

ISSN 2500-302X (Online)

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

ЛИТОСФЕРА

Том 25 № 1 2025 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 25 No. 1 2025 January–February

Founded in 2001
Issued 6 times a year

Литосфера, 2025. Том 25, № 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. Маслеников, 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. Нечехин, ИГТ 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, ИГТ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Е.В. Пушкарёв, ИГТ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; А.Г. Талалай, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Холоднов, ИГТ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Черных, ИГТ 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), 2025. Volume 25, 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 Geologic Sciences, China); Viktor M. Necheukhin (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. Kornilov (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 25, № 1, 2025

Строение и эволюция тектонической структуры юго-восточной части Восточно-Европейской платформы и Прикаспийского нефтегазоносного остаточного океанического бассейна в позднем докембрии – кайнозое <i>Т. Н. Хераскова, Ю. А. Волож, М. П. Антипов, И. С. Пати́на</i>	5
Упругие свойства и широтная зональность литосферы Среднеуральской области повышенной сейсмичности по данным многоволновых глубинных сейсмических зондирований <i>В. В. Колмогорова, Г. И. Парыгин, А. Ю. Осипова, В. Ю. Осипов</i>	24
Исследование структурной геологии, контролирующей Опахскую разлому на формации Семилир в Йогьякарте, Индонезия <i>А. Фарисан, Н. А. Нурвантари, Фадлин, П. Д. Рахарджо, Э. Пусванто, К. Видийанто, Д. А. Вибово</i>	44
Литологическое, палеонтологическое и геохимическое обоснование ранневенлокского (ранний силур) перерыва в осадконакоплении в разрезе западного склона Северного Урала (р. Верхняя Косью) <i>Е. С. Пономаренко, Л. В. Соколова</i>	61
Четвертичные отложения в разрезах Гарев и Журавский на Нижней Печоре <i>Д. В. Пономарев, Н. Н. Воробьев, Т. И. Марченко-Вагапова, В. А. Исаков</i>	79
$\alpha^{Al}E$ индексы глинистых пород рифея Южного Урала и особенности выветривания (первая попытка анализа) <i>А. В. Маслов</i>	96
Минералогия и петрогенезис интрузивных пород Кутуевского Au-Cu-порфирового рудопроявления (Южный Урал) <i>С. Е. Знаменский</i>	114
Геохимические особенности руд и вмещающих пород крупного месторождения золота Вернинское (Бодайбинский район, Россия) <i>А. А. Котов, А. В. Волков, Т. М. Злобина, К. Ю. Мурашов</i>	134
Исследование магнитных характеристик горных пород Щучинского рудного района (Полярный Урал) <i>Н. А. Белоглазова, У. В. Вирьясова, Г. В. Иголкина</i>	156
Вещественный состав продуктов сернокислотного выщелачивания хвостов флотационного обогащения медеплавильных шлаков <i>А. Л. Котельникова, Е. С. Золотова, Д. С. Реутов</i>	168

Contents

Volume 25, No. 1, 2025

The structure and evolution of the tectonic structure of the southeastern part of the East European Platform and the Caspian oil and gas residual oceanic basin in the Late Precambrian – Cenozoic <i>T. N. Kheraskova, Yu. A. Volozh, M. P. Antipov, I. S. Patina</i>	5
Elastic properties and latitudinal zoning of the lithosphere of the Middle Ural region with increased seismicity according to multiwave deep seismic sounding data <i>V. V. Kolmogorova, G. I. Parygin, A. Yu. Osipova, V. Yu. Osipov</i>	24
Investigating the Structural Geology Control of the Opak Fault on the Semilir Formation in Yogyakarta, Indonesia <i>A. Farisan, N. A. Nurwantari, Fadlin, P. D. Raharjo, E. Puswanto, K. Widiyanto, D. A. Wibowo</i>	44
Lithologic, paleontologic and geochemical foundation of the Early Wenlockian (Early Silurian) sedimentation break in the western slope of the Northern Urals section (Verkhnyaya Kos'yu River) <i>E. S. Ponomarenko, L. V. Sokolova</i>	61
Quaternary sediments in the Garevo and Zhuravsky sections in the Lower Pechora River <i>D. V. Ponomarev, N. N. Vorobyev, T. I. Marchenko-Vagapova, V. A. Isakov</i>	79
α^{AlE} indices of Riphean clay rocks of the Southern Urals and weathering features (first attempt at analysis) <i>A. V. Maslov</i>	96
Mineralogy and petrogenesis of intrusive rocks of the Kutuevsky Au-Cu-porphyry ore occurrence (Southern Urals) <i>S. E. Znamensky</i>	114
Geochemical Characteristics of Host Rocks and Ores of the Verninskoe Large Gold Deposit (Bodaibo District, Russia) <i>A. A. Kotov, A. V. Volkov, T. M. Zlobina, K. Yu. Murashov</i>	134
Investigation of the magnetic characteristics of rocks of the Shchuchinsky ore region (Polar Ural) <i>N. A. Beloglazova, U. V. Viryasova, G. V. Igoalkina</i>	156
Material composition of sulfuric acid leaching products of copper smelting slag flotation tailings <i>A. L. Kotelnikova, E. S. Zolotova, D. S. Reutov</i>	168

УДК 551.24

DOI: 10.24930/2500-302X-2025-25-1-5-23

Строение и эволюция тектонической структуры юго-восточной части Восточно-Европейской платформы и Прикаспийского нефтегазоносного остаточного океанического бассейна в позднем докембрии – кайнозое

Т. Н. Хераскова, Ю. А. Волож, М. П. Антипов, И. С. Патина

Геологический институт РАН, 119017, г. Москва, Пыжевский пер, 7, стр. 1, e-mail: kheraskova.tatiana@yandex.ru

Поступила в редакцию 22.02.2024 г., принята к печати 07.06.2024 г.

Объект исследования. Юго-восточная часть Восточно-Европейской платформы и Прикаспийский нефтегазоносный бассейн. **Цель исследования.** Проанализировать изменение строения и эволюцию тектонической структуры юго-восточной части Восточно-Европейской платформы с позднего докембрия до кайнозоя. Выяснить причину возникновения в Прикаспийской впадине крупного нефтегазоносного бассейна. **Метод исследования.** Геологическая интерпретация данных сейсмопрофилирования, показанная в геофизических полях и отражающих горизонтах. Площадное распространение разновозрастных комплексов пород по данным бурения. **Результаты.** История юго-восточной части Восточно-Европейской платформы разделена на ряд этапов. В конце среднего рифея – первой половине позднего рифея возник эпигренвилльский суперконтинент Родиния (около 1000 млн лет). Континент Балтика вошел в состав суперконтинента Родиния. В конце позднего рифея – раннем венде возникли Центрально-Русский и Московский авлакогены, фиксирующие начало распада суперконтинента Родиния, кадомский орогенез и приращение Скифии. Территория Прикаспийской депрессии превратилась в прогиб, в который поступало большое количество обломочного материала со стороны кадомского орогена. **Выводы.** Анализ изменений строения тектонической структуры региона с позднего докембрия до кайнозоя показал его кардинальные изменения от глубоководного бассейна с утоненной корой, до мелководного солеродного бассейна. Изменения происходили не постепенно, а в течение 9 этапов крупных структурных перестроек. 9-й этап создал условия для возникновения в Прикаспийской впадине крупной нефтегазоносной провинции.

Ключевые слова: сейсмические разрезы, океанический бассейн, нефтегазоносность, тиманиды, кадомиды, варисциды, Восточно-Европейская платформа, Скифская плита, Туранская плита

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках Госзадания ГИН РАН по плану научно-исследовательских работ РАН

The structure and evolution of the tectonic structure of the southeastern part of the East European Platform and the Caspian oil and gas residual oceanic basin in the Late Precambrian – Cenozoic

Tatiana N. Kheraskova, Yuri A. Volozh, Michail P. Antipov, Irina S. Patina

Geological Institute, RAS, 7/1 Pyzhevsky lane, Moscow 119017, Russia, e-mail: kheraskova.tatiana@yandex.ru

Received 22.02.2024, accepted 07.06.2024

Research subject. The southeastern part of the East European Platform and the Caspian oil and gas basin. **Aim.** The analysis of the structural and evolutionary changes of the tectonic structure of the southeastern part of the East European Platform from the Late Precambrian to the Cenozoic and revealing the cause of the occurrence of a large oil and gas basin in the Cis-Caspian depression. **Materials and Methods.** Geological interpretation of seismic profiling data, shown in geophysical fields and reflecting horizons. Areal distribution of rock complexes of different ages according to drilling data. **Results.** The history of the southeastern part of the East European Platform is divided into a number of stages. At the end

Для цитирования: Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Патина И.С. (2025) Строение и эволюция тектонической структуры юго-восточной части Восточно-Европейской платформы и Прикаспийского нефтегазоносного остаточного океанического бассейна в позднем докембрии – кайнозое. *Литосфера*, 25(1), 5–23. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-1-5-23>. EDN: AQBQWW

For citation: Kheraskova T.N., Volozh Yu.A., Antipov M.P., Patina I.S. (2025) The structure and evolution of the tectonic structure of the southeastern part of the East European Platform and the Caspian oil and gas residual oceanic basin in the Late Precambrian – Cenozoic. *Lithosphere (Russia)*, 25(1), 5–23. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-1-5-23>. EDN: AQBQWW

© Т.Н. Хераскова, Ю.А. Волож, М.П. Антипов, И.С. Патина, 2025

of the Middle Riphean – the first half of the Late Riphean, the Epigrenville supercontinent Rodinia arose (about 1000 million years). The Baltic continent became part of the Rodinia supercontinent. At the end of the Late Riphean – Early Vendian, the Central Russian and Moscow aulacogens emerged, fixing the beginning of the collapse of the Rodinia supercontinent, Cadomian orogeny, and the attachment of Scythia. The Cis-Caspian area turned into a trough, which received a large amount of detrital material from the Cadomian orogen. *Conclusion.* The analysis of the tectonic structural changes during the Late Precambrian up to the Cenozoic demonstrated drastic evolution of its structure from a deep-sea basin with thin crust to a shallow salt basin. These changes did not occur gradually, but over the course of 9 stages of major structural changes. The ninth stage created the conditions for the emergence of a large oil and gas province in the Caspian region.

Keywords: seismic profiles, oceanic basin, oil and gas potential, timanides, variscides, cadomides, East European platform, Scythian and Turan platforms

Funding information

The paper was carried out within the framework of the State Task of the GIN RAS according to the plan of scientific research of the Russian Academy of Sciences

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы существенно возрос интерес к поиску новых месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых (Волож, Быкадоров и др. 2021, Курчавов, 2023, Башкова, Кожевникова и др. 2023, Казанцева Т.Т., 2023). Кажется необходимым и далее развивать эту тематику.

Район исследований представляет собой очень сложную зону сочленения трех крупных структур: Восточно-Европейской платформы, складчатого сооружения тиманид и варисцид складчатого сооружения Урала, а также кадомид Скифско-Туранской молодой платформы. Средне- и позднепалеозойская история развития была рассмотрена нами ранее (Оренбургский тектонический узел..., 2008, Буш и др., 2000, Сухоруков и др., 2016). В последнее время была произведена переработка большого количества сейсмических материалов, в результате чего их качество значительно улучшилось. Появилась возможность более детально показать строение и состав верхнедокембрийско-палеозойского комплекса отложений этого сложного тектонического узла и тем самым более объективно оценить его нефтегазовый потенциал. Кроме того, в мезо-кайнозое произошло существенное усложнение строения Прикаспийского бассейна из-за активизации движений по сдвигам различных направлений.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для решения поставленных задач была проведена детальная геологическая и седиментологическая интерпретация серии временных и глубинных сейсмических разрезов территории зоны сочленения юго-восточной части Восточно-Европейской платформы, Предуральяского прогиба, Башкирско-

го антиклинория и северного склона Скифско-Туранской молодой платформы. Это позволило выявить ряд неизвестных ранее особенностей строения этой территории, проследить этапы формирования ее структур. В результате были составлены новые структурно-фациальные карты для рифейского, вендско-раннекембрийского, ордовикского, девонского и мезо-кайнозойского этапов развития.

ЦЕЛИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полученные в ходе этих работ результаты должны существенно уточнить представления о Прикаспийской впадине и строении осадочного чехла юго-восточной части Восточно-Европейской платформы, что в итоге позволит проследить этапы формирования и эволюции крупнейшей Прикаспийской нефтегазоносной провинции и, возможно, увеличить ее нефтегазовый потенциал. Это исследование является завершением серии палеорекоonstrukций древних структур, проведенных нами ранее (Моссаковский и др., 1993, Хераскова и др., 2015, Хераскова, 2019, Хераскова, 2023).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Районирование территории и принципы расчленения сейсмических разрезов

В разрезах земной коры наиболее крупными подразделениями являются метаморфический фундамент (консолидированная кора) и осадочный чехол. Границей между ними служит преломляющий горизонт «d₀» с граничной скоростью 5.8–6.6 км/с по обрамлениям Центрально-Прикаспийской депрессии и 6.6–7.0 км/с в пределах последней. По возрасту консолидированной коры на рассматриваемой территории различается три крупных блока (рис. 1):

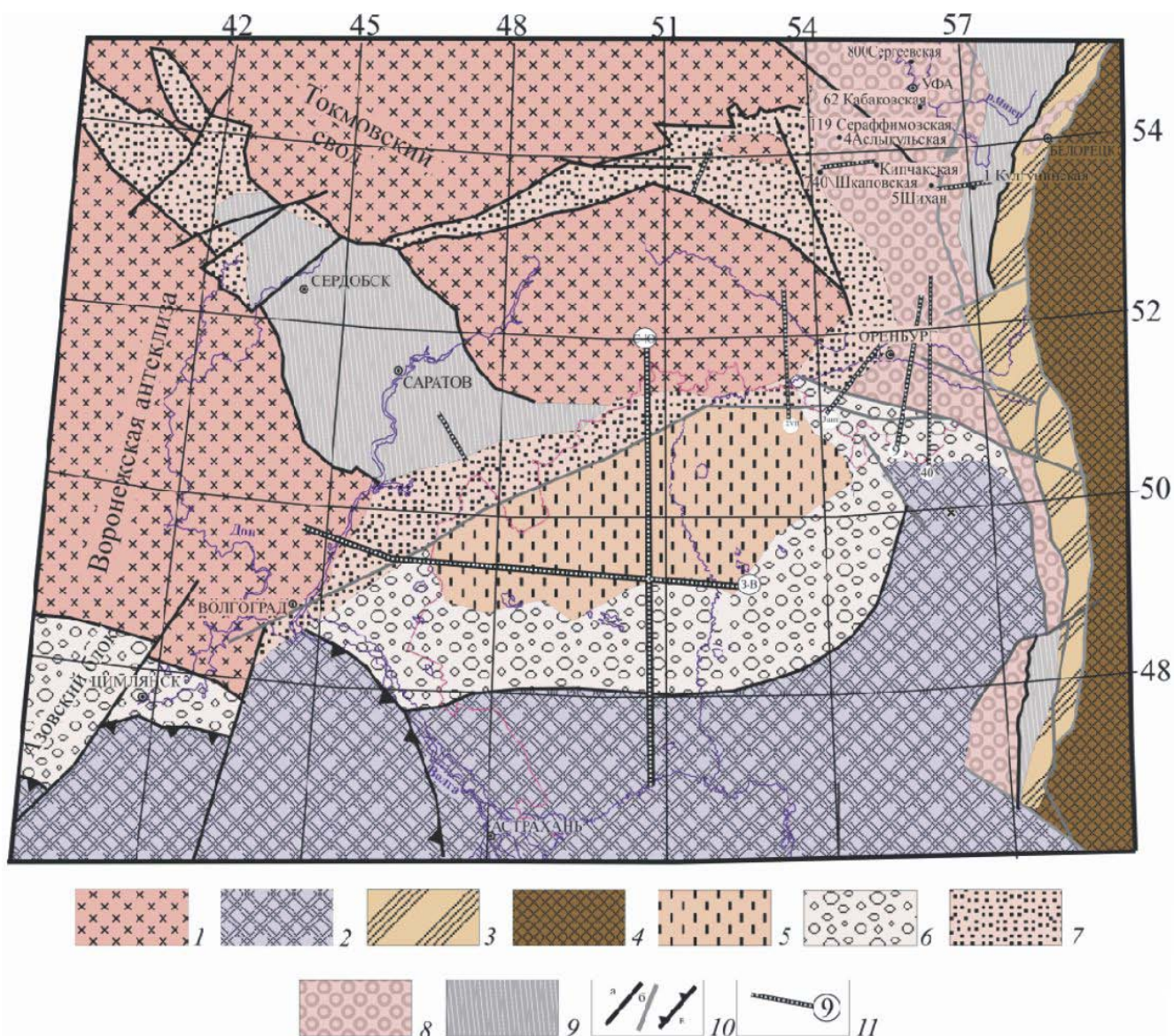


Рис. 1. Структурная схема рифейского сейсмического комплекса юго-восточной части Восточно-Европейской платформы и ее обрамления

1 – Восточно-Европейская платформа (континент Балтика); 2 – Кадомиды (Скифская и Туранская плиты); 3 – Складчатая область Тиманид (доуралид); 4 – Складчатая область варисцид; 5 – Прикаспийский остаточный океанический бассейн; 6 – Молассы - рифейский складчатый комплекс осадочного чехла кадомид; 7 – Верхний рифей внутреннего шельфа пассивной окраины Балтики в составе Родинии; 8 – Восточно-Оренбургское поднятие; 9 – Пачелмский авлакоген; 10 – Разломы: а – докембрийские, б – палеозойские, в – надвиги и покровы; 11 – сейсмические разрезы и их номер (цифра в кружке): 1 – сейсмогеологический разрез через Пачелмский авлакоген по линии Сердобск–Верхозимская; 2 – глубинный сейсмический разрез через устье Пачелмского авлакогена (профиль 010762); 3 – глубинный сейсмический разрез через Серноводско-Абдулинский авлакоген (Профиль Кипчак); 4 – Профиль Шихан-Кулгунино; 5 – временной сейсмический разрез – Профиль №9 (скважины Копанская, Бердянская) через зону сочленения Восточно-Европейской платформы с кадомидом Скифско-Туранской плиты; 6 – сейсмогеологический разрез – Профиль XVII Карачаганак через северный борт Центрально-Прикаспийской депрессии; 7 – составной временной сейсмический разрез: Профили 7 + 40 через Камско-Бельский авлакоген, Восточно-Оренбургское поднятие, Прикаспийскую впадину и Туранский террейн; 8 – сейсмогеологический разрез Волгоград-Челкар (западная часть) через западную часть Центрально-Прикаспийской депрессии (запад-восток); 9 – сейсмогеологический разрез Прикаспийской впадины (Центрально-Прикаспийская депрессия): Профиль север-юг.

Fig. 1. The distribution scheme of the Riphean seismic complexes of the East European platform and its framing (modified after Bush, Kazmin, 2008, Orenburg tectonic node..., 2013, Sukhorukov, Yatskevich, et al., 2016).

1 – East European platform (Baltica craton); 2 – Cadomides (Scythian and Turan platforms); 3 – Folded Timanid (PreUrals) region; 4 – Folded variscid region; 5 – Caspian residual oceanic basin; 6 – Molasses. 7 – the Upper Riphean of the inner shelf of the passive margin of the Baltica as part of Rodinia; 8 – the East Orenburg uplift; 9 – the Pachelma aulacogen; 10 – Faults: a – Precambrian, b – Paleozoic, c – thrusts; 11 – seismic profiles and their number (number in a circle): 1 – seismogeological section across the Pachelma Aulacogen along the line Serdobsks – Verkhozinskaya; 2 – deep seismic section through the mouth of the Pachelma aulacogen (profile 010762); 3 – deep seismic section through the Sernovodsk-Abdulinsk aulacogen (Kipchak profile); 4 – Shikhan-Kulgunino profile; 5 – time seismic section – profile No.9 (Kopanskaya, Berdyanskaya wells) through the junction zone of the East European Platform with the Cadomides of the Scythian-Turan platform; 6 – seismogeological section – Profile XVII Karachaganak through the northern side of the Central Precaspian depression; 7 – composite time seismic section: Profiles 7 + 40 through the Kama-Belsk aulacogen, the East Orenburg uplift, the Precaspian Depression and the Turan terrane; 8 – the Volgograd-Chelkar seismogeological section (western part) through the western part of the Central Precaspian Depression (west-east); 9 – the seismogeological section of the Precaspian Depression (Central Precaspian depression): The north-south profile.

Большую часть территории занимает Восточно-Европейская платформа (континент Балтика) с архейско-раннепротерозойским возрастом фундамента (континентальной коры). Восточнее областей развития Восточно-Европейской платформы расположены блоки с позднепротерозойским тиманским (доуральским) $570-550-532.2 \pm 9.1$ млн лет возрастом фундамента (Херасков, 1967, Пучков, 2003, Kuznetsov et al., 2007, Willner et al., 2019), образующими узкую прерывистую полосу в Предуралье. Фундамент Восточно-Прикаспийского геоблока Скифско-Туранской плиты Центрально-Евразийской молодой платформы, имеет кадомский (панафриканский возраст) 595–605 млн лет (Хераскова, 2010, The Bou-Azzer glaciation, 2012).

В чехле каждого мегаблока по структурным особенностям В.Н. Соболевской, 1973, затем Б.А. Соколовым (Тектоника молодых платформ, 1984), были выделены складчатый комплекс осадочного чехла и недеформированный осадочный чехол. Для анализа строения рассматриваемой территории применен метод стадийного анализа Земной коры и сейсмических разрезов, а также взаимоотношений комплексов различного ранга (рис. 2).

Из приведенной (см. рис. 2) схемы следует, что формированию каждого нового сейсмического этажа предшествует крупная структурная перестройка региона. На сейсмических разрезах каждый этаж ограничен опорными отражающими горизонтами, выделяемыми на всей территории осадочного бассейна. По особенностям волнового поля и единичным привязкам к скважинам можно сделать выводы о строении и возрасте сейсмо-стратиграфических подразделений, а также об их ранге. Эта схема является примером методического руководства для стадийного анализа других территорий и позволяет более уверенно судить о значимости, строении, ранге и типе сейсмо-стратиграфических объектов.

Состав и строение верхнепротерозойского (рифейско-нижневендского) комплекса отложений

Конец раннего протерозоя-ранний рифей (1640–1350 млн лет). В это время на Восточно-Европейской платформе (континенте Балтика) происходило накопление протоплатформенного чехла (Хераскова, 2023). Вдоль восточной и юго-восточной границы Восточноевропейской платформы формируются осадочные бассейны Тимано-Прикаспийской континентальной окраины, образования которых доступны наблюдению на Тимане, Башкирском антиклинории, частично в Пачелмском авлакогене, На примере которого Н.С. Шатский выделил этот тип структур (Шатский, Избранные труды Том 1, стр. 587)

В Пачелмском авлакогене нижнерифейский комплекс имеет большую мощность (более 1000м) и отличается фациальной изменчивостью (рис. 3). Так в районе г. Саратов (см. рис. 1) нижний рифей с разрывом залегает на породах кристаллического фундамента и с разрывом же перекрывается среднедевонскими образованиями. Мощность отложенный составляет 410 м. Чередуются пачки от 2–5 м до 20–30 м красноцветных разнотернистых песчаников кварцевого и кварцево-полевошпатового состава с линзами гравелитов, пачки серых, розовато-серых, мелкозернистых, хорошо отсортированных кварцевых и кварцево-полевошпатовых разновидностей, зеленовато-серых и пятнистых глинистых алевролитов и аргиллитов. В районе Сердобска отложения достигают мощности 1066 м (Сухоруков, Яцкевич, Писаренко и др., 2016). Здесь начинают преобладать более мелкозернистые разновидности пород.

В Рязано-Сердобской структурно-фациальной зоне (см. рис 1, см. рис. 3) нижний рифей также представлен (Сухоруков, Яцкевич, Писаренко и др., 2016) терригенными отложениями. Красноцветные разнотернистые песчаники с массивной

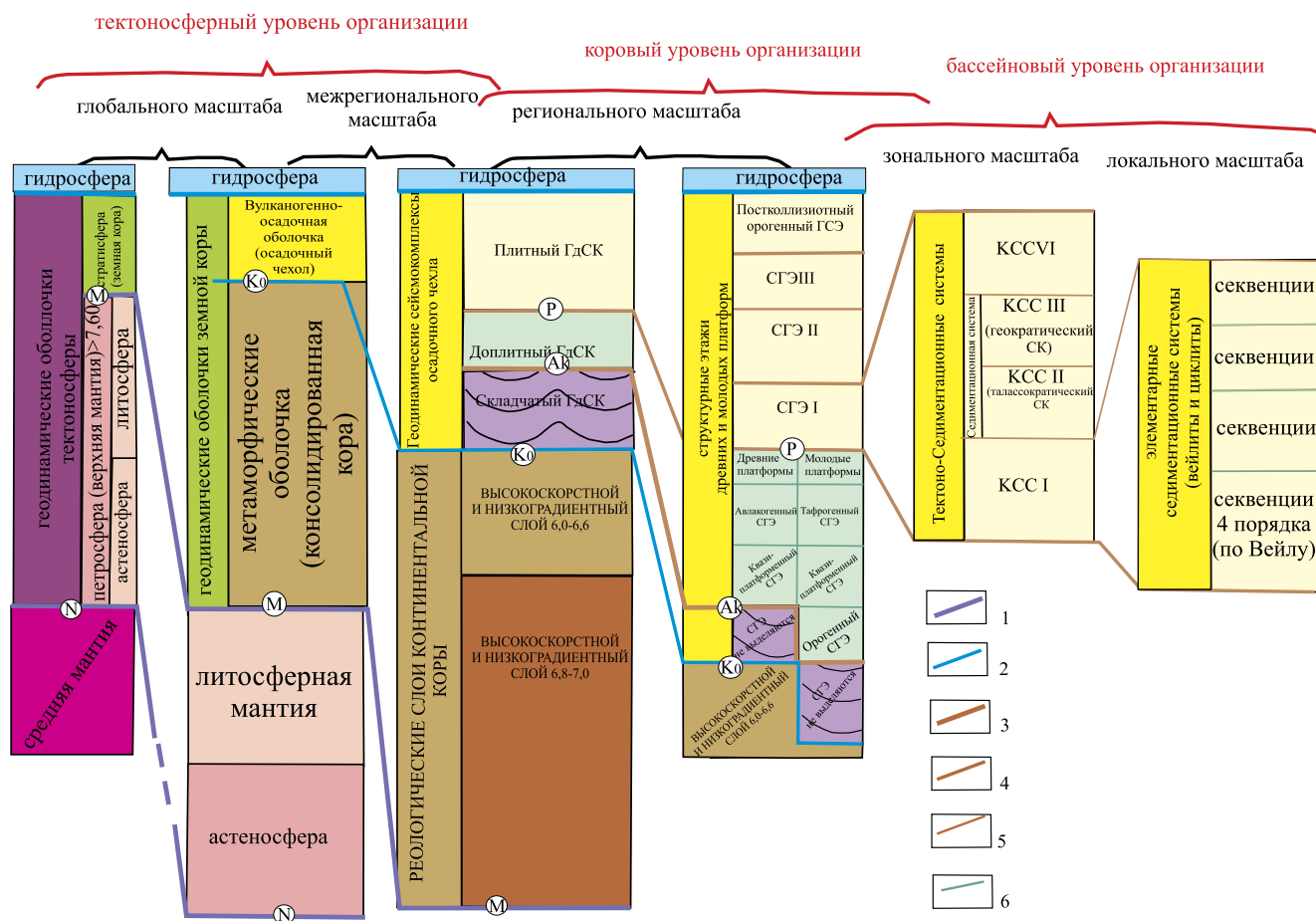


Рис. 2. Схема стадийного анализа Земной коры и сейсмо-стратиграфических разрезов (Оренбургский тектонический узел..., 2013).

Типы сейсмостратиграфических границ: 1-2 геодинамические: 1 – глобальная поверхность срыва (детачмент), 2 – региональная поверхность срыва, сопровождаемая метаморфизмом и переходящая в складчатое несогласие; 3-4 – тектоно-стратиграфические: 3 – складчатое структурное несогласие, 4 – угловое несогласие; 5-6 хроностратиграфические (изохронные): 5 – эрозионно-седиментационное несогласие, 6 – стратиграфическое несогласие.

Типы сейсмостратиграфических границ и сейсмостратиграфических подразделений: ССК – сейсмостратиграфический комплекс, ГдСК – геодинамический сейсмокомплекс, СГЭ – сейсмогеологический этаж, КССК – квазисинхронный сейсмокомплекс. Сейсмические горизонты, ограничивающие сейсмостратиграфические подразделения более низкого ранга (сейсмостраты): М и К₀ – глобально прослеживаемые горизонты, Ак – трансрегионально прослеживаемый горизонт, Р – регионально прослеживаемый горизонт. Геологическая природа горизонтов «Ак» и «Р» установлена данными бурения. Цветом выделены типы сейсмостратиграфических границ: А – стадийные (хронозначимые, полихронные): геодинамические, тектоно-стратиграфические и хроностратиграфические (изохронные).

Сокращения (аббревиатура) (в порядке иерархической соподчиненности): геодинамический, структурно-тектонический, либо дислокационный комплекс (СТК), сейсмогеологический этаж (СГЭ), квазисинхронный сейсмокомплекс (КССК), сейсмический комплекс (СК), сейсмоформация (СФР) и сейсмofация (СФ).

Fig. 2. Types of seismostratigraphic boundaries: 1-2 – geodynamic: 1 – global fault surface (detachment), 2 – regional decollement surface, accompanied by metamorphism and turning into folded unconformity; 3-4 – tectono-stratigraphic: 3 – folded structural unconformity, 4 – angular unconformity; 5-6 chronostratigraphic (isochronous): 5 – erosion-sedimentation unconformity, 6 – stratigraphic unconformity.

Types of seismostratigraphic boundaries and seismostratigraphic units: SSK – seismostratigraphic complex, GdSK – geodynamic seismic complex, SGE – seismogeological stage, KSSK – quasi-synchronous seismic complex. Seismic horizons divide seismostratigraphic sequences of the different geological nature (seismostrata): “M” and “K₀” are global units. “Ak” and “R” is established by drilling data and these horizons are regional or transregional units. The types of seismostratigraphic boundaries are distinguished by color: A – stage (chrono-visible, polychronous): geodynamic, tectonic-stratigraphic and chronostratigraphic (isochronous).

Abbreviations (according of hierarchical order): geodynamic, structural-tectonic, or dislocation complex (STK), seismogeological stage (SGS), quasi-synchronous seismic complex (QSSC), seismic complex (SC), seismic formation (SFR) and seismofacies (SF).

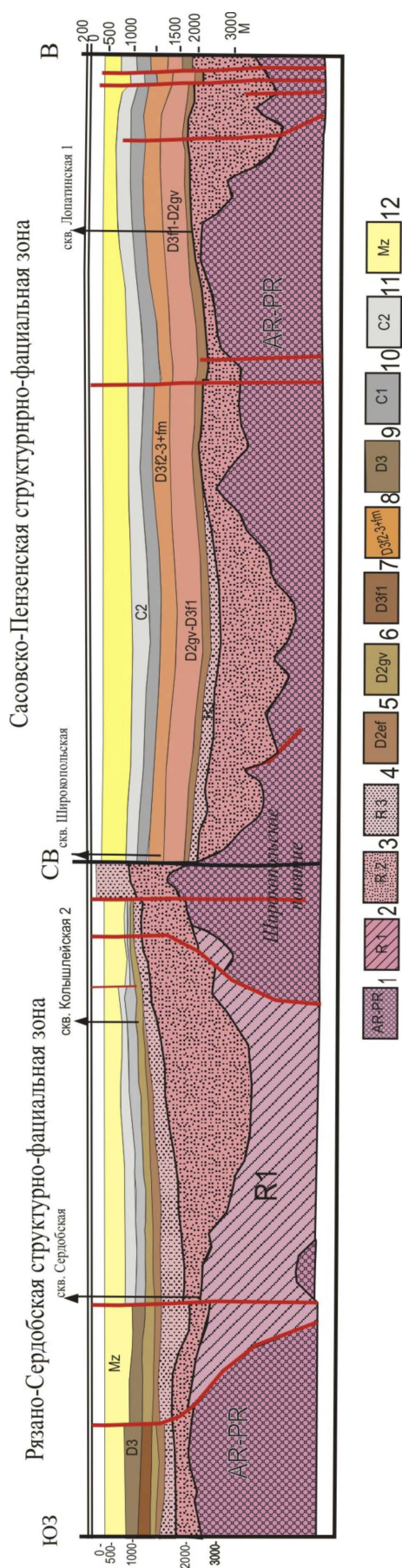


Рис. 3. Сейсмогеологический разрез через Пачелмский авлакоген по линии Сердобск-Верховизмская.

1 – архей – протерозой, 2 – нижний рифей, 3 – средний рифей, 4 – верхний рифей, 5 – средний девон эйфель, 6 – средний девон жигит, 7 – верхний девон нижний фран, 8 – верхний девон средний – верхний фран – фамен, 9 – верхний девон нерасчлененный, 10 – нижний карбон, 11 – средний карбон нерасчлененный, 12 – мезозой.

Fig. 3. Seismogeological section through the Pachelma aulakogen along the Serdobsk-Verkhovizmskaya line.

1 – Archean – Proterozoic, 2 – Lower Riphean, 3 – Middle Devonian, Eifelian, 4 – Upper Riphean, 5 – Middle Devonian Givetian, 6 – Middle Devonian Givetian, 7 – Upper Devonian Lower Frasnian, 8 – Upper Devonian Middle – Upper Frasnian Famen, 9 – Upper Devonian undivided, 10 – Lower Carboniferous, 11 – Middle Carboniferous, 12 – Mesozoic.

текстурой и гравелиты представляют собой фацию речных русел и каналов временных потоков, основная масса которых тяготеет к разломам юго-западной (Рязано-Сerdобской) ветви Пачелмского авлакогена, где образуется глубокий врез. Видимо, здесь находилась основная зона транзита обломочного материала, поступающего из северо-западной части Балтийского кратона. Хорошо отсортированные мелкозернистые разности фиксируют мелководно-морской бассейн шельфового типа. Доля этой фации в общем парагенезе достигает 70%. В Башкирском антиклинории в составе нижнего рифея также преобладают терригенные отложения, однако они включают трахибазальты с возрастом 1615–1608 млн лет. Выше залегают углеродисто-глинистые накопления с прослоями доломитов (Козлов, Пучков, Краснобаев и др., 2011).

В более южных и центральных частях платформы в это же время формировались отдельные эпиконтинентальные бассейны, в которых накапливались кварцевые песчаники скелетного типа (фалаховая формация) (Келлер, 1973). Стратотипом этого комплекса считается иотний Балтийского щита и шокшинские кварцито-песчаники (Симанович, 1966). Структурно-вещественный комплекс, накопившийся в этот отрезок времени, развит фрагментарно из-за более позднего размыва в начале девона. За пределами авлакогенов он отделен от фундамента преимущественно по сейсмическим и небольшому количеству геологических данных (см. рис. 2) (Хераскова, 2015).

Конец раннего-средний рифей (1400–1350 млн. л). В середине рифея Восточно-Европейская платформа подверглась деструкции и рифтогенезу. Расширился раннерифейский Пачелмский авлакоген и возник Камско-Бельский. Среднерифейский комплекс (см. рис. 1, см. рис. 3) залегает несогласно, в том числе и на кристаллическом фундаменте, образуя четкий сейсмо-стратиграфический горизонт, связанный с синрифтовой стадией развития авлакогенов. По данным А.А. Клевцовой (2000), ему предшествовала эпоха поднятий, перерыв осадконакопления и формирование кор выветривания, размыв раннерифейского проатлантиформенного чехла. Отложения представлены молассоподобными терригенными породами, сходными с грабеновыми формациями начальной стадии растяжения континентальных рифтов. Источниками сноса служили близлежащие выходы пород фундамента. Мощность отложений изменяется от нескольких метров до 700–1000 м (см статью в журнале *ГЕОТЕКТОНИКА*, 2020, № 5, с. 29-54).

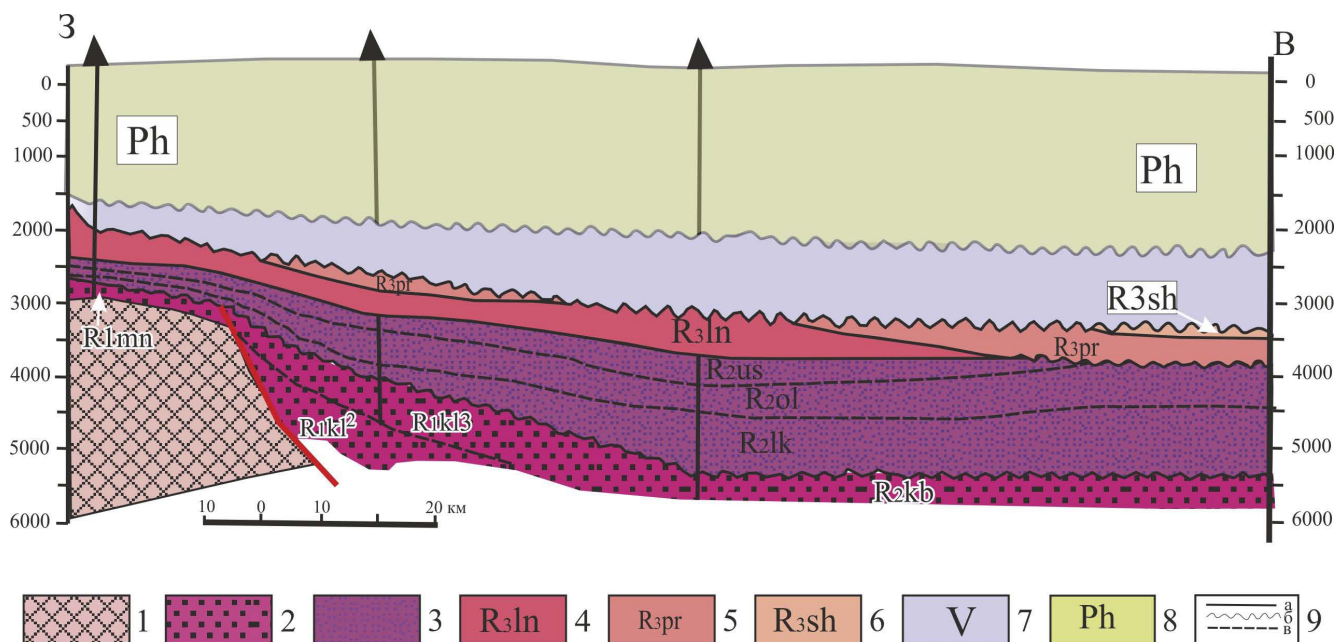


Рис. 4. Сейсмогеологический Кипчакский разрез через Камско-Бельский авлакоген (составлен с использованием данных (Пучков, Козлов, 2012). Местоположение профиля показано на рис. 1.

1 – Архейско-раннепротерозойский фундамент; 2–4 – доплитный комплекс осадочного чехла: 2 – предрифтовый (СГЭ); 3 – разделен на свиты: R_{2lk} , R_{2ol} , R_{2us} (ССК); 4 – синрифтовый (СГЭ) (ССК), 5–7 – пострифтовый (СГЭ); 5 – плитный комплекс осадочного чехла (СГЭ); 6–7 – вендский структурно-геологический этап; 8 – палеозойский структурно-геологический этап; 9 – геологические границы: согласные (а), несогласные (б), границы отдельных сейсмокомплексов, свит и подсвит (в). Индексами обозначены сеймостратиграфические комплексы: Ph – палеозой, V (R3sh) – венд; свиты: R_{3sh} – шиханская, R_{3pr} – приютовская, R_{3ln} – леонидовская, R_{2us} – усинская, R_{2ol} – ольховская, R_{2tk} – тукаевская, Калтасинская свита: подсвиты: R_{1kb} – кабаковская, R_{1kl3} – ашитская, R_{1kl2} – арланская, R_{1mn} – минаевская.

Fig. 4. Seismogeological Kipchak section through the Kama-Belsk aulacogen (compiled using data by Puchkov, Kozlov, 2012). The profile location is shown in Fig. 1.

1 – Archean-Early Proterozoic basement; 2–4 – preplate complex of sedimentary cover: 2–3 – pre-drift (SGE); 3 – divided into formations (suites) (R_{2lk} , R_{2ol} , R_{2us} (SSK); 4 – synrift (SGE) (SSK), 5–7 – postrift (SGE); 5 – the plate complex of the sedimentary cover (SGE); 6–7 – Vendian structural and geological stage, 8 – Paleozoic structural and geological stage 9 – geological boundaries: conformity (a), unconformity (b), boundaries of individual seismic complexes, formations and sub-formations (c). The indices mark seismostratigraphic complexes: Ph – Paleozoic, V – Vendian, formations: R_{3sh} – Shikhanskaya, R_{3pr} – Priyutovskaya, R_{3ln} – Leonidovskaya, R_{2us} – Usinskaya, R_{2ol} – Olkhovskaya, R_{2tk} – Tukaevskaya, Kaltasinskaya formation: sub-formations: R_{1kb} – Kabakovskaya, R_{1kl3} – Ashitskaya, R_{1kl2} – Arlanskaya, R_{1mn} – Minaevskaya

Пачелмский авлакоген (см. рис. 1, рис. 3), на примере которого Н.С. Шатский выделил этот тип структур, имеет разломные ограничения и сложную горст-грабеновую структуру. Между этими системами грабенов располагается полоса осевых горстов (Широкопольское поднятие). На крайнем юго-востоке на широте г. Уральска Пачелмский авлакоген расширяется и сочленяется с осадочным чехлом Прикаспийской впадины. Структура зоны сочленения характеризуется мозаично-блоковым строением, из-за существенной переработки в девоне и карбоне (Шебалдин, 2008) (см. рис. 1).

Поздний рифей (1000–700 млн л). Около 1000 млн л назад в результате гренвилльской орогении сформировался суперконтинент Родиния (Rogers, 1996). Балтика вошла в состав Тимано-Прикаспий-

ской части пассивной рифтогенной окраины Родинии (Li, Bogdanova et al., 2008, Хераскова, 2010). Ее характеризуют терригенно-карбонатные фации прибрежно-морского происхождения (Сухоруков и др., 2015), типичные для эпиконтинентального бассейна застойного типа внутренней части шельфа. Эта окраина располагалась вдоль северного, восточного и юго-восточного края Восточно-Европейской платформы (современные координаты). Обилие перерывов и несогласий отражает флуктуации уровня моря в мелководном эпиконтинентальном бассейне (см. рис. 1, рис. 5). Вероятно, бассейн представлял собой часть внутреннего шельфа рифейского палеоокеана. Приведенные данные заставляют относить структурно-вещественный комплекс позднего рифея к морским отложе-

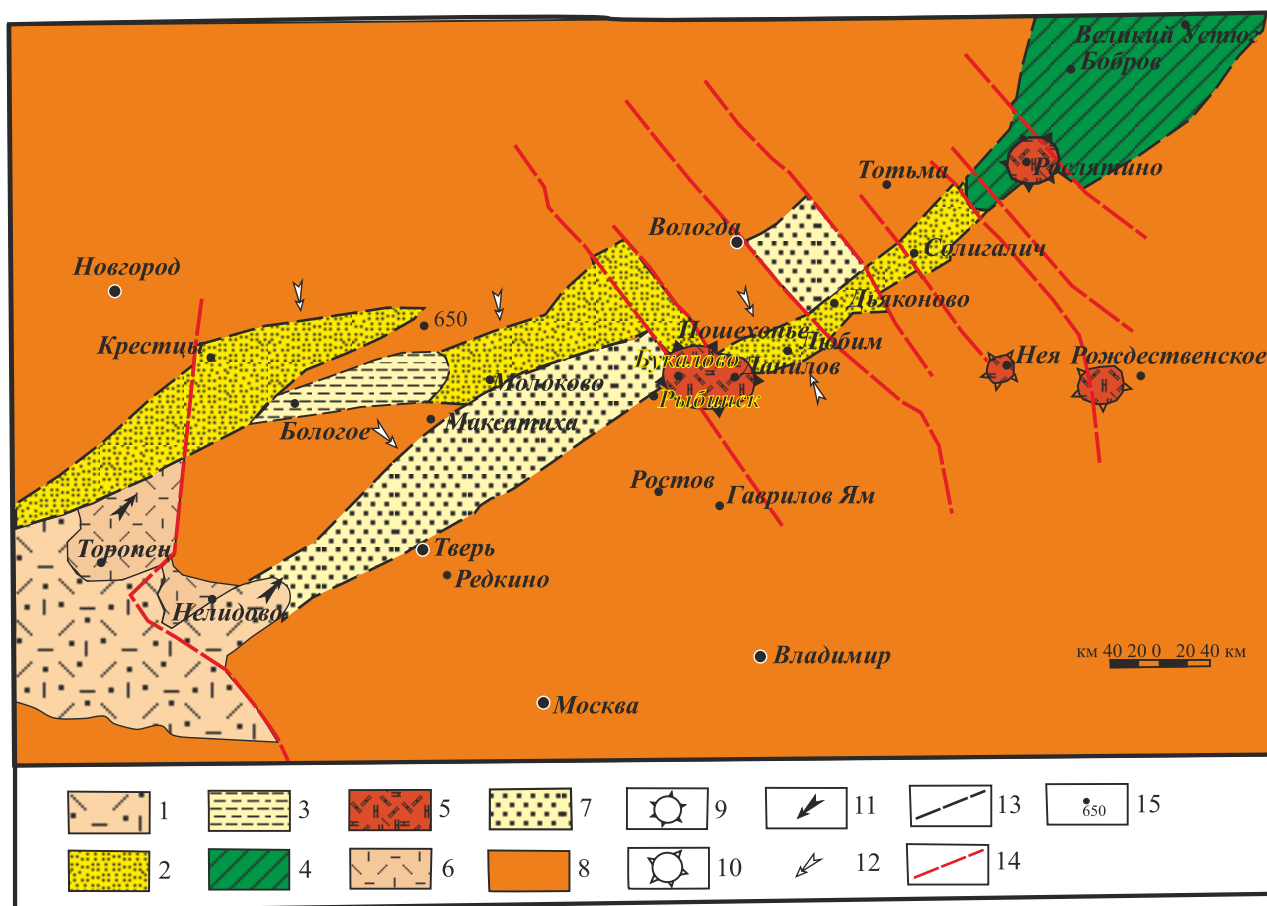


Рис. 5. Среднерусский авлакоген. Литолого-палеогеографическая схема. (Составлена по данным Херасковой и др., 2001 с изменениями)

Фации: 1 – флювиальных отложений с участием пород ледникового генезиса; 2 – фация красноцветных аллювиально-пролювиальных отложений; 3 – пестроцветных песчано-глинистых отложений озерного происхождения; 4 – пестроцветных песчано-глинистых отложений прибрежно-морского происхождения; 5 – кристаллокластические туфы, редко лавы кремнекислого состава; 6 – туффиты, пирокласто-осадочные породы; 7 – нерасчлененные отложения, выделенные по данным сейсмопрофилирования; 8 – области размыва и отсутствия отложений верхней части верхнего рифея – нижнего венда; 9 – предполагаемые вулканические центры, размывы в позднем венде; 10 – предполагаемые вулканические центры, размывы в позднем венде; 11 – направление сноса обломочного материала ледникового происхождения; 12 – направление сноса зрелого обломочного материала – продуктов размыва рифейского палеоплатформенного чехла; 13 – активные разломы; 14 – фациальные границы; 15 – местоположение буровых скважин и мощность отложений в метрах.

Fig. 5. The Central Russian aulacogen. Lithological and paleogeographic scheme. (modified by Kheraskova, et al. 2001)

Facies: 1 – fluvial deposits with rocks of glacial genesis; 2 – red-colored alluvial–proluvial deposits; 3 – variegated sandy-clay lake deposits; 4 – variegated sandy-clay deposits of coastalmarine origin; 5 – crystalloclastic tuffs, rarely lavas of silicic acid composition; 6 – tuffites, pyroclastic sedimentary rocks; 7 – undifferentiated sediments defined by seismic data; 8 – areas of erosion and absence of deposits of the upper part of the Upper Riphean – Lower Vendian; 9 – supposed volcanic centers eroded in the Late Vendian; 10 – supposed volcanic centers eroded in the Late Vendian; 11 – the transposition directs of glacial detrital material; 12 – the direction of transposition of detrital material – products of erosion of the Riphean paleoplatform cover; 13 – active faults; 14 – facies boundaries; 15 – location of boreholes and sediment thickness in meters.

ниям палеоплатформенного чехла. Этап формирования палеоплатформенного чехла фиксирует время существования эпигренвиллского суперконтинента Родиния. На этапе 850–800 млн. лет начался этап раскола и распада суперконтинента Родиния, сопровождавшийся общим поднятием территории и частичным размывом осадочного чехла Родинии (Хераскова, 2010).

Конец рифея – ранний венд (700–570 млн. л). С этим периодом связана новая крупная структурная перестройка и окончательный распад остатков Родинии. Началась амальгамация другого суперконтинента – Палеогондваны. В конце позднего рифея – раннем венде также завершилась докембрийская история развития Пачелмского авлакогена. Мощность комплекса изменяется от 100 до более 700 м.

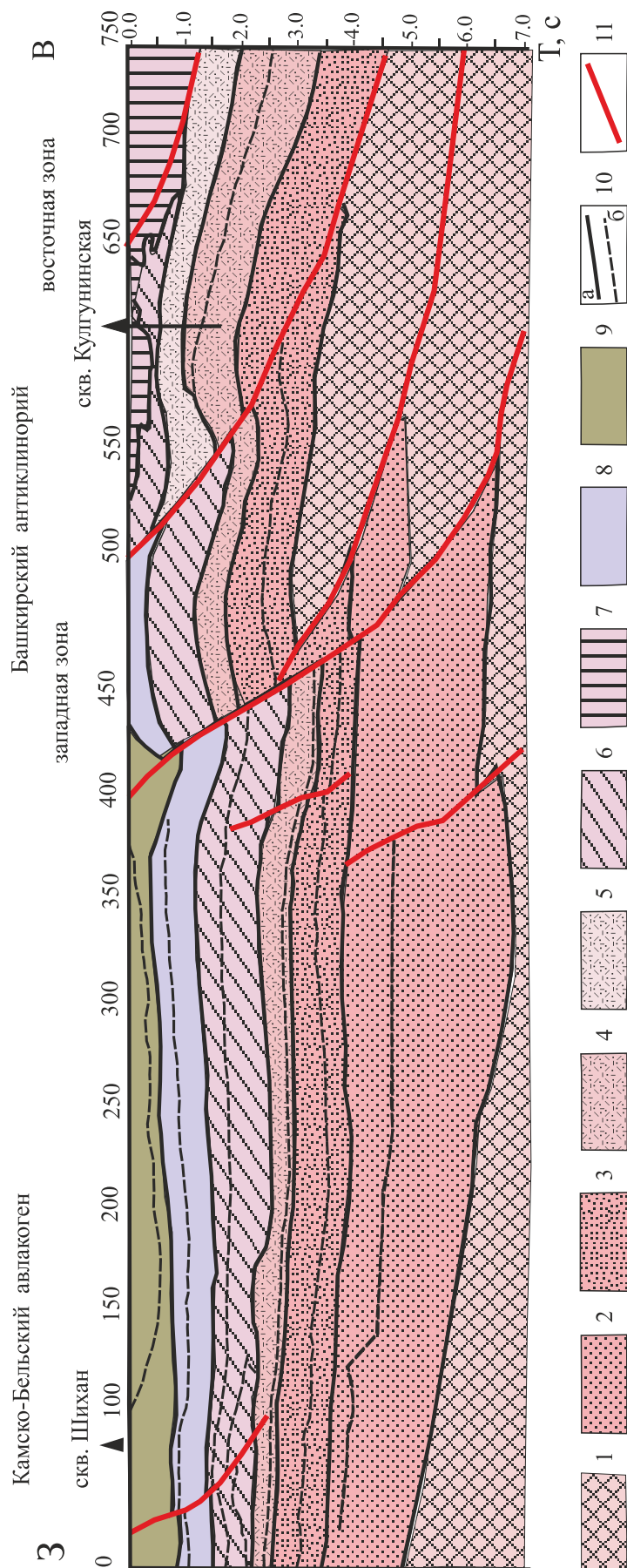


Рис. 6. Временной сейсмический разрез через зону сочленения Камско-Бельского авлакогена и Башкирского антиклинория – профиль Шихан – Кулгунинская (интерпретирован с использованием материалов Сергеевой Н.Д., Пучкова В.Н., Ратова А.А., Козлова О.В., 2018).

1 – архей-протерозой, 2 – сигаевская свита (костинская, норкинская, ротковская, минаевская) свиты нерасчлененные, 3 – калтасинская свита; 4–5 – верхний рифей: леонидовская, приотовская, шиханская свиты нерасчлененные, 6–7 – верхний рифей: леонидовская, приотовская, шиханская свиты нерасчлененные, 7 – салиховская свита; 8 – вент; 9 – палеозой; 10 – стратиграфические границы отдельных сейсмокомплексов: свит (а) и подсит (б); 11 – разломы.

Fig. 6. Time seismic section through the junction zone of the Kama-Belsk aulocogene and Bashkir anticlinorium – Shik-han – Kulguninskaya profile (interpreted using materials by Sergeeva N.D., Puchkov V.N., Ratov A.A., Kozlov O.V., 2018).

1 – Archean-Proterozoic, 2 – Sigaevskaya formation (Kaltasinskaya, Norkinskaya, Rotkovskaya, Minaevskaya formations undivided), 3 – Kaltasinskaya formation (kl); 4–5 – middle Riphean: Leonidovskaya, Priyutovskaya and Shikhan'skaya formations undifferentiated, 6–7 – upper Riphean: Leonidovskaya, Priyutovskaya and Shikhan'skaya formations undifferentiated, 7 – Salikhovskaya formation; 8 – Vendian; 9 – Paleozoic; 10 – stratigraphic boundaries of individual seismic complexes: formation (a) and sub-formation (b); 11 – faults.

Его кровля была размыта во время структурной перестройки Восточно-Европейской платформы на рубеже раннего и позднего венда, затем в начале девона. Волновая картина этого комплекса отличается, по сравнению с подстилающим комплексом, меньшей выдержанностью отражающих горизонтов, часто волнистым и наклонным характером наслонения с боковым наращиванием разреза. Кроме того, концу рифея – началу венда соответствует новая глобальная эпоха рифтогенеза, связанная с заложением каледонских палеоокеанов. В этот период раскрылась северная ветвь палеоокеана Япетус, разделившая Лаврентию и Балтику, в результате чего возник самостоятельный континент Балтика (Восточно-Европейская платформа). На Балтике, под влиянием спрединга в океане Япетус, также возобновились процессы рифтогенеза. В это время возник Средне-Русский, Подмосковный и, скорее всего, Серноводско-Абдулинский авлакогены, субпараллельные Япетусу и имеющие, в отличие от субмеридиональных раннерифейских, субширотное простираие (современные координаты). В них накапливались пестроцветные терригенные отложения аркозового, полимиктового, реже кварцевого состава пролювиально-аллювиального, реже прибрежно-морского, озерного и ледникового генезиса, представлявшие собой продукты разрушения гранитизированного фундамента и эпигренвилевского платформенного чехла. Характерны молассоидные осадки мощностью до 1500 м, резко выклинивавшиеся за пределами прогибов. Иногда они сочетаются с вулканитами основного и кислого состава (дайки, силлы, отдельные потоки). Характерны туфовые вулканы (см. рис. 5). Эта ассоциация пород залегает с разрывом и несогласием на всех более древних образованиях. Преобладают пестроцветные терригенные отложения, плохо сортированные, слабо дифференцированные с беспорядочной текстурой или потоковыми типами слоистости, частично, возможно, связанные с таянием ледников (собственно тиллиты установлены Н.М. Чумаковым (Чумаков, 1980) только в Вольно-Оршанской впадине и северо-западной части Пачелмского авлакогена).

Как видно на рисунке 5, Среднерусский авлакоген разбит серией поперечных разломов субмеридионального простираия на ряд блоков. Вероятно, это связано с заложением каледонских палеоокеанов и раскрытием северной ветви палеоокеана Япетус, разделившего Лаврентию и Балтику. Движения по поперечным разломам завершились проявлениями эксплозивного магматизма (см. рис. 5).

Пачелмский авлакоген прослеживается в виде системы интенсивных сопряженных линейных отрицательных и положительных аномалий гравитационного и магнитного полей. Это дало возможность предполагать присутствие разломов и корней структуры, уходящих на глубину более 20 км

(Буш, Казьмин, 2008). Вероятно, Пачелмский авлакоген наследует раннепротерозойскую зону сочленения Сарматского и Волго-Уральского континентальных блоков фундамента Восточно-Европейской платформы (Bogdanova et al., 2001). Кроме того, под Пачелмским авлакогеном наблюдается некоторое утонение земной коры. Пачелмский авлакоген заполнен преимущественно отложениями рифея. Последние движения по разломам произошли уже в мезозое (см. рис. 3).

Камско-Бельский авлакоген. Эта структура приурочена к восточной окраине Восточно-Европейской платформы и примыкает к аллохтону Башкирского антиклинория. Камско-Бельский авлакоген представляет собой односторонний грабен и отличается асимметричным строением, а также изменением состава, полноты разреза и мощности отложений с запада на восток (см. рис. 1).

Серноводско-Абдулинский авлакоген (рис. 8) представляет собой грабен, отходящий на запад от Камско-Бельского авлакогена. Эта структура протягивается в широтном направлении на расстояние 325–330 км (см. рис. 1). В западной части он резко сужен до 15–20 км. Восточнее его поперечник увеличивается до 45–50 км, а в зоне сочленения с Камско-Бельским авлакогеном достигает 145–150 км. В его основании выделено четыре муьды, разделенные выступами фундамента. (Овчаренко, Шлезингер и др., 2006). Синрифтовый комплекс здесь имеет позднерифейско (криогений)-ранневендский возраст, фиксирующий период распада суперконтинента Родиния (Хераскова, 2001).

Верхнедокембрийские отложения Серноводско-Абдулинского авлакогена представлены красноватыми конгломератами, гравелитами, и песчаниками, которые развиты в прибрежных частях Серноводско-Абдулинского авлакогена, а тонкообломочные породы в виде тонких прослоев тяготеют к его центральному частям.

Эдиакарий, поздний венд–ранний кембрий (570–530 млн лет) отличается тектоническими процессами, описанными как панафриканская, кадомская, бразильская, байкальская, тиманская складчатости. В это время при закрытии Мозамбикского океана и коллизии обрамлявших его палеоконтинентов возник новый суперконтинент Палеогондвана (Хераскова, и др., 2010). Масштабные аккреционные процессы охватили также восточные и южные окраины Восточно-Европейской платформы. В результате на восточной окраине возникла покровно-складчатая область кадомид (тиманид). В результате кадомской орогении Восточно-Европейский кратон увеличил свои размеры (рис. 7, рис. 8).

Эта весьма своеобразная ассоциация пород залегает с разрывом и несогласием на всех более древних образованиях, включая кристаллический фундамент (см. рис. 8) своеобразие этих отложений во многом определяется положением Балтики

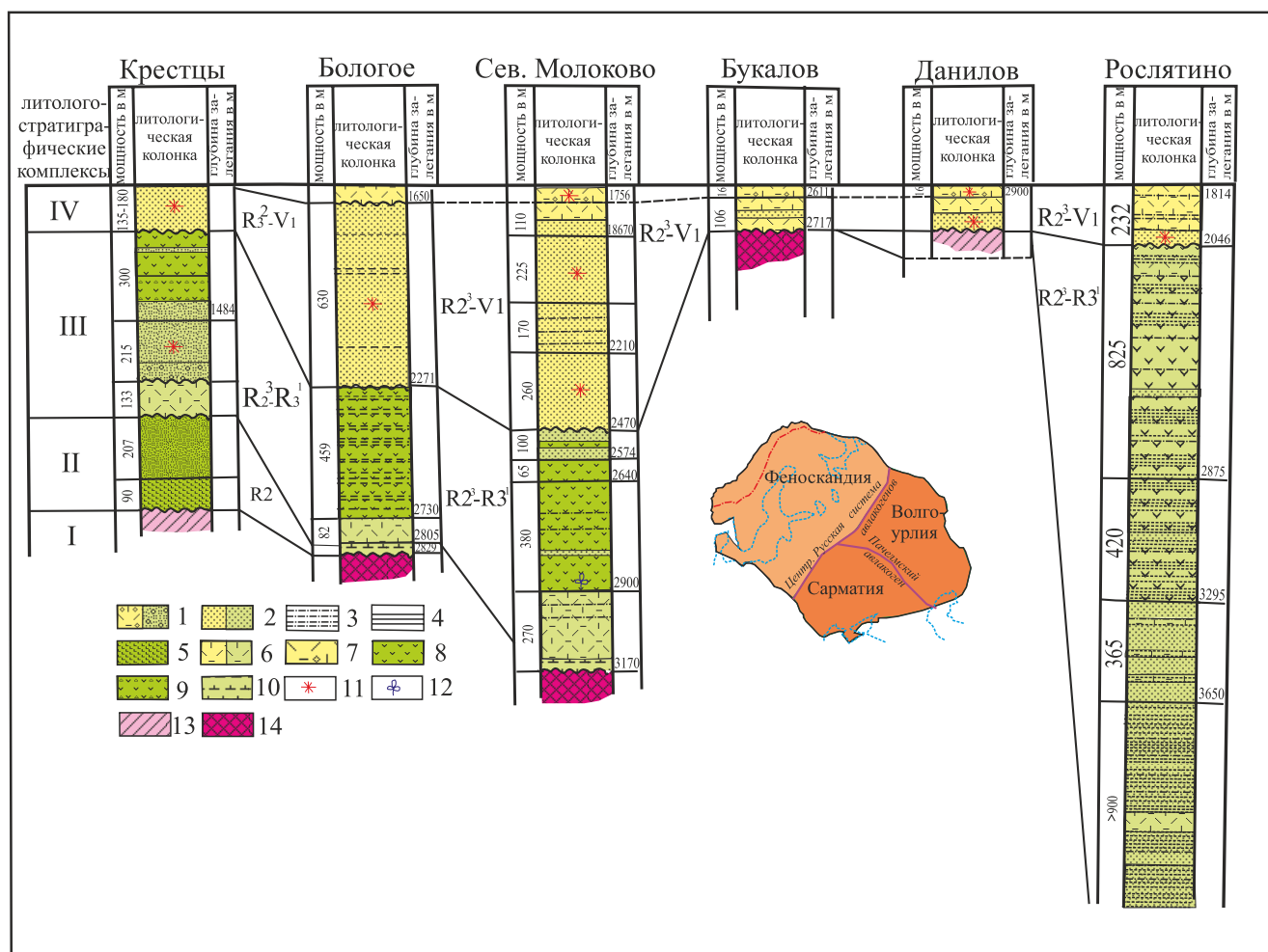


Рис. 7. Схема сопоставления разрезов по скважинам Центрально-Русской системы авлакогенов (Хераскова, и др., 2001 с изменениями).

Римскими цифрами обозначены структурно-вещественные комплексы, показанные на рисунке: I – верхи нижнего протерозоя-архея, II–III – рифей (зеленый цвет), IV – конец рифея-ранний венд (желтый цвет).

1 – средние-крупнозернистые песчаники, иногда с примесью гравия; 2 – мелкозернистые песчаники; 3 – алевролиты; 4 – аргиллиты и глинистые сланцы; 5 – базальты и диабазы; 6 – риолиты; 7 – туфы и туффиты кремнекислого и среднего состава; 8 – мелкозернистые туффиты и туфопелиты; 9 – туфовые брекчии; 10 – известковистые породы; 11 – красочувствительные породы; 12 – места находок микрофосилей; 13 – структурно-вещественный комплекс верхов нижнего протерозоя-нижнего рифея, 14 – архей-нижний протерозой.

Fig. 7. Diagram of correlation of borehole's sections in the Central Russian aulacogen system (Kheraskova et al., 2001 with changes).

Roman numerals indicate the structural and material complexes shown in the figure: I – the upper parts of the Lower Proterozoic-Archaean, II–III – Riphean (green), IV – the end of the Riphean-Early Vendian (yellow).

1 – medium-coarse-grained sandstones, sometimes with gravel material; 2 – fine-grained sandstones; 3 – siltstones; 4 – mudstones and clay shales; 5 – basalts and diabase; 6 – rhyolites; 7 – tuffs and tuffites of silicic acid and medium composition; 8 – fine-grained tuffites and tuffopelites; 9 – tuff breccias; 10 – calcareous rocks; 11 – red-colored rocks; 12 – sites of microfossils; 13 – structural and material complex of the upper parts of the Lower Proterozoic-Lower Riphaean, 14 – Archaean-Lower Proterozoic.

в это время в высоких широтах, вблизи южного полюса (палеомагнитные данные) (Хераскова, 2001). Осадконакопление определяли ледниковые и флювиогляциальные процессы (лапландский горизонт тиллитов и тиллоидов) (Чумаков, 1980). В верхах разреза распространены диамиктиты с валунами

гранитов рапакиви, а также аргиллиты с включением редких зерен кварца крупнопесчаной размерности, похожие на отложения тающих льдов. Этот комплекс включает вулканогенные породы. Отличительной их особенностью является калиевая специализация (типоморфные минералы – микро-

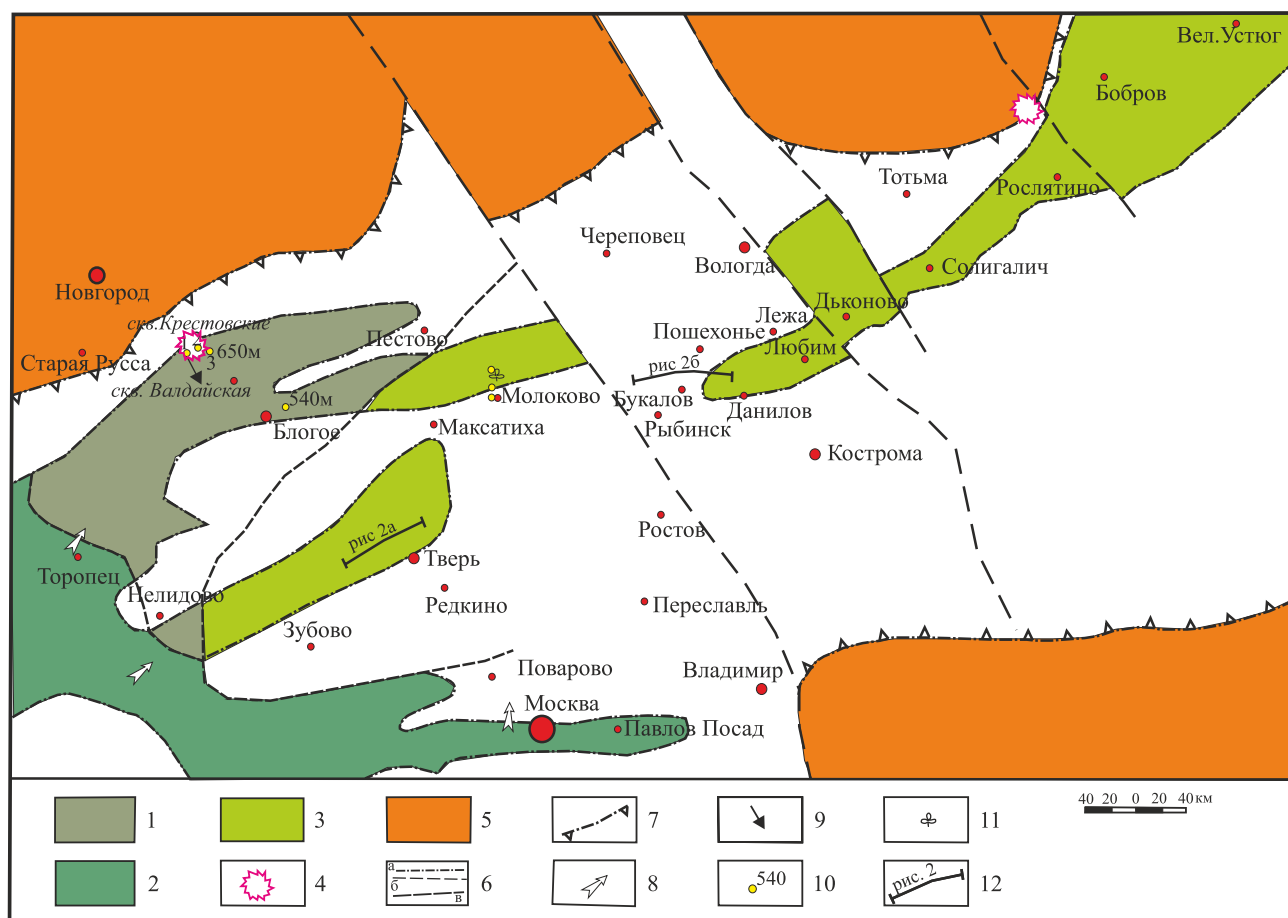


Рис. 8. Литолого-палеогеографическая схема центральной части Восточно-Европейской платформы конца среднего – первой половины позднего рифея.

1–3 фации: 1 – песчаная пестроцветная прибрежно-морского происхождения; 2 – песчано-алевролитовая – туфовая пестроцветная прибрежно-морского и мелководно-морского генезиса; 3 – алевро-глинисто-туфитовая сероцветная; 4 – предполагаемые центры извержений; 5 – предполагаемые области размыва; 6 – границы современного распространения отложений (а), фациальные границы (б), разломы (в); 7 – предполагаемая былая минимальная площадь распространения отложений; 8 – направление сноса обломочного материала; 9 – направление сноса обломочного материала аркозового состава; 10 – местоположение скважин и мощность вскрытых ими отложений; 11 – местонахождение микрофоссилий; 12 – местоположение разрезов, приведенных на рис. 9.

Fig. 8. Lithological and paleogeographic scheme of the central part of the East European Platform of the late Middle – first half of the Late Riphean.

1–3 facies: 1 – sandy variegated coastal-marine origin; 2 – sandy-siltstone – tuff variegated coastal-marine and shallow-marine genesis; 3 – gray siltstone-clay-tuffites; 4 – suspected eruption centers; 5 – suspected erosion areas; 6 – boundaries of the modern distribution of sediments (and), facies boundaries (b), faults (c); 7 – the estimated former minimum area of sediment distribution; 8 – the transport's direction of detrital material; 9 – the transport's direction of arkose detrital material; 10 – the location of wells and the thickness deposits were discovered; 11 – the location of microfossils; 12 – the location of the profiles given in Fig. 9.

клин, кварц, биотит, резко подчинен альбит). Преобладают кристаллокластические, витро-кристаллокластические туфы, а также туфо-лавы, в которых может присутствовать резургентный материал. Пирокластическую природу часто имеет и матрикс диамиктитов. На рассматриваемой территории вулканогенные породы ранее ошибочно описывались как песчаники. Мощность комплекса изменяется от 50 м (Крестцовский авлакоген) до бо-

лее 1500 м (скв. Солигалич, Среднерусский авлакоген). В последнем заметно увеличивается роль грубообломочных накоплений.

По времени образования (конец рифея-начало венда) рассматриваемый комплекс соответствует глобальной эпохе рифтогенеза, связанной с распадом суперконтинента Родиния, заложением каледонских палеоокеанов (Scotese, 1994; Хераскова, 2001б), отделением Лаврентии от Австралии и Ан-

тарктиды. Рифтогенные структуры конца рифея – начала венда в центральной части Балтики частично наследовали грабены среднего рифея, частично являются новообразованными. Видимо, сформировались и соединились Крестцовский и Среднерусский авлакогены, образуя Центрально-Русскую рифтовую систему.

Центрально-Русская система разделена зоной Рыбинского поперечного разлома, возникшей, вероятно, как зона скола со сдвиговой составляющей при вращении Балтики, и косой коллизии с Протоуральской островной дугой во время кадомской орогении (на рубеже раннего и позднего венда). Возникновение этой зоны скола было возможной причиной позднерифейско-ранневендского рифтогенеза в Центральной части Восточно-Европейской платформы и субширотное (в современных координатах) простирающиеся позднерифейско-ранневендских рифтогенных структур, поперечное по отношению к среднерифейским.

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ПАЛЕОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОГО КОМПЛЕКСА ОТЛОЖЕНИЙ И СТРОЕНИЕ ПРИКАСПИЙСКОГО ОСАДОЧНОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАСЕЙНА В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ-КАЙНОЗОЕ

После распада Родинии в конце рифея территория Прикаспийского бассейна представляла собой пассивную окраину Балтики, примыкающую к Прототетису. Период распада Родинии зафиксирован периодом рифтогенеза и формированием авлакогенов. В интервале 595–605 млн лет на юго-востоке Балтики проявилась кадомская орогения и приращение Скифии (рис. 9). Территория Прикаспийской депрессии превратилась в прогиб, в который поступало большое количество обломочного материала со стороны кадомского орогена.

В конце кембрия – раннем ордовике началась деструкция и рифтогенез на восточном крае Балтики и заложение Уральского палеоокеана, а также сопряженное с ним Тугаракчанского рифта. В результате этих процессов территория Прикаспия превратилась в полузамкнутый эпиконтинентальный шельфовый бассейн в тыловой части окраинных морей Уральского Палеоокеана. Осадки этого бассейна в современной структуре Прикаспийской впадины сохранились лишь частично. Большая северо-западная часть была размыта во время структурной перестройки в девоне (рис. 10–11). По данным скважины Упрямовская 1 эти отложения слагают надсолевой комплекс, представленный четвертичной (100 м), неоген-палеогеновой (424 и 401 м), меловой (1013 м), юрской (640 м), триасовой (1268 м), пермской (1436 м) системами. Надсолевой комплекс сложен преимущественно терригенными породами: глинами, аргиллитами, песками, песча-

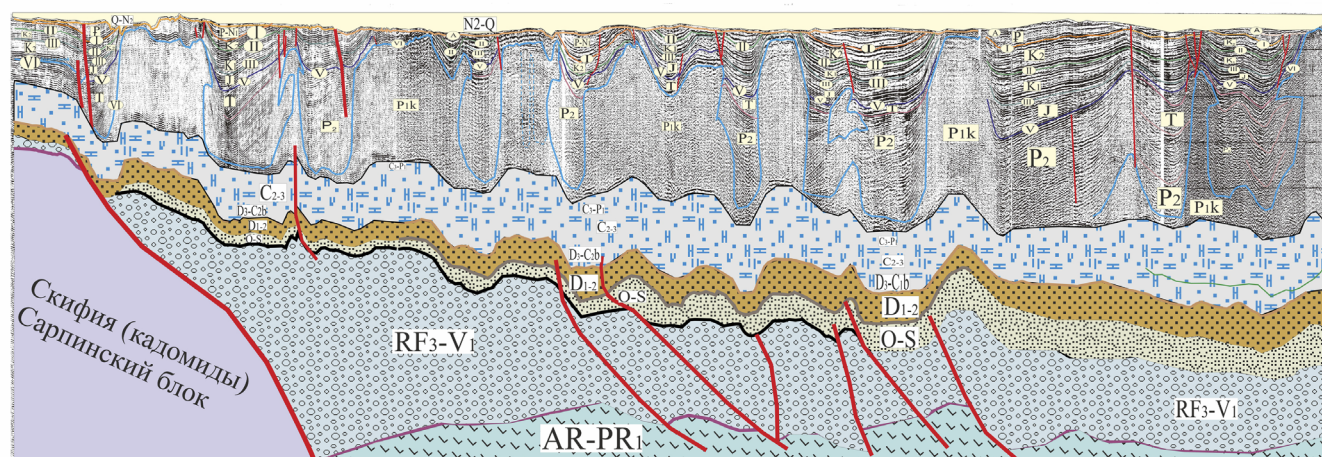
никами и алевролитами. Среди терригенных пород карбонатные образования имеют подчиненное значение и отмечаются в отложениях верхнего мела, верхней юры и среднего триаса. Сложены они известняками и мергелями. Известняки, в основном, представлены глинистыми разностями.

В позднекаменноугольно-раннепермское время началась частичная компенсация палеозойского глубоководного бассейна, зона максимальных мощностей смещается несколько южнее относительно московско-касимовского времени. Периферийные части Прикаспийской впадины характеризуются наличием мощных грубообломочных тел артинского возраста, образованных конусами выноса. Эти конусы распространены вдоль всех бортов впадины и достигают мощности более 1 км. По направлению к центру бассейна мощности комплекса резко сокращаются и составляет обычно не более 100–200 м. Состав комплекса также изменяется, преобладающими становятся глинистые породы.

В конце артинского века в результате коллизии Восточно-Европейского и Казахстанского континентов закончилось формирование Уральского складчатого пояса, обусловившее окончательное формирование Прикаспийского внутриконтинентального глубоководного бассейна, близкого по условиям осадконакопления к орогенной впадине. В этот замкнутый бассейн начало поступать с окружающих поднятий большое количество терригенного материала, формируя мощные конуса выноса, в том числе эрозионного типа. Глубины этого палеобассейна, восстановленные на основании оценки высот седиментационных уступов карбонатной платформы на северо-западе и по высоте уступов внутривпадинных карбонатных построек, к началу кунгура достигли 2 км. В кунгурское время бассейн был заполнен мощными соленосными отложениями [Астраханский карбонатный..., 2008].

Рассмотренные особенности состава и строения подсолевых девонско-нижнепермских отложений Северо-Западного борта Прикаспийской впадины и ее восточного и юго-восточного обрамления позволяют заключить, что разрезы в целом имеют трансгрессивно-регрессивный характер. Перерывы в осадконакоплении и частичные размывы подстилающих отложений возникали как под влиянием крупных тектонических перестроек, так и под влиянием колебаний уровня мирового океана в том числе и из-за развития крупных оледенений. Предпермское снижение уровня моря (на сотни метров) привело к осушению карбонатного палеошельфа и внутривпадинных поднятий. Новая береговая линия обозначилась высокоамплитудным позднекаменноугольным шельфовым уступом, который, воздымаясь над поверхностью моря, подвергся интенсивной волновой эрозии.

Окончательная береговая линия зафиксировала местоположение края раннепермского седимен-



Разлом на продолжении западного осевого разлома Пачелмского авлакогена. С ним связан эрозионный врез в фундаменте, вероятно, по возрасту связанный с эпохой рифтогенеза и формирования Пачелмского авлакогена в R1-2

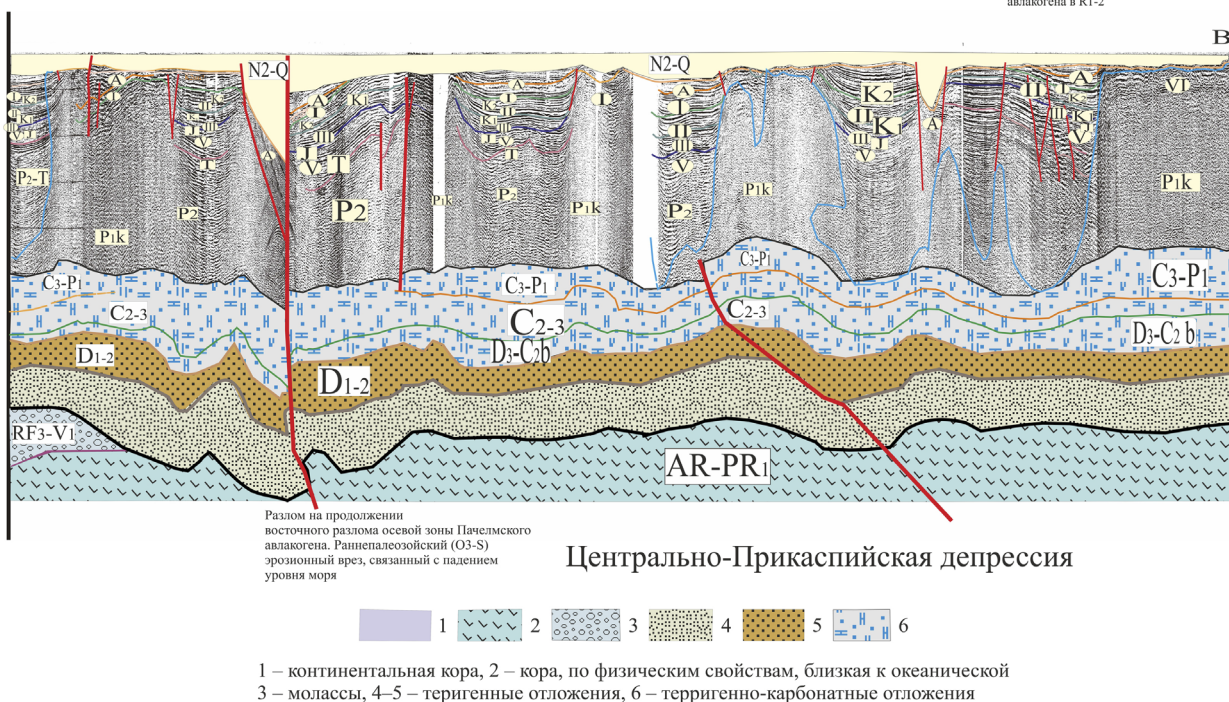


Fig. 10–11. Sublatitude (West-East) sections across (lower section is the continuation upper one) the Central PreCaspian Depression. Blue lines are the top of salt deposits. The composition of the rocks was determined according to drilling data (Orenburg Tectonic node..., 2013).

в пермское время началось интенсивное падение уровня моря во впадине из-за выпаривания вплоть до осушения и засоления. Это привело как к эрозии бортов и склонов впадины, так и к возникновению каньонов и глубоких врезов, позднее заполненных терригенными осадками (см. рис. 10–11).

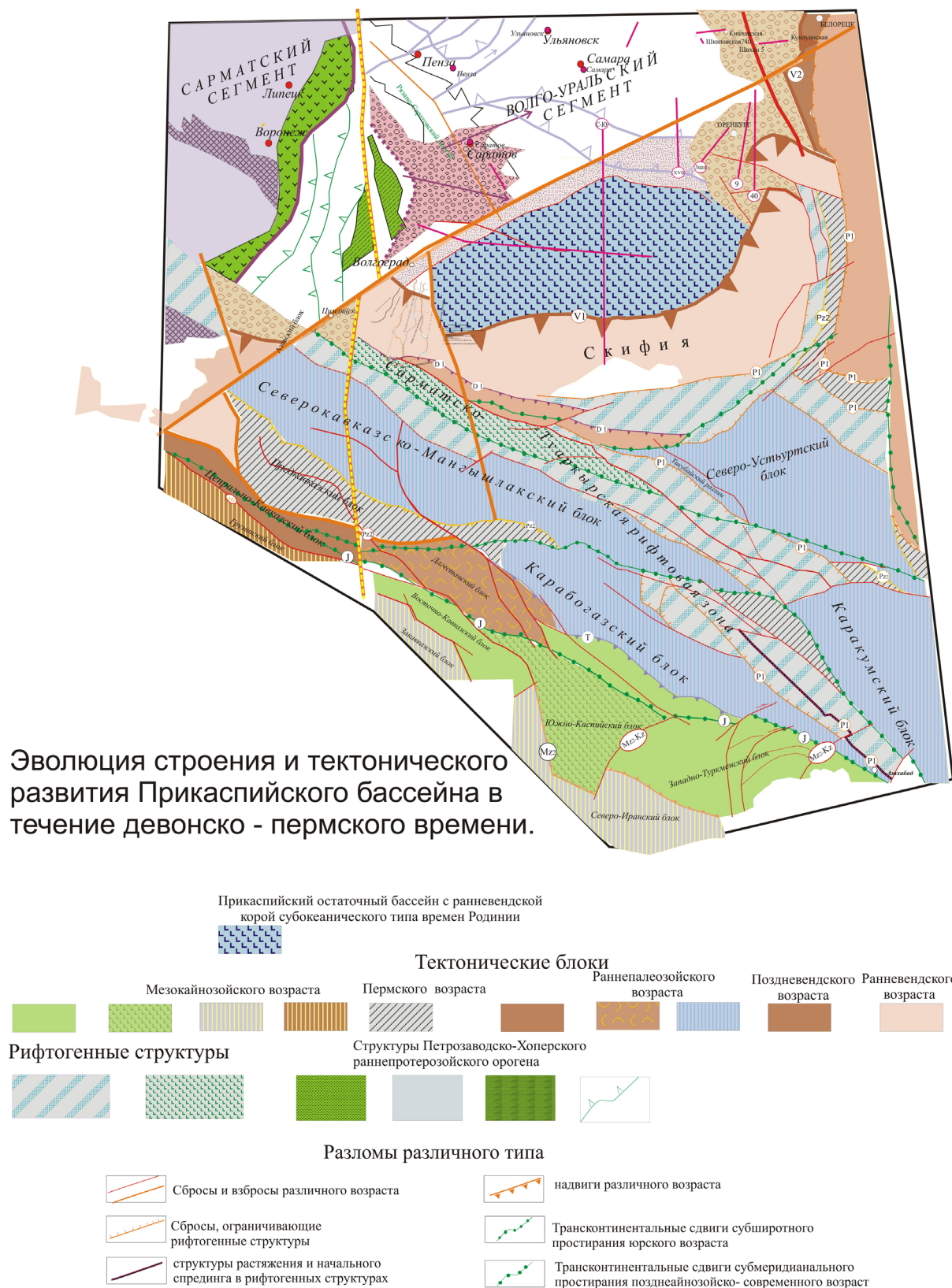


Рис. 12. Эволюция строения и тектонического развития Прикаспийского бассейна в течение девонско-пермского времени.

Fig. 12. Evolution of structure and tectonic development The Caspian basin during the Devonian-Permian time.

В позднекаменноугольно-раннепермское время началась частичная компенсация палеозойского глубоководного бассейна, зона максимальных мощностей смещается несколько южнее относительно московско-касимовского времени. Периферийные части Прикаспийской впадины характеризуются наличием мощных грубообломочных тел артинского возраста, образованных конусами выноса. Эти конусы распространены вдоль всех бортов впадины и достигают мощности более 1 км. По направлению к центру бассейна мощность комплекса резко сокращается и составляет обычно не более 100–200 м. Состав комплекса также изменяется, преобладающими становятся глинистые породы.

В конце артинского века в результате коллизии Восточно-Европейского и Казахстанского континентов закончилось формирование Уральско-го складчатого пояса, обусловившее окончательное формирование Прикаспийского внутриконтинентального глубоководного бассейна, близкого по условиям осадконакопления к орогенной впадине. В этот замкнутый бассейн начало поступать с окружающих поднятий большое количество терригенного материала, формируя мощные конуса выноса (рис. 12), в том числе эрозионного типа. Глубины этого палеобассейна, восстановленные на основании оценки высот седиментационных уступов карбонатной платформы на северо-западе и по высоте уступов внутрибассейновых карбонатных построек, к началу кунгура достигли глубины 2 км. В кунгурское время бассейн был заполнен мощными соленосными отложениями (Астраханский карбонатный..., 2008).

Рассмотренные особенности состава и строения подсолевых отложений девонско-нижнепермского возраста Северо-Западного борта Прикаспийской впадины и ее восточного и юго-восточного обрамления позволяют заключить, что разрезы в целом имеют трансгрессивно-регрессивный характер. Перерывы в осадконакоплении и частичные размывы подстилающих отложений возникали как под влиянием крупных тектонических перестроек, так и под влиянием колебаний уровня мирового океана из-за развития крупных оледенений. Предпермское снижение уровня моря (на сотни метров) привело к осушению карбонатного палеошельфа и внутривпадинных поднятий. Новая береговая линия обозначилась высокоамплитудным верхнекаменноугольным шельфовым уступом, который, воздымаясь над поверхностью моря, подвергся интенсивной волновой эрозии. Окончательная береговая линия зафиксировала местоположение края раннепермского седиментационно-эрозионного карбонатного палеошельфа и определила современные контуры ограничений Прикаспийской впадины.

Величина падений уровня вод в Прикаспийском бассейне заметно усилилась во второй половине карбона после потери его связи с океаном.

В результате при аридизации климата в пермское время началось интенсивное падение уровня моря во впадине из-за выпаривания вплоть до осушения и засоления. Это привело как к эрозии бортов и склонов впадины, так и к возникновению каньонов и глубоких врезов, позднее заполненных терригенными осадками (см. рис. 10–11).

Как видно на приведенном выше рисунке, мезокайнозойский этап развития Прикаспийской впадины еще больше усложнил ее структуру. Появились новые структурные формы как растяжения, так и сжатия. Кроме того, ведущую роль приобрели трансконтинентальные сдвиги, преимущественно субширотного простирания. Это, вероятно, заметно увеличило площадь Прикаспийской впадины. Можно также предполагать, что Астраханский карбонатный массив некогда имел гораздо большие размеры. Его площадь заметно сократилась не только за счет конусов выноса обломочного материала, но и за счет листрических сбросов, обвалов и оползней. Подобное явление наблюдалось нами и ранее на территории Батеневского кряжа и Северном Тянь-Шане (Хераскова, 1990), а также на Южном Тянь-Шане (Лыточкин В.Н., Тынянов В.Ю., Хераскова Т.Н., Христенков П.А. Литол. и полезн. Ископ., 1991, № 4. С. 128–130).

ВЫВОДЫ

Подводя итог сказанному, можно заключить, что проведенный нами анализ строения и эволюции тектонической структуры юго-восточной части Восточно-Европейской платформы и Прикаспийского нефтегазоносного остаточного океанического бассейна с позднего докембрия до кайнозоя показал кардинальные преобразования его строения от глубоководного бассейна с утоненной корой, близкой по физическим свойствам к океанический до мелководного солеродного бассейна. Изменения происходили не постепенно, а в течение целого ряда этапов крупных структурных перестроек, подробно описанных выше.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Астраханский карбонатный массив: строение и нефтегазоносность (2008) (Под ред. Ю.А. Воложа и В.С. Парасыны). М.: Научный мир, 221 с.
- Башкова С.Е., Кожевникова Е.Е., Яковлева Ю.А., Карасева Т.В., Баталова А.В. (2023) Глубинное строение и перспективы нефтегазоносности протерозойского комплекса осадочного чехла Восточно-Европейской платформы. *Геотектоника*, (4), 82–102. <https://doi.org/10.31857/S0016853X23040033>
- Буш В.А., Ермаков Ю.Н., Уйманова Л.Н. (2000) Геодинамическая модель формирования позднерайских-раннепротерозойских структур Воронежского массива. *Геотектоника*, (4), 14–24.
- Буш В.А., Казьмин В.Г. (2008) Кристаллический фун-

- дамент и складчатый комплекс Волго-Уральского, Прикаспийского и Предкавказского нефтегазоносных бассейнов *Геотектоника*, (5), 79-94.
- Волож Ю.А., Быкадоров В.А., Антипов М.П., Хераскова Т.Н., Пати́на И.С., Постникова И.С. (2021) О границах и районировании Прикаспийской нефтегазоносной провинции. *Георесурсы*, **23**(1). 70-80. <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.8>
- Келлер Б.М. (1973) Тектоническая история и формации верхнего докембрия М.: *ВИНИТИ*, (5). 1-120.
- Казанцева Т.М. Казанцева Т.Т. ISSN 2073-0128 (print). К стадийности развития земной коры в свете современных знаний *Нефтегазовое дело*, **21**(4), 6-18. <https://doi.org/10.17122/ngdelo-2023-4-6-18.>
- Клевцова А.А. (2000). Верхний протерозой–нижний палеозой Московской синеклизы. Проблема границ. Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений, (М.: ВНИК ИОЭНГ). (12), 33-42.
- Козлов В.И., Пучков В.Н., Краснобаев А.А. и др., (2011) Аршиний – новый стратон рифея стратотипических разрезов Южного Урала Геологический сборник. ИГ УНЦ РАН. (9), 3-8.
- Курчавов А.М. (2023) Некоторые геодинамические аспекты связи металлогении с магматической зональностью орогенных вулканоплутонических поясов. Литосфера, **23**(1), 5-20. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-1-5-20>
- Лыточкин В.Н., Тынянов В.Ю., Хераскова Т.Н., Христенков П.А. (1991) *Литол. и полезн. ископ.* (4), 128-130.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. (1993) Центрально-Азиатский складчатый пояс: Геодинамическая эволюция и история формирования. *Геотектоника* (6) 3-31
- Овчаренко А.В., Ермаков Б.В., Киревичев В.К., Михайлов И.Н., Семов В.Н., Шлезингер А.Е. (2006) Рифейско-вендский Серноводско-Абдулинский авлакоген Русской плиты и его нефтегазоносность *Бюлл. МОИП*. **81**(1), 3-15.
- Оренбургский тектонический узел: геологическое строение и нефтегазоносность (2013) Волож Ю.А., Парасына В.С. (ред.). М.: Научный мир, 9-261.
- Пучков В.Н. (2003) Уралиды и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса. *Геология и геофизика*, **44** (1–2), 28-39.
- Пучков В.Н., Козлов П.С. Краснобаев А.А. (2012) Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург. Палеозойские U-Pb Shrimp-датировки магматических пород башкирского мегантиклинория. Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Институт геологии Уфимского научного центра РАН, г. Уфа. *Геологический сборник* № 9, Юбилейный выпуск. Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Ратов А.А., Козлова О.В. (2018) Стратиграфическая корреляция отложений рифея Волго-Уральской области и Южного Урала и их пространственное соотношение в зоне сопряжения складчатых и платформенных структур по сейсмическим материалам *Геологический вестник*. № 2. 79-95.
- Симанович И.М. (1966) Эпигенез и начальный метаморфизм шокшинских кварцито-песчаников. М.: Наука, (Тр. ГИН АН СССР). **153**, 121 с.
- Сухоруков В.И., Яцкевич С.В., Писаренко В.Ю., Писаренко Ю.А., Андреев Г.Н. (2016) Седиментационно-формационные особенности формирования рифейских отложений Пачелмско-Саратовского авлакогена. *Недра Поволжья и Прикаспия*. **86**(5), 18-43.
- Хграсков Н.П. (1967) Особенности строения и истории развития доуралид Южного Урала. Тектоника и формации, (Н.П. Херасков. Избранные труды), М.: Наука, (67-91).
- Хераскова Т.Н. (1990) Литология карбонатных отложений Батеневского кряжа. *Литология и полезные ископаемые*, **4**, (54-58).
- Хераскова Т.Н., Яковлев Д.В., Пиманова Н.Н., Березнер О.С. (2016) Геолого-геофизическое строение Алдано-Станового щита и зоны его сочленения с Центрально-Азиатским складчатым поясом: Трансекты ЗДВ и «Тында-Амурзет». Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 14, (295-297).
- 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).
- Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Андреева Н.К., Воронцов А.К., Кагарманян Н.К., Певзнер Л.А., Сычкин Н.И., Коновальцев Ю.Б., Филин С.И. (2001) Новые данные о строении и условиях отложения рифея–раннего венда в Центрально-Русской системе авлакогенов. Геологический Вестник центральных районов России. (1), 10-22.
- Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Сапожников Р.Б. (2015). Корреляция позднего докембрийских и палеозойских событий на Восточно-Европейской платформе и в смежных палеоокеанических областях. *Геотектоника*, (1), (31–59).
- Хераскова Т.Н., Сапожников Р.Б., Волож Ю.А. и Антипов М.П. (2006) Геодинамика и эволюция Северо-Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии по данным регионального сейсмического профилирования. *Геотектоника* **40** (6), 434-449.
- Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Пати́на И.С., Сапожников Р.Б. (2023) Строение зоны сочленения микроконтинентов Сарматия, Волгоуралия и Фенноскандия в составе фундамента Восточно-Европейской платформы. Литосфера, **23**(3), 309-324. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-3-309-324>.
- Чумаков Н.М. (2015) Оледенения Земли, История, стратиграфическое значение и роль в биосфере. (Ред. Семихатов М.А). М.: ГЕОС, ГИН РАН. **611**, 160 с.
- Шебалдин В.П. Тектоника Саратовской области. (2008) Саратов: Саратовнефтегеофизика, 40 с.
- Li Z.X., Bogdanova S.W., DeWaele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. (2008) The Geodynamic map of Rodinia: asynthesis *Precam. Res.* **160** (1–2), (179-210). Appendix 1 (online).
- Scotese C.R., Golonka J., Ross M.I. (1994) Phanerozoic Paleogeographic and Paleoclimatic Modeling Maps. A.F. Embry, B. Beauchamp, and D.J. Glass (Editors), Pangea, Global Environments and resources, Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir (17), 1-47.
- Willner A., Gopon M., Glodny J., Schertl H.P., Puchkov V.N. (2019) Timanide (Ediacaran-Early Cambrian) Metamorphism at the Transition from Eclogite to Am-

phibolite Facies in the Beloretsk Complex, SWUrals, Russia. *J. Earth Sci.*, 30-6, (1144-1165).

REFERENCES

- Bashkova S.E., Kozhevnikova E.E., Yakovleva Yu.A., Kara-seva T.V., Batalova A.V. (2023) Deep structure and prospects of oil and gas potential of the Proterozoic sedimentary cover complex of the East European Platform. *Geotectonics*, (4), 82-102. (In Russ) <https://doi.org/10.31857/S0016853X23040033>
- Bush V.A., Ermakov Yu.N., Uymanova L.N. (2000) Geodynamic model of the formation of Late Archean-Early Proterozoic structures of the Voronezh massif. *Geotectonics*, (4), pp. 14-24. (In Russ)
- Bush V.A., Kazmin V.G. (2008) Crystalline basement and folded complex of the Volga-Ural, Caspian and Pre-Caucasian oil and gas basins *Geotectonics*, (5), 79-94. (In Russ)
- Chumakov N.M. (2015) Glaciations of the Earth, History, stratigraphic significance and role in the biosphere. (Semikhatov M.A. – editor): GEOS, M.: GIN RAS **611**, 160 p. (In Russ)
- Kazantseva T.M., Kazantseva T.T. Oil and gas business (2023). ISSN 2073-0128 (print). To the stage of development of the Earth's crust in the light of modern knowledge of the Oil and gas business. **21**(4), 6-18. (In Russ) <https://doi.org/10.17122/ngdelo-2023-4-6-18>.
- Keller B.M. (1973) Tectonic history and formations of the Upper Precambrian M.: *VINITI*, (5). 1-120. (In Russ)
- Kheraskov N.P. (1967) Features of the structure and history of the development of the douralids of the Southern Urals. – In the book. Tectonics and formations (N.P. Kheraskov. Selected works), M.: Nauka, p. 67-91 (In Russ)
- Kheraskova T.N. (1990) Lithology of carbonate deposits of the Batenevsky ridge. *Lithology and usefulness fossils* (4), 54-56. (In Russ)
- Kheraskova T.N., Sapozhnikov R.B., Volozh Yu.A. and Antipov M.P. (2006) Geodynamics and evolution of the Northeast European Platform in the Late Precambrian according to regional seismic profiling data. *Geotectonics* **40**(6), 434-449. (In Russ)
- Kheraskova T.N., Volozh Yu.A., Antipov M.P., Bykadorov V.A., Sapozhnikov R.B. (2015). Correlation of Late Precambrian and Paleozoic events on the Eastern European Platform and in adjacent Paleoeceanic areas. *Geotectonics*, (1), 31-59. (In Russ)
- Kheraskova T.N., Bush V.A., Didenko A.N., Samygin S.G. (2010) The disintegration of Rodinia and the early stages of development of the Paleosasiatic Ocean. *Geotectonics*, (1), 5-28. (In Russ)
- Kheraskova T.N., Volozh Yu.A., Antipov M.P., Bykadorov V.A., Patina I.S., Sapozhnikov R.B. (2023) Junction zone structure of the Sarmatia, Volga-Uralia, and Fennoscandia microcontinents as part of the East European Platform basement. *Lithosphere* (Russia), **23**(3), 309-324. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-3-309-324>.
- Klevtsova A.A. (2000). Upper Proterozoic–Lower Paleozoic of the Moscow syncline. The problem of boundaries is Geology, geophysics and the development of oil fields, (Moscow: VNIK IOENG). (12), 33-42. (In Russ)
- Kozlov V.I., Puchkov V.N., Krasnobaev A.A. et al., (2011) Arshinii – a new straton of the Riphean stratotypic sections of the Southern Urals. Geological collection. IG UNC RAS. (9), 3-8. (In Russ)
- Kurchavov A.M. (2023) Some geodynamic aspects of the relationship of metallogeny with the magmatic zonality of orogenic volcanoplutonic belts. *Lithosphere*, **23**(1), 5-20. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-1-5-20>. (In Russ)
- Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Hertseva M.V., Andreichev V.L. (2007) Pre-Ordovician tectonic evolution and volcano-plutonic associations of the Timanides and northern Pre-Uralides, northeast part of the East European Craton *Intern. Assoc. for Gondwana Research.*, (**121**) 305-322. (In Russ)
- Li Z.X., Bogdanova SW, DeWaele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. (2008) The Geodynamic map of Rodinia: asynthesis Precam. Res **160** 1–2, 179-210. Appendix 1 (online).
- Lytochkin V.N., Tynyaynov V.Yu., Kheraskova T.N., Khristenkov P.A. (1991) *Litol. and useful. Iskop.* (4), 128-130. (In Russ)
- Mossakovsky A.A., Ruzhentsev S.V., Samygin S.G., Kheraskova T.N. (1993) Central Asian folded belt: Geodynamic evolution and the history of formation. *Geotectonics*, 3-31. (In Russ)
- Orenburg tectonic node: geological structure and oil and gas potential (2013) Volozh Yu.A., Parasyina V.S. (ed.). M.: *Scientific World*, 9–261. (In Russ)
- Ovcharenko A.V., Ermakov B.V., Kirevichev V.K., Mikhailov I.N., Semov V.N., Schlesinger A.E. (2006) Riphean-Vendian Sulfur-water-Abdulinsky avlakogen of the Russian plate and its oil and gas potential *Byull. MOIP*. **81**, 1. 3-15. (In Russ)
- Puchkov V.N. (2003) Uralides and Timanides, their structural connections and place in the geological history of the Ural-Mongolian folded belt. *Geology and Geophysics*, **44** (1-2), 28-39. (In Russ)
- cotese, with Golonka, J., Ross, M.I., Phanerozoic Paleogeographic and Paleoclimatic Modeling Maps, in A.F. Embry, B. Beauchamp, and D.J. Glass (editors), (1994) Pangea, Global Environments and resources, Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir **17**, 1-47.
- Shaboldin V.P. Tectonics of the Saratov region (2008) Saratov: Saratovneftegeofizika, 40 p. (In Russ)
- Simanovich I.M. (1966) Epigenesis and initial metamorphism of Shokshinsky quartzite-sandstones. M.: Nauka, (Tr. GIN. