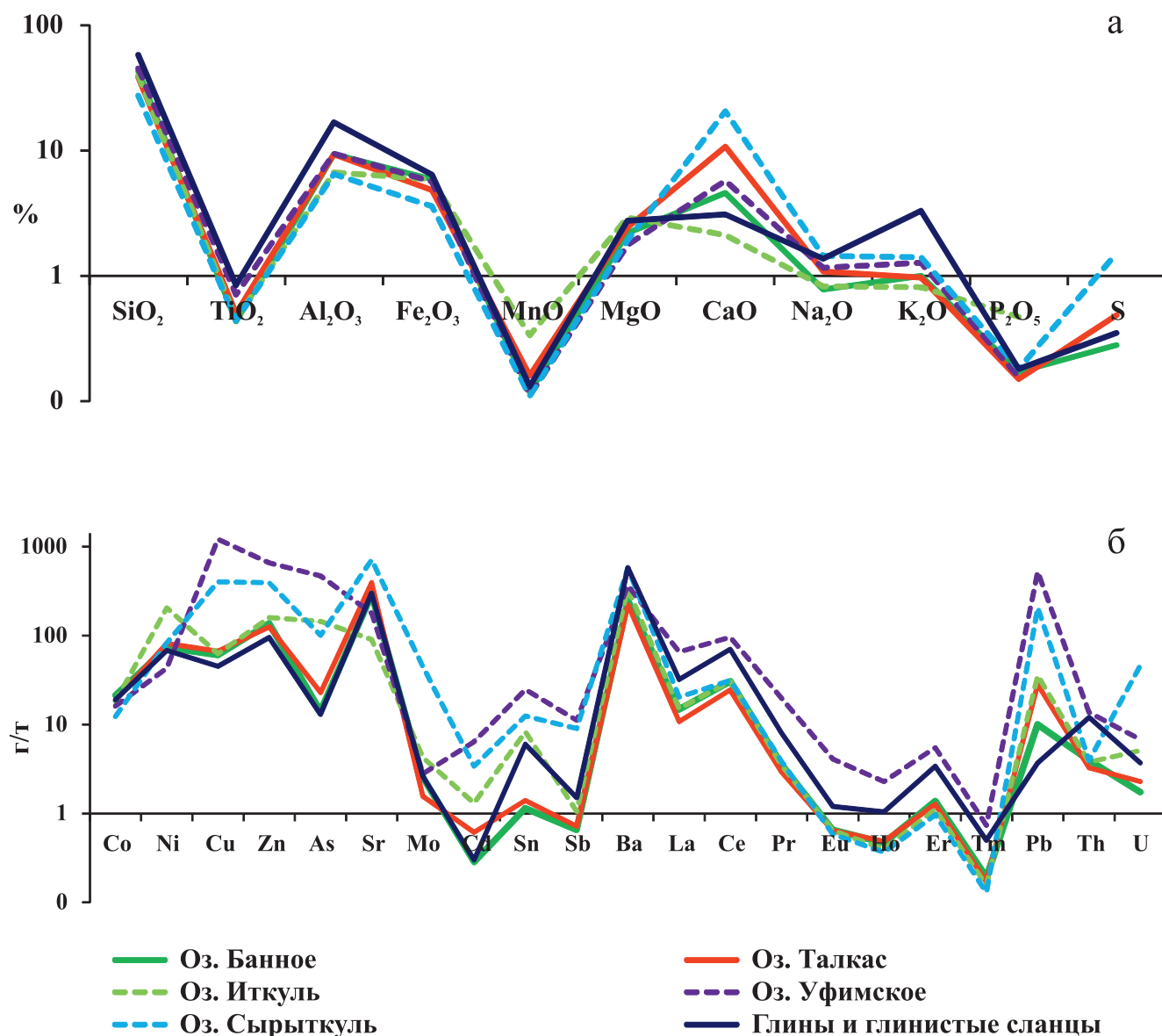


Рис. 6. Сравнение геохимических показателей оз. Банное с данными (Масленникова и др., 2014; Ронов и др., 1990) (а) и средний химический состав донных отложений озер Южного и Среднего Урала (Масленникова и др., 2014) (б).

Fig. 6. Comparison of geochemical parameters of Lake Bannoe with data from (Maslennikova et al., 2014; Ronov et al., 1990) (a) and average chemical composition of lake sediments of the Southern and Middle Ural Lake (Maslennikova et al., 2014) (b).

фильных элементов (Fe, Co, Ni, Mo) в донных отложениях озер Южного и Среднего Урала наиболее близкий химический состав донных отложений оз. Банное отмечается с донными отложениями оз. Талкас. Озера Банное и Талкас располагаются на путях транспортировки осадочного материала с источников сноса, расположенных в Магнитогорской мегазоне, в отличие от других озер, связанных с источниками сноса в Зилаиро-Лемвинской и

Тагильской мегазонах (Волченко и др., 2007; Маслов, Артюшкова, 2010; Кучева, Степанова, 2013).

Факторы F2 и F3 существенно менее значимы по сравнению с фактором F1 (см. Приложение 5) и обозначают вклад Cu, Zn, Mo и S, характерный для макрофитогенных и планктонных сапропелей, азотистого органического вещества (Мальцев, 2017). Кроме того, молибден может присутствовать в карбонатной фазе (Масленникова и др., 2014).

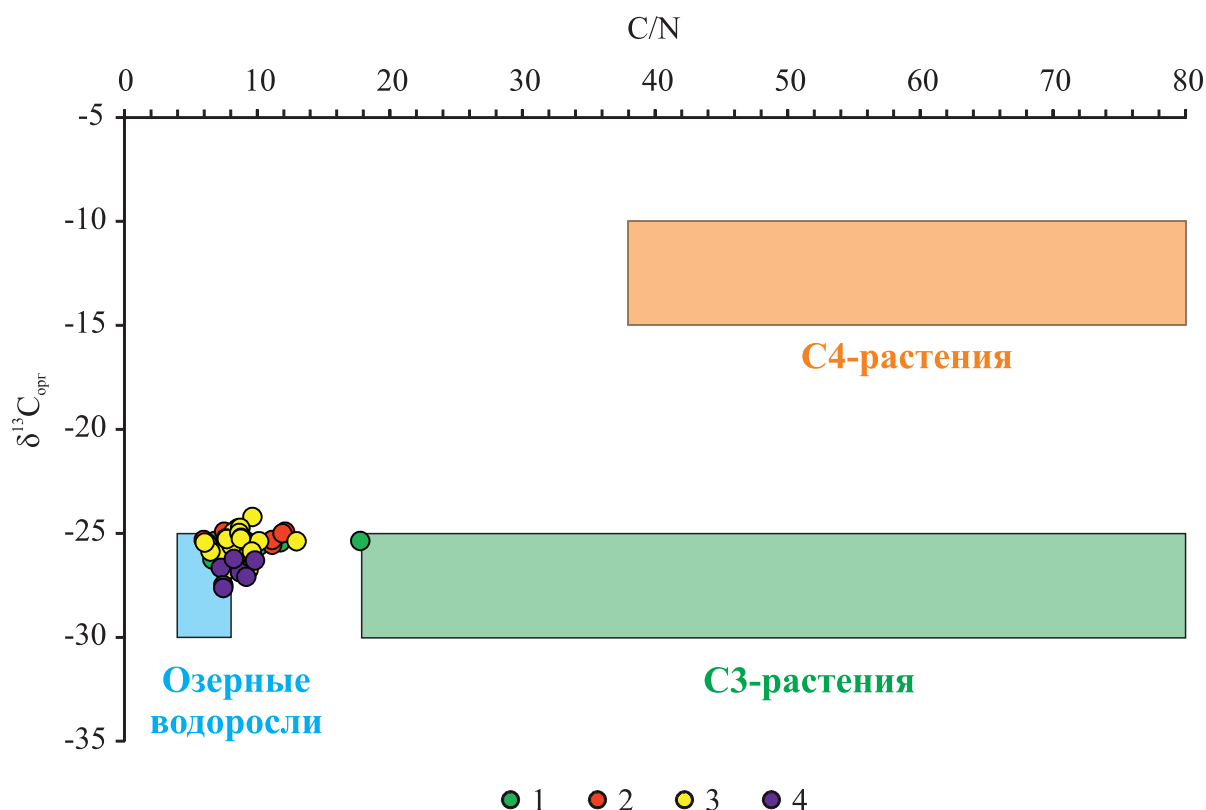


Рис. 7. Отношение C/N и $\delta^{13}C_{org}$ осадочных отложений оз. Банное.

Этапы: 1 – первый, 2 – второй, 3 – третий, 4 – четвертый.

Fig. 7. The ratio of C/N and $\delta^{13}C_{org}$ of sedimentary deposits of Lake Bannoe.

Stages: 1 – the first, 2 – the second, 3 – the third, 4 – the fourth.

Высока литологическая информативность показателей органического вещества, содержаний серы, азота, изотопного отношения углерода в органическом веществе и изотопных отношений углерода и кислорода в карбонатном веществе.

Показатели TOC и TN увеличиваются снизу вверх по разрезу, достигая в кровле разреза значений, превышающих значения в подошве разреза на порядок (см. рис. 9, Приложение 6), что объясняется возрастающей активностью растительной биоты и накоплением органического вещества (Meyers, 1994; Lamb et al., 2004).

Кривая TS не симбатна кривой TOC (см. рис. 9). Этот факт, а также малые содержания пирита (не более 2.24 мас. %, среднее 1.34 мас. %) и высокие содержания TOC (до ≈ 16 мас. %) указывают на то, что большие количества органического вещества не контролируют накопление серы и образование пирита (Russell, Werne, 2009). В связи с этим повышенная доля серы и образование аутигенного фрамбоидального пирита в нижних зонах (см. рис. 4) объясняются процессами бактериальной

сульфатредукции и образованием H_2S , что согласуется с литературными данными (Юдович, Кетрис, 2011; Леонова и др., 2018).

Вариации значений $\delta^{13}C_{org}$ в интервале $-27.65 \dots -24.22\text{‰}$ со средним -25.69‰ в сочетании с данными по показателю C/N ≈ 9 (рис. 7, см. Приложение 6) позволяют удостовериться в смешанном происхождении органического вещества в изучаемых озерных отложениях (Meyers, 1994; Lamb et al., 2004).

Кривая $\delta^{13}C_{org}$ в нижней половине разреза характеризуется трендом увеличения значений, начиная с $\approx -26\text{‰}$ на отметке 508 см ($\approx 12\,600$ к.л.н) и достигая максимума $\approx -24\text{‰}$ на отметке 228 см (рубеж АТ-SB; ≈ 5500 к.л.н). Выше по разрезу наблюдается тренд уменьшения значений $\delta^{13}C_{org}$ до $\approx -28\text{‰}$ на отметке 38 см (≈ 1700 к.л.н).

Утяжеление изотопного состава органического углерода к рубежу АТ-SB может быть объяснено как уменьшением концентрации CO_2 в атмосфере, так и понижением среднегодовой температуры воздуха (Turney, 1999) и/или сменой наземных рас-

тительных сообществ в обрамления озера (Lamb et al., 2004). Вероятно, на указанном рубеже могла произойти смена растительных сообществ со степного на лесостепной, что косвенно подтверждается доминированием пыльцы трав в нижней литологической зоне и доминированием пыльцы древесных растений в верхней литологической зоне (см. рис. 9, Приложение 2). Многие С4-растения (например, *Amaranthaceae*) представлены травами и кустарниками, а деревья – это С3-растения. Наземные С4-растения характеризуются значительно более тяжелым изотопным составом углерода по сравнению с наземными С3-растениями. Таким образом, в осадках оз. Банное можно предположить переход от С4-растений к С3-растениям на рубеже АТ–SB, соответствующий отметке указанного выше максимума $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$. Последующее уменьшение значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ может отражать увеличение концентрации CO_2 в атмосфере и повышение среднегодовой температуры воздуха.

Интересно заметить, что величина $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ изменяется без ясной связи с величиной $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ ($R^2 = 0.26$ для слабой положительной связи по всей выборке). Подобное взаимоотношение $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ увязывается с биотическими факторами – таксономическими различиями величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ между разными биохимическими компонентами биоты, а также разной интенсивностью фотосинтеза.

Важным фактором, влияющим на величину фотосинтетического разделения изотопов, является различие в механизмах фотосинтеза (Юдович, Кетрис, 2011). При медленном фотосинтезе (медленный прирост биомассы) разделение изотопов происходит сильнее, а при бурном фотосинтезе величина изотопного разделения убывает. Поэтому величина $\Delta\delta^{13}\text{C} = (\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{орг}})$ при замедленном фотосинтезе увеличивается, а при быстром – убывает (Юдович, Кетрис, 2011). На рис. 9 видно, что относительно медленный прирост биомассы отмечается для первого и второго этапов (среднее значение $\Delta\delta^{13}\text{C} = 23.11\%$). На третьем этапе прирост ускоряется в начале и замедляется в середине SB ≈ 4700 к.л.н. (отметка 178 см, $\Delta\delta^{13}\text{C} = 27.34\%$), вновь ускоряясь в конце этапа на рубеже SB–SA ($\Delta\delta^{13}\text{C} = 7.67\%$) (см. рис. 9). И самый быстрый прирост биомассы характерен для четвертого этапа, характеризующегося наименьшим средним значением $\Delta\delta^{13}\text{C} = 13.05\%$ (см. рис. 9).

Анализ стабильных изотопов кислорода и углерода в карбонатном веществе показал, что $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ принимает только отрицательные значения, и $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ – в основном тоже (рис. 8, 9). Кривые $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ симбатно изменяются вверх по разрезу (см. рис. 9), что подтверждается графиком прямой линейной зависимости этих показателей друг от друга (см. рис. 9), относящейся к области пресноводных озер (см. рис. 8) (Leng, Marshall, 2004). Коэффициент корреляции между $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$

составляет 0.81, что указывает на совместное проявление тренда увеличения биомассы в осадочной системе (по $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$) и тренда утяжеления изотопного состава кислорода (по $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$), что согласуется с моделью (McKenzie, 1985; Talbot, 1990).

Этапы осадконакопления в оз. Банное. На основе данных гранулометрического состава и соотношения аллотигенной и аутигенной компонент можно выделить четыре литологические зоны и соответствующие им этапы истории осадконакопления (см. рис. 9).

Первая зона в интервале 508–404 см (мощность 104 см) соответствует начальному этапу осадконакопления с конца позднего дриаса и на протяжении стадий РВ и ВО ($\approx 12\,600$ – 8900 к.л.н.). Данный этап характеризуется постепенно растущим накоплением терригенных осадков (продуктов разрушения пород хр. Крыктытау и осадочных отложений водосборного обрамления озера (Государственная..., 1960) и пониженным содержанием в осадке органического вещества (низкие значения ТОС, TN). Отношение C/N изменяется в интервале 6.25–17.79, указывая на смешанное происхождение органического вещества.

Для первой половины этапа характерна существенная карбонатность (508–462 см, $\approx 12\,600$ – 9690 к.л.н.). В связи с этим важно отметить, что относительно механизма осаждения карбонатов в пресных водоемах существуют две точки зрения: хемогенная (осаждение карбонатов из пересыщенных растворов) и биохемогенная (обусловленная смещением карбонатного равновесия при фотосинтетической деятельности водной растительности) (Экология..., 2000). Наиболее признанным способом осаждения карбонатов является биохемогенный механизм, когда в условиях локальных пересыщений за счет смещения карбонатного равновесия при фотосинтезе в зарослях водной растительности может происходить их осаждение. Из карбонатов стадии насыщения может достигать доломит. Оба эти соединения в твердую фазу выпадают из раствора в теплых и обычных мелководных водоемах аридных зон из-за удаления растворяющего их CO_2 в воздух при нагревании вод или поглощения его водорослями и высшими растениями (Фролов, 1992). Гранулометрические показатели осадков (доля песчаной фракции 2.76–18.45%, среднее значение Md 0.017 мм), арагонит-кальцит-доломитовый состав карбонатной компоненты указывают на то, что озеро было мелководным и минерализованным вследствие аридизации климата, включавшей, вероятно, и глобальное событие Бонда 8 (Bond, 1997; Allen, 2003; Солотчина и др., 2019). Вариации в разрезе значений изотопных отношений $^{18}\text{O}_{\text{карб}}$, $^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ (см. рис. 9) подтверждают выводы, сделанные на основании изучения карбонатной записи. Повышенные значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ (наибольшая сухость климата) и $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ (карбонатная седимен-

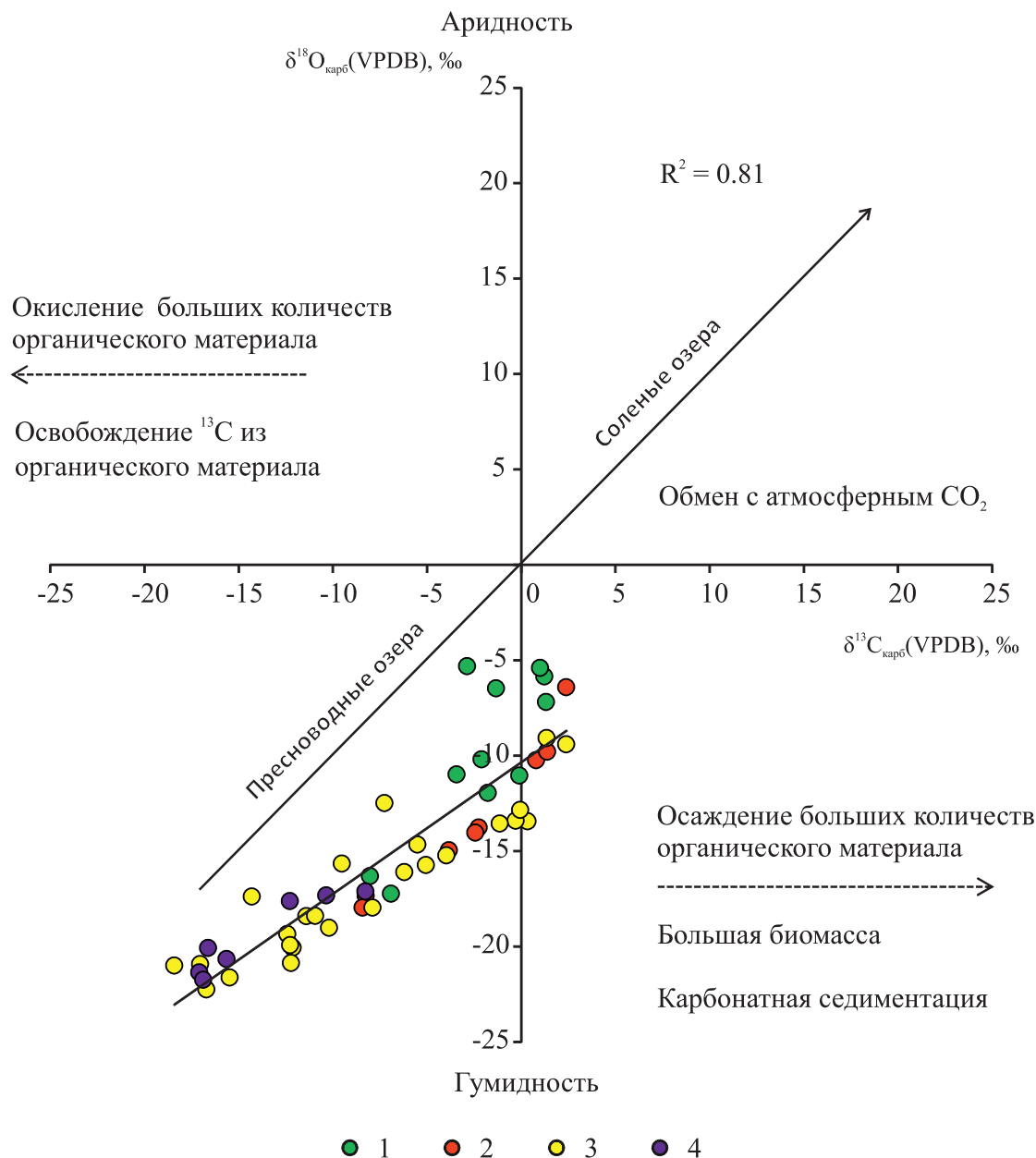


Рис. 8. Положение точек наблюдений (кружочки) по донным отложениям оз. Банное с линейным трендом (сплошная черная линия) с $R^2 = 0.81$ на диаграмме $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}-\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$.

Зоны: 1 – первая, 2 – вторая, 3 – третья, 4 – четвертая. Большой частью облако точек расположено в области значений изотопных отношений, относящихся к пресноводным озерам (Leng, Marshall, 2004).

Fig. 8. The position of the observation points (circles) on the lake Bannoe sediments with a linear trend (solid black line) with $R^2 = 0.81$ on the diagram $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}-\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$.

Zones: 1 – the first, 2 – the second, 3 – the third, 4 – the fourth. Most of the point is located in the range of isotope ratios related to freshwater lakes (Leng, Marshall, 2004).

тация) отмечаются для первого этапа. Установлено, что на исследуемой территории господствовали степи, на отдельных участках присутствовали березовые редколесья и ольхово-ивовые кустарнички.

Полученные данные согласуются с региональными данными по озерам Среднего и Южного Урала (Масленникова и др., 2014; Maslennikova et al., 2016), в которых начало озерного седиментогенеза

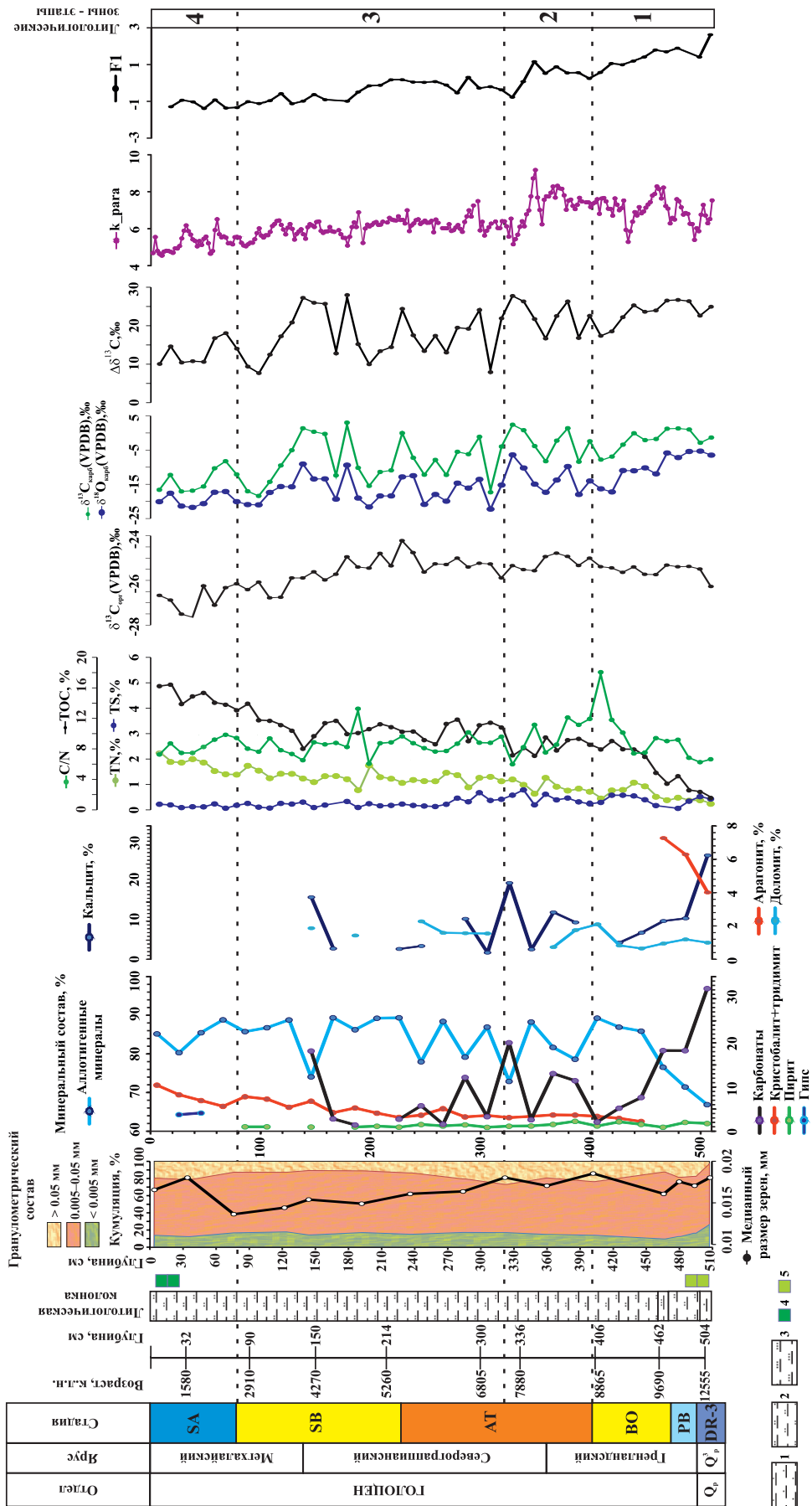


Рис. 9. Результаты комплексного исследования осадочных отложений оз. Банное.

1 – суглинок тяжелый алевроитовый, 2 – суглинок легкий алевроитовый, 3 – супесь алевроитовая, 4 – образцы с доминированием пыльцы древесных растений, 5 – образцы с доминированием пыльцы трав. Q₃ – верхний плейстоцен, Q₁ – верхний плейстоцен, DR-3 – поздний дриас; стадии: PB – пребореальная, BO – бореальная, AT – атлантическая, SB – суббореальная, SA – субатлантическая (Blytt, 1876a, b; Sernander, 1984; Gradstein et al., 2020).

Fig. 9. The result of complex study of lacustrine sediments of Lake Bannoe.

1 – heavy clayey silt, 2 – light clayey silt, 3 – sandy silt, 4 – samples with dominance of woods pollen; 5 – samples with dominance of grass pollen; Q₃ – Upper Pleistocene, DR-3 – Younger Dryas; stages: PB – Preboreal, BO – Boreal, AT – Atlantic, SB – Subboreal, SA – Subatlantic (Blytt, 1876a, b; Sernander, 1984; Gradstein et al., 2020).

неза характеризуется накоплением отложений, отложенных в условиях повышенной карбонатной щелочности.

Вторая зона соответствует интервалу разреза 404–322 см (мощность 82 см), ранний АТ (≈ 8900 – 7400 к.л.н.). Для данной зоны характерно увеличение ТОС, TN. Возрастание содержания органического вещества отмечено для этого времени (< 8000 лет назад) и для оз. Турояк (Масленникова и др., 2018). Значения C/N снижаются относительно предыдущей стадии и изменяются в интервале от 5.98 до 12.11, что указывает на увеличение роли эндогенной органики. На этом этапе водоем остается еще относительно мелководным (доля песчаной фракции 19.30–26.71% со средним 23.15%, среднее значение Md 0.018 мм). Карбонатная фаза представлена доломитом и кальцитом. Согласно биохемогенному механизму, осадки, по-видимому, формировались в условиях еще довольно сухого климата (Фролов, 1992; Панова, Антипина, 2007, 2013), что подтверждается изотопными данными: наиболее выраженные положительные отклонения $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ (процесс испарения превалирует над притоком воды) и $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ (уменьшение притока свежих метеорных вод, обогащенных легким изотопом C и поглощение ^{12}C при фотосинтезе за счет увеличения органической продуктивности в мелководном озере) отмечаются в интервале 358–328 см, ≈ 8200 – 7640 к.л.н.

Третья зона выделяется в интервале разреза 322–78 см (мощность 244 см). Осадки накапливались на протяжении поздней АТ и SB (≈ 7400 – 2600 к.л.н.) в условиях некоторого увеличения аккомодации водоема (вверх по разрезу отмечается уменьшение доли песчаной фракции (с 20.28 до 10.54 %) и Md (с 0.016 до 0.014 мм)). Наиболее выраженные положительные отклонения $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ (процесс испарения превалирует над притоком) и $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ (уменьшение притока свежих метеорных вод, обогащенных легким изотопом C, и поглощение ^{12}C при фотосинтезе за счет увеличения органической продуктивности в мелководном озере) отмечаются для данного этапа в интервалах 308–298 см (≈ 7040 – 6770 к.л.н.), 248–238 см (≈ 5870 – 5700 к.л.н.), 198–178 см (≈ 5000 – 4700 к.л.н.) и 158–138 см (≈ 4400 – 4000 к.л.н.). Указанные события аридизации подтверждаются в работах (Панова, Антипина, 2007, 2013; Maslennikova et al., 2016). К рубежу АТ–SB (≈ 5500 к.л.н.) доля карбонатной компоненты заметно сокращается с 18.17 до 1.43% (при этом доля аллотигенной компоненты увеличивается с 74.07 до 89.38%), что может указывать на уменьшение сухости и/или похолодание климата. По данным $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$, а также спорово-пыльцевого анализа, на рубеже АТ–SB приходится смена травяной растительности на древесную в обрамлении озера, что указывает на повышение влажности климата. Выше по разрезу в интервале 186–138 см

(≈ 4800 – 4000 к.л.н.) отмечаются увеличение карбонатности до 18%, а также увеличение показателей изотопов карбонатного вещества, что указывает на аридизацию, которая подтверждается данными по оз. Сырыткуль (Maslennikova et al., 2016) и палеопочвам (Демкин, 1996; Демкин и др., 1998).

Четвертая зона соответствует интервалу 78–2 см (мощность 76 см), стадии SA (≈ 2600 – 900 к.л.н.). Высокие значения ТОС, TN свидетельствуют об увеличении роли органического вещества в осадке. Отношение C/N < 10 , что указывает на доминирующую роль эндогенной органики. На этом этапе, вероятно, произошло сокращение аккомодации водоема. К отметке разреза 26 см (≈ 1450 к.л.н.) возрастает доля песчаной фракции в интервале 12.5–21.26% со средним 17.73% и Md изменяется в пределах 0.014–0.018 мм со средним 0.016 мм; на отметках 24 см (≈ 1400 к.л.н.) и 46 см (≈ 1900 к.л.н.) выявлено присутствие некоторого количества гипса (≈ 4 %). Для понимания происхождения гипса необходимы дополнительные минералогические исследования с более частым отбором образцов в рассматриваемой зоне. Для четвертой зоны отмечается более легкий состав изотопов углерода и кислорода карбонатного вещества по сравнению с предыдущим этапом (средние значения для третьего этапа: $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}} = -8.09\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}} = -16.61\text{‰}$, для четвертого: -13.65 и -19.50 ‰ соответственно), что может указывать на уменьшение сухости климата на четвертом этапе. И, согласно спорово-пыльцевому анализу, на исследуемой территории господствовали березовые леса, присутствовали хвойные породы, ольхово-ивовые кустарнички. В меньшей степени было развито разнотравье (см. Приложение 2). Вероятно, что в это время был климат, близкий к современному.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование показывает, что литологические особенности донных отложений оз. Банное выступают индикатором условий озерного осадконакопления в соответствии с климатической стадийностью голоцена. Наиболее информативными показателями данной индикации являются размер зерен, аллотигенная компонента, карбонатные минералы, характеристики органического вещества и изотопный состав углерода и кислорода.

Вариации размера зерен и соотношения аллотигенной и карбонатной составляющих отражают изменения аккомодации водоема и поставки обломочного материала, связанные с изменением влажности климата.

Впервые для этого региона выявлено значение парамагнитной компоненты k_{para} как показателя интенсивности поступления аллотигенного материала в озерный бассейн осадконакопления.

Характеристики органического вещества (ТОС, $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$, отношение C/N) информативны для индикации чувствительных к климату изменений биопродуктивности бассейна осадконакопления и оценки изменения в осадочной системе соотношения экзогенной и эндогенной органики.

Изотопный состав углерода и кислорода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$) в карбонатной составляющей донных отложений, благодаря чувствительности к изменению биомассы, колебаниям температуры и притоку свежих вод в озеро, выступает информативным индикатором литологической зональности и климатических событий голоцена.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г. (2010) Геохимия и формирование подземных вод Южного Урала. Уфа: Гилем, 420 с.
- Бахтин А.И., Низамутдинов Н.М., Хасанова Н.М., Нуриева Е.М. (2007) Факторный анализ в геологии. Учеб. пособие. Казань: Казанск. гос. ун-т, 32 с.
- Биккинин Р.Ф. (1999) Ихтиофауна Республики Башкортостан. Фауна и флора Республики Башкортостан: проблемы их изучения и охраны. Уфа, 45-50.
- Борисов А.С. (2004) Система технологического обеспечения палеомагнитных исследований отложений современных озер. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук: Казань, 267 с.
- Буров Б.В., Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. (1986) Палеомагнитный анализ: Изд-во КГУ, 167 с.
- Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А., Оже Т. (2007) Структурно-вещественная эволюция комплексов платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа. *Литосфера*, (3), 3-27.
- Государственная геологическая карта. (1960) Лист N-40-XXIII, м-б 1:200 000.
- Демкин В.А. (1996) Природные условия Волго-Уральских степей III–II тыс. лет до н. э. Северо-Восточное Приазовье в системе Евразийских древностей (энеолит-бронзовый век). Ч II. Донецк.
- Демкин В.А., Дергачева М. И., Борисов А.В., Рысков Я.Г., Олейник С.А. (1998) Эволюция почв и изменение климата восточно-европейской полупустыни в позднем голоцене. *Почвоведение*, (2), 148-157.
- Карогодин Ю.Н. (1980) Седиментационная цикличность. М.: Недра, 242 с.
- Косарева Л.Р., Щербаков В.П., Нургалиев Д.К., Нургалиева Н.Г. и др. (2020) Периодизация климатических циклов в голоцене по синхронным вариациям магнитных и геохимических параметров осадков озера Большое Яровое (юго-запад Сибири). *Геология и геофизика*, **61**(7), 889-907. <https://doi.org/10.15372/GiG2019148>
- Куприянова Л.А., Алешина Л.А. (1972) Пыльца и споры растений флоры СССР. Т. 1. Л.: Наука, 171 с.
- Куприянова Л.А., Алешина Л.А. (1978) Пыльца двудольных растений флоры Европейской части СССР. *Lamiaceae–Zygophyllaceae*. Л.: Наука, 183 с.
- Кучева Н.А., Степанова Т.И. (2013) Предложения по модернизации схемы районирования нижнего карбона Урала (на примере Среднего и Южного Урала). *Ежегодник-2012*. Екатеринбург, 22-28. (Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 160).
- Леонова Г.А., Мальцев А.Е., Меленевский В.Н., Мирошниченко Л.В., Кондратьева Л.М., Бобров В.А. (2018) Геохимия диагенеза органогенных осадков на примере малых озер юга Западной Сибири и Прибайкалья. *Геохимия*, (4), 363-382. <https://doi.org/10.7868/S0016752518030068>
- Леусова Н.Ю. (2020) Устойчивость и сохранность биогенных форм кремнезема в углях. *Усп. совр. естествознания*, (12), 117-123.
- Логвиненко Н.В. (1984) Петрография осадочных пород (с основами методики исследования). М.: Высш. шк., 416 с.
- Мальцев А.Е. (2017) Геохимия голоценовых разрезов сапропелей малых озер юга Западной Сибири и Восточного Прибайкалья. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: Ин-т геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 199 с.
- Масленникова А.В., Удачин В.Н., Дерягин В.В. (2014) Палеоэкология и геохимия озерной седиментации голоцена Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 136 с.
- Масленникова А.В., Удачин В.Н., Дерягин В.В., Штенберг М.В. (2018) Реконструкция этапов развития озера Тургой (Южный Урал) в голоцене. *Литосфера*, (6), 914-927. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-6-914-927>
- Маслов В.А., Артюшкова О.В. (2010) Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 288 с.
- Махмутова Г.М., Альдермузина И.Ф. (2016) Озеро Якты-куль: рекреационный потенциал, перспективы развития. *Инноваци. наука*, **8**(3), 180-181.
- Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. (2009) Полезная модель "Коэрцитивный спектрометр". Патент № 81805. Государственный реестр полезных моделей Российской Федерации, 27 марта.
- Обстановки осадконакопления и фации. (1990) (Пер. с англ. Под ред. Х. Рединга). в 2 т. Т. 1. М.: Мир, 352 с.
- Панова Н.К., Антипина Т.Г. (2007) Динамика растительности и природной среды в голоцене по данным палинологического и ботанического исследования археологических памятников Шигирского торфяника. *Экология древних и традиционных обществ*, вып. 3, 48-50.
- Панова Н.К., Антипина Т.Г. (2013) История развития Горбуновского торфяника на Среднем Урале и освоение его территории человеком в голоцене. *Динамика современных экосистем в голоцене*. Казань, 273-276.
- Пробоотбор и пробоподготовка образцов почв к рентгенографическому фазовому анализу. (2007). Казань: Изд-во КГУ, 14-17.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. (1990) Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 180 с.
- Скляр Е.В. (2001) Интерпретация геохимических данных. Учеб. пособие. (Под ред. Б.В. Склярова). М.: Интернет Инжиниринг, 288 с.
- Солотчин П.А. (2023) Литолого-минералогические летописи донных отложений озер Сибирского региона как основа палеоклиматических реконструкций. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 237 с.

- Солотчина Э.П., Кузьмин М.И., Солотчин П.А., Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Даниленко И.В. (2019) Аутигенные карбонаты голоценовых осадков озера Иткуль (Юг Западной Сибири) – индикаторы изменений климата. *Докл. АН*, **487**(1), 54-59. <https://doi.org/10.31857/S0869-5652487154-59>
- Страхов Н.М. (1966) Геохимия кремнезема: М.: Наука, 434 с.
- Субетто Д.А. (2009) Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. СПб.: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 343 с.
- Фролов В.Т. (1992) Литология. Кн. 1. Учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ, 336 с.
- Шванов В.Н. (1969) Песчаные породы и методы их изучения. Л.: Недра, 248 с.
- Экология озера Большое Миассово. (2000) (Под ред. А.Г. Рогозина, В.А. Ткачева). Миасс: ИГЗ УрО РАН, 318 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2011) Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 742 с.
- Юсупова А.Р., Нурғалиева Н.Г. (2021) Геохимическая основа индикации изменения климата по голоценовым донным отложениям озера Банное (Южный Урал). *Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки*, **163**(3), 514-526. <https://doi.org/10.26907/2542-064X.2021.3.514-526>
- Allen H.D. (2003) Response of past and present Mediterranean ecosystems to environmental change. *Progress Phys. Geogr. J.*, **27**(3), 359-377. <https://doi.org/10.1191/0309133303pp387r>
- Avarena R. (1992) Carbon isotope composition of lake sediments in relation to lake productivity and radiocarbon dating. *Quat. Res.*, **37**, 333-345 [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(92\)90071-P](https://doi.org/10.1016/0033-5894(92)90071-P)
- Blytt A.G. (1876a) Forsøg til en Theori om Indvandingen af Norges Flora. *Nyt Mag. Naturv. Christiania* (Oslo), **21**, 279-362.
- Blytt A.G. (1876b) Immigration of the Norwegian Flora. Cammermeyer. Christiania (Oslo), 89 p.
- Bond G. (1997) A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Sci.*, **278**(5341), 1257-1266. <https://doi.org/10.1126/science.278.5341.1257>
- Bovle J.F. (2002) Inorganic geochemical methods in paleolimnology. In Tracking environmental change using lake sediments. V. 2. Physical and geochemical methods. (Eds M.W. Last, J.P. Smol). Kluwer Academic Publishers, 83-142. https://doi.org/10.1007/0-306-47670-3_5
- Deelman J.C. (2011) Low Temperature Formation of Dolomite and Magnesite. Open access e book, 512.
- Egli R. (2004a) Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves. 1. Unmixing natural sediments. *Studia Geophys. Geodaetica*, **48**(2), 391-446. <https://doi.org/10.1023/B:SGEG.0000020839.45304.6d>
- Egli R. (2004b) Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves. 2. Fundamental properties of coercivity distributions. *Phys. Chem. Earth*, **29**(13/14), 851-867. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2004.04.001>
- Evans M. (2003) Environmental Magnetism. Principles and Applications of Enviromagnetics (M. Evans, F. Heller). San Diego, Academic Press, 299 p.
- Fægri K., Iversen J. (1950) Textbook of pollen analysis. *Munksgaard, Copenhagen*, 168 p.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (2020) The Geologic Time Scale. V. 2. Elsevier, 1219-1240.
- Iassonov P.G., Nourgaliev D.K., Burov B.V., Heller F. (1998) A modernized coercivity spectrometer. *Geol. Carpathica*, (49), 224-226.
- Kosareva L.R., Nourgaliev D.K., Kuzina D.M., Spassov S., Fattakhov A.V. (2015) Ferromagnetic, dia-/paramagnetic and superparamagnetic components of Aral sea sediments: significance for paleoenvironmental reconstruction. *ARPJ. Earth Sci.*, **4**(1), 1-6.
- Krishnamurthy R.V., Bhattacharya S.K., Kusumgar S. (1986) Palaeoclimatic changes deduced from $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and C/N ratios of Karewa lake sediments. India. *Nature*, **323**, 150-152. <https://doi.org/10.1038/323150a0>
- Krylov P.S., Nurgaliev D.K., Yasonov P.G., Dautov A.N. et al. (2020) Seismoacoustic research of lake Bannoe bottom sediments (South Ural, Russia). *ARPJ. Eng. Appl. Sci.*, **15**(1), 133-135.
- Lamb A.L., Leng M.J., Mohammed M.U., Lamb H.F. (2004) Holocene climate and vegetation change in the Main Ethiopian Rift Valley, inferred from the composition (C/N and d^{13}C) of lacustrine organic matter. *Quat. Sci. Rev.*, **23**(7), 881-891. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.06.010>
- Leng M.J., Marshall J.D. (2004) Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quart. Sci. Rev.*, (23), 811-831. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.06.012>
- Maslennikova A.V., Udachin V.N., Aminov P.G. (2016) Lateglacial and Holocene environmental changes in the Southern Urals reflected in palynological, geochemical and diatom records from the lake Syrytkul sediments. *Quat. Int.*, (420), 65-75. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.08.062>
- McKenzie J.A. (1985) Carbon isotopes and productivity in the lacustrine and marine environment. Chemical processes in lakes. N.Y., John Wiley and Sons, 99-118.
- Meyers P.A. (2003) Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: A summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Org. Geochem.*, **34**, 261-289. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(02\)00168-7](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(02)00168-7)
- Meyers P.A. (1994) Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chem. Geol.*, **114**, 289-302. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90059-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90059-0)
- Minyuk P.S., Borkhodoev V.Y., Wennrich V. (2014) Inorganic geochemistry data from Lake El'gygytyn sediments: marine isotope stages 6–11. *Climate Past*, **10**(2), 467-485. <https://doi.org/10.5194/cp-10-467-2014>
- Rapuc W., Sabatier P., Arnaud F., Palumbo A., Develle A.-L., Reyss J.-L., Augustin L., Régnier E., Chapron E., Dumoulin J.-P., von Grafenstein U. (2019) Holocene-long record of flood frequency in the Southern Alps (Lake Iseo, Italy) under human and climate forcing. *Global Planet. Change*, **34**. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.02.010>
- Reille M. (1995) Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord Supplement 1. Laboratoire de botanique historique et palynologie. URA CNRS. Marseille, France, 520 p. <https://doi.org/10.7202/004885ar>
- Routh J., Meyers P.A., Hjorth T., Baskaran M., Hallberg R.

- (2007) Sedimentary geochemical record of recent environmental changes around Lake Middle Marviken. Sweden. *J. Paleolimn.*, **37**, 529-545 <https://doi.org/10.1007/s10933-006-9032-7>
- Russell J.M., Werne J.P. (2009) Climate change and productivity variations recorded by sedimentary sulfur in Lake Edward, Uganda. D.R. Congo. *Chem. Geol.*, (264), 337-346. <https://doi.org/10.3390/ijerph192214798>
- Sernander R. (1984) Studier öfver den Götlandska vegetationens utvecklingshistora. Akademisk afhandling, Uppsala, 112 p.
- Talbot M.R. (1990) A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chem. Geol.: Isotope Geosci. Sect.*, **80**(4). [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(90\)90009-2](https://doi.org/10.1016/0168-9622(90)90009-2)
- Turney C.S.M. (1999) Lacustrine bulk organic d13C in the British Isles during the last glacial-Holocene transition (14-9 Ka C-14 BP). *Arct. Antarct. Alp. Res.*, **31**, 71-81. <https://doi.org/10.2307/1552624>
- Tzedakis P.C., Andrieu V., Beaulieu J.L., Crowhurst S. de et al. (1997) Comparison of terrestrial and marine records of changing climate of the last 500 000 years. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **150**, 171-176. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00078-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00078-2)
- Tzedakis P.C., Hooghiemstra H., Pälike H. (2006) The last 1.35 million years at Tenaghi Philippon: revised chronostratigraphy and long-term vegetation trends. *Quat. Sci. Rev.*, **25**, 3416-3430. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.09.002>
- Watts W.A., Allen J.R.M., Huntley B. (1995) Vegetation history and palaeoclimate of the last glacial period at Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Quat. Sci. Rev.*, **15**, 133-153. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00093-3](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00093-3)
- Wetzel R.G. (2001a) Limnology: Lake and River Ecosystems. San Diego: Academic Press, 1006 p.
- Wetzel R.G. (2001b) Limnology. Philadelphia, 743 p.
- Woszczyk M., Bechtel A., Gratzner R., Kotarba M.J., Kokocinski M., Fiebig J., Cieslinski R. (2011) Composition and origin of organic matter in surface sediments of Lake Sarbsko: A highly eutrophic and shallow coastal lake (northern Poland). *Org. Geochem.*, **42**, 1025-1038. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2011.07.002>
- Yusupova A., Kuzina D., Batalin G., Gareev B., Nourgalieva N. (2020) First Geochemical Data on Lacustrine Sediments, Lake Bannoe (Bannoe), Southern Urals. *Proceedings 4th Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting 2020 Sedimentary Earth Systems: Stratigraphy, Geochronology, Petroleum Resources*, 292-297. https://doi.org/10.26352/E922_KAZAN2020
- Zhang W., Ming Q., Shi Z., Chen G., Niu J. et al. (2014) Lake Sediment Records on Climate Change and Human Activities in the Xingyun Lake Catchment, SW China. *PLoS ONE*, **9**(7), 1-10. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0102167>
- Zhong W., Xue J., Li X., Xu H., Ouyang J. (2010) A Holocene climatic record denoted by geochemical indicators from Barkol Lake in the northeastern Xinjiang, NW China. *Geochem. Int.*, **48**(8), 792-800. <https://doi.org/10.1134/s0016702910080057>
- Ufa6 Gilem Publ., 420 p. (In Russ.)
- Allen H.D. (2003) Response of past and present Mediterranean ecosystems to environmental change. *Progress Phys. Geogr. J.*, **27**(3), 359-377. <https://doi.org/10.1191/0309133303pp387r>
- Avarena R. (1992) Carbon isotope composition of lake sediments in relation to lake productivity and radiocarbon dating. *Quat. Res.*, **37**, 333-345 [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(92\)90071-P](https://doi.org/10.1016/0033-5894(92)90071-P)
- Bakhtin A.I., Nizamutdinov N.M., Khasanova N.M., Nurieva E.M. (2007) Factor analysis in geology: Textbook. Kazan, Kazan St. Univ. Publ., 32 p. (In Russ.)
- Bikkinin R.F. (1999) Ichthyofauna of the Republic of Bashkortostan. Fauna and flora of the Republic of Bashkortostan: problems of their study and protection. Ufa, 45-50. (In Russ.)
- Blytt A.G. (1876a) Forsøg til en Theori om Indvandingen af Norges Flora. *Nyt Mag. Naturv.* Christiania (Oslo), **21**, 279-362.
- Blytt A.G. (1876b) Immigration of the Norwegian Flora. Cammermeyer. Christiania (Oslo), 89 p.
- Bond G. (1997) A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Sci.*, **278**(5341), 1257-1266. <https://doi.org/10.1126/science.278.5341.1257>
- Borisov A.S. (2004) The system of technological support for paleomagnetic studies of sediments of modern lakes. Doc. geol. and min. sci. diss. Kazan, 267 p. (In Russ.)
- Bovle J.F. (2002) Inorganic geochemical methods in paleolimnology. In Tracking environmental change using lake sediments. V. 2. Physical and geochemical methods. (Eds M.W. Last, J.P. Smol). Kluwer Academic Publishers, 83-142. https://doi.org/10.1007/0-306-47670-3_5
- Burov B.V., Nurgaliev D.K., Yasonov P.G. (1986) Paleomagnetic analysis. Kazan, Kazan St. Univ. Publ., 167 p. (In Russ.)
- Deelman J.C. (2011) Low Temperature Formation of Dolomite and Magnesite. Open access e book, 512.
- Demkin V.A. (1996) Natural conditions of the Volga-Ural steppes III-II thousand years BP. The North-Eastern Azov region in the system of Eurasian antiquities (Eneolithic-Bronze Age). Ch. II. Donetsk. (In Russ.)
- Demkin V.A., Dergacheva M.I., Borisov A.V., Ryskov Ya.G., Oleinik S.A. (1998) Evolution of soils and climate change of the Eastern European semidesert in the Late Holocene. *Pochvovedenie*, (2), 148-157. (In Russ.)
- Ecology of lake Big Miassovo. (2000) (Eds A.G. Rogozin, V.A. Tkachev). Miass, IGZ UrO RAN Publ., 318 p. (In Russ.)
- Egli R. (2004a) Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves. 1. Unmixing natural sediments. *Studia Geophys. Geodastica*, **48**(2), 391-446. <https://doi.org/10.1023/B:SGEG.0000020839.45304.6d>
- Egli R. (2004b) Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves. 2. Fundamental properties of coercivity distributions. *Phys. Chem. Earth*, **29**(13/14), 851-867. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2004.04.001>
- Evans M. (2003) Environmental Magnetism. Principles and Applications of Enviromagnetism (M. Evans, F. Heller). San Diego, Academic Press, 299 p.
- Fægri K., Iversen J. (1950) Textbook of pollen analysis. *Munksgaard, Copenhagen*, 168 p.
- Frolov V.T. (1992) Lithology. B. 1. Moscow, Mosk. St. Univ.

REFERENCES

Abdrakhmanov R.F., Popov V.G. (2010) Geochemistry and Groundwater Formation Proctsses in the Southtrn Urals.

- Publ., 336 p. (In Russ.)
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (2020) The Geologic Time Scale. V. 2. Elsevier, 1219-1240.
- Iassonov P.G., Nourgaliev D.K., Burov B.V., Heller F. (1998) A modernized coercivity spectrometer. *Geol. Carpathica*, (49), 224-226.
- Karogodin Yu.N. (1980) Sedimentary cyclicity. Moscow, Nedra Publ., 242 p. (In Russ.)
- Kosareva L.R., Nourgaliev D.K., Kuzina D.M., Spassov S., Fattakhov A.V. (2015) Ferromagnetic, dia-/paramagnetic and superparamagnetic components of Aral sea sediments: significance for paleoenvironmental reconstruction. *ARPJ. Earth Sci.*, 4(1), 1-6.
- Krishnamurthy R.V., Bhattacharya S.K., Kusumgar S. (1986) Palaeoclimatic changes deduced from $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and C/N ratios of Karewa lake sediments. India. *Nature*, **323**, 150-152. <https://doi.org/10.1038/323150a0>
- Krylov P.S., Nourgaliev D.K., Yasonov P.G., Dautov A.N. et al. (2020) Seismoacoustic research of lake Bannoe bottom sediments (South Ural, Russia). *ARPJ. Eng. Appl. Sci.*, **15**(1), 133-135.
- Kucheva N.A., Stepanova T.I. (2013) Proposals for the modernization of the zoning scheme of the lower carboniferous Urals (on the example of the Middle and Southern Urals). *Ezhegodnik-2012*, 22-28. (Tr. IGG UrO RAN, vyp. 160). (In Russ.)
- Kupriyanova L.A., Aleshina L.A. (1972) Pollen and spores of plants from the Flora of European part of the USSR. V. I. Leningrad, Nauka Publ., 1-171. (In Russ.)
- Kupriyanova L.A., Aleshina L.A. (1978) Pollen Dicotyledonearum Florae parties Europaeae URSS. Lamiaceae-Zygophyllaceae. Leningrad, Nauka Publ., 1-184. (In Russ.)
- Lamb A.L., Leng M.J., Mohammed M.U., Lamb H.F. (2004) Holocene climate and vegetation change in the Main Ethiopian Rift Valley, inferred from the composition (C/N and $\delta^{13}\text{C}$) of lacustrine organic matter. *Quat. Sci. Rev.*, **23**(7), 881-891. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.06.010>
- Leng M.J., Marshall J.D. (2004) Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quat. Sci. Rev.*, (23), 811-831. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.06.012>
- Leonova G.A., Mal'tsev A.E., Melenevskii V.N., Miroshnichenko L.V., Kondrat'eva L.M., Bobrov V.A. (2018) Geochemistry of Diagenesis of Organogenic Sediments: An Example of Small Lakes in Southern West Siberia and Western Baikal Area. *Geokhimiya*, (4), 363-382. (In Russ.) <https://doi.org/10.7868/S0016752518030068>
- Leusova N.Yu. (2020) Stability and preservation of biogenic forms of silica in coals. *Uspekhi Sovremennogo Estestvoznaniya*, (12), 117-123. (In Russ.)
- Logvinenko N.V. (1984) Sedimentary rocks petrography (with research technique basics). Moscow, Vysshaya Shkola Publ., 416 p. (In Russ.)
- Makhmudova G.M., Al'dermuzina I.F. (2016) Lake Yaktykul: recreational potential, development prospects. *Innovatsionnaya Nauka*, **8**(3), 180-181. (In Russ.)
- Mal'tsev A.E. (2017) Geochemistry of Holocene sections of sapropels of small lakes in the south of Western Siberia and Eastern Baikal region. Cand. geol. and min. sci. diss. Novosibirsk, A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, 199 p. (In Russ.)
- Maslennikova A.V., Udachin V.N., Aminov P.G. (2016) Lateglacial and Holocene environmental changes in the Southern Urals reflected in palynological, geochemical and diatom records from the lake Syrytkul sediments. *Quat. Int.*, (420), 65-75. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.08.062>
- Maslennikova A.V., Udachin V.N., Deryagin V.V. (2014) Paleoecology and Geochemistry of the Lacustrine Sedimentation in the Urals. Ekaterinburg, RIO UrO RAN, 136 p. (In Russ.)
- Maslennikova A.V., Udachin V.N., Deryagin V.V., Shtenberg M.V. (2018) Reconstruction of Turgoyak lake (the Southern Urals) ecosystem changes in holocene. *Lithosphere (Russia)*, (6), 914-927. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-6-914-927>
- Maslov V.A., Artyushkova O.V. (2010) Stratigraphy and correlation of Devonian deposits of the Magnitogorsk megazone of the Southern Urals. Ufa, Dizainpoligraf-servis Publ., 288 p. (In Russ.)
- McKenzie J.A. (1985) Carbon isotopes and productivity in the lacustrine and marine environment. Chemical processes in lakes. N.Y., John Wiley and Sons, 99-118.
- Meyers P.A. (2003) Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: A summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Org. Geochem.*, **34**, 261-289. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(02\)00168-7](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(02)00168-7)
- Meyers P.A. (1994) Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chem. Geol.*, **114**, 289-302. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90059-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90059-0)
- Minyuk P.S., Borkhodoev V.Y., Wennrich V. (2014) Inorganic geochemistry data from Lake El'gygytyn sediments: marine isotope stages 6-11. *Climate Past*, **10**(2), 467-485. <https://doi.org/10.5194/cp-10-467-2014>
- Nourgaliev D.K., Yasonov P.G. (2009) Coercive spectrometer. The patent of the Russian Federation for utility model No. 81805. Bulletin of FIPS No. 9, p. 401, Saratov. (In Russ.)
- Panova N.K., Antipina T.G. (2007) Dynamics of vegetation and natural environment in the Holocene according to palynological and botanical research of archaeological sites of the Shigir peat bog. *Ecology of Ancient and Traditional Societies*. Vyp. 3, 48-50. (In Russ.)
- Panova N.K., Antipina T.G. (2013) The history of the development of the Gorbunovsky peat bog in the Middle Urals and the development of its territory by man in the Holocene. *Dynamics of modern ecosystems in the Holocene*. Kazan, 273-276. (In Russ.)
- Rapuc W., Sabatier P., Arnaud F., Palumbo A., Develle A.-L., Reyss J.-L., Augustin L., Régnier E., Chapron E., Dumoulin J.-P., von Grafenstein U. (2019) Holocene-long record of flood frequency in the Southern Alps (Lake Iseo, Italy) under human and climate forcing. *Global Planet. Change*, **34**. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.02.010>
- Reille M. (1995) Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord Supplement 1. Laboratoire de botanique historique et palynologie. URA CNRS. Marseille, France, 520 p. <https://doi.org/10.7202/004885ar>
- Ronov A.B., Yaroshevskii A.A., Migdisov A.A. (1990) Chemical structure of the earth's crust and geochemical balance of the main elements. Moscow, Nauka Publ., 180 p. (In Russ.)
- Routh J., Meyers P.A., Hjorth T., Baskaran M., Hallberg R.

- (2007) Sedimentary geochemical record of recent environmental changes around Lake Middle Marviken. Sweden. *J. Paleolimn.*, **37**, 529-545. <https://doi.org/10.1007/s10933-006-9032-7>
- Russell J.M., Werne J.P. (2009) Climate change and productivity variations recorded by sedimentary sulfur in Lake Edward, Uganda. D.R. Congo. *Chem. Geol.*, (264), 337-346. <https://doi.org/10.3390/ijerph192214798>
- Sampling and sample preparation of soil samples for X-ray phase analysis. (2007) Kazan, Kazan St. Univ. Publ., 14-17. (In Russ.)
- Sedimentation and facies conditions (1990) (Trans. from Engl. Ed. H. Reading). In 2 v. V. 1. Moscow, Mir Publ., 352 p. (In Russ.)
- Sernander R. (1984) Studier öfver den Götlandska vegetations utvecklingshistora. Akademisk afhandling, Uppsala, 112 p.
- Shvanov V.N. (1969) Sand rocks and methods of their study. Leningrad, Nedra Publ., 248 p. (In Russ.)
- Sklyarov E.V. (2001) Interpretation of geochemical data: Textbook. (Ed. B.V. Sklyarov). Moscow, Internet Inzhiniring Publ., 288 p. (In Russ.)
- Solotchin P.A. (2023) Lithological and mineralogical records of lacustrine sediments of lakes in the Siberian region as the basis for paleoclimatic reconstructions. Doc. geol. and min. sci. diss. Novosibirsk, 237 p. (In Russ.)
- Solotchina E.P., Kuz'min M.I., Solotchin P.A., Mal'tsev A.E., Leonova G.A., Danilenko I.V. (2019) Authigenic Carbonates from Holocene Sediments of Lake Itkul (South of West Siberia) as Indicators of Climate Changes. *Dokl. Earth Sci.*, **487**(1), 745-750. (In Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0869-5652487154-59>
- State Geological Map. (1960) Sheet N-40-XXIII, scale 1:200 000.
- Strakhov N.M. (1966) Geochemistry of silica: Moscow, Nauka Publ., 434 p. (In Russ.)
- Subetto D.A. (2009) Bottom sediments of lakes: paleolimnological reconstructions. St.Petersburg, Publishing House of A.I. Herzen State Pedagogical University, 343 p. (In Russ.)
- Talbot M.R. (1990) A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chem. Geol.: Isotope Geosci. Sect.*, **80**(4). [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(90\)90009-2](https://doi.org/10.1016/0168-9622(90)90009-2)
- Turney C.S.M. (1999) Lacustrine bulk organic $\delta^{13}C$ in the British Isles during the last glacial-Holocene transition (14-9 Ka C-14 BP). *Arct. Antarct. Alp. Res.*, **31**, 71-81. <https://doi.org/10.2307/1552624>
- Tzedakis P.C., Andrieu V., Beaulieu J.L., Crowhurst S. de et al. (1997) Comparison of terrestrial and marine records of changing climate of the last 500 000 years. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **150**, 171-176. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00078-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00078-2)
- Tzedakis P.C., Hooghiemstra H., Pa'like H. (2006) The last 1.35 million years at Tenaghi Philippon: revised chronostratigraphy and long-term vegetation trends. *Quat. Sci. Rev.*, **25**, 3416-3430. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.09.002>
- Volchenko Yu.A., Ivanov K.S., Koroteev V.A., Ozhe T. (2007) Structural and material evolution of complexes of the platinum-bearing belt of the Urals during the formation of chromite-platinum deposits of the Ural type. *Lithosphere*, (3), 3-27. (In Russ.)
- Watts W.A., Allen J.R.M., Huntley B. (1995) Vegetation history and palaeoclimate of the last glacial period at Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Quat. Sci. Rev.*, **15**, 133-153. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00093-3](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00093-3)
- Wetzel R.G. (2001a) Limnology: Lake and River Ecosystems. San Diego: Academic Press, 1006 p.
- Wetzel R.G. (2001b) Limnology. Philadelphia, 743 p.
- Woszczyk M., Bechtel A., Gratzner R., Kotarba M.J., Kokocinski M., Fiebig J., Cieslinski R. (2011) Composition and origin of organic matter in surface sediments of Lake Sarbsko: A highly eutrophic and shallow coastal lake (northern Poland). *Org. Geochem.*, **42**, 1025-1038. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2011.07.002>
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2011) Geochemical indicators of lithogenesis, in *Litologicheskaya geokhimiya (Lithological Geochemistry)*. Syktyvkar, Geoprint Publ., 742 p. (In Russ.)
- Yusupova A., Kuzina D., Batalin G., Gareev B., Nurgalieva N. (2020) First Geochemical Data on Lacustrine Sediments, Lake Bannoe (Bannoe), Southern Urals. *Proceedings 4th Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting 2020 Sedimentary Earth Systems: Stratigraphy, Geochronology, Petroleum Resources*, 292-297. https://doi.org/10.26352/E922_KAZAN2020
- Yusupova A.R., Nurgalieva N.G. (2021) Geochemical basis of climate change indication in the Holocene sediments of Lake Bannoe (Southern Urals, Russia). *Uchenye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Seriya Estestvennye Nauki*, **163**(3), 514-526. (In Russ.) <https://doi.org/10.26907/2542-064X.2021.3.514-526>
- Zhang W., Ming Q., Shi Z., Chen G., Niu J. et al. (2014) Lake Sediment Records on Climate Change and Human Activities in the Xingyun Lake Catchment, SW China. *PLoS ONE*, **9**(7), 1-10. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0102167>
- Zhong W., Xue J., Li X., Xu H., Ouyang J. (2010) A Holocene climatic record denoted by geochemical indicators from Barkol Lake in the northeastern Xinjiang, NW China. *Geochem. Int.*, **48**(8), 792-800. <https://doi.org/10.1134/s0016702910080057>

ЛИТОСФЕРА Том 24 № 1

Январь–Февраль 2024

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

Учредитель
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого
Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации ПИ № ФС77-77043 от 21 октября 2019 г.
в Федеральной службе по надзору в сфере связи, информационных технологий
и массовых коммуникаций

Редактор-корректор: Н.М. Катаева, М.О. Тюлюкова
Оригинал-макет А.Ю. Одинцовой
Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН № 124	Дата выхода в свет 29.02.2024	Формат 60 × 84 $\frac{1}{8}$	Печать офсетная
Усл. печ. л. 24,5	Уч.-изд. л. 24,5	Тираж 70	Свободная цена
			Заказ _____

Институт геологии и геохимии УрО РАН	Екатеринбург, 620110, ул. Академика Вонсовского, 15
--------------------------------------	---

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии
ООО Универсальная Типография “Альфа Принт”
Адрес типографии:
620049, г. Екатеринбург, переулок Автоматики, 2ж
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru

LITHOSPHERE (Russia) Vol. 24 No. 1

January–February 2024

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
Federal Service for Supervision of Communications, Information Technology
and Mass Media

Editor-corrector: N.M. Kataeva, M.O. Tulukova
Original-layout A.Yu. Odintsova
Cover layout A.Yu. Savelieva

IPD IGG UB RAS № 124	Signed in print 29.02.2024	Format 60 × 84½	Offset print
Cond. print. sh. 24,5	Found.-publ. sh. 24,5	Circulation 70	Free price
			Order _____

Institute of Geology and Geochemistry UB RAS	15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110
--	---

Printed from the ready-made original layout in typography
OOO Universal Printing House “Alpha Print”
Printing house address:
2ж Automation Lane, Ekaterinburg 620049
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru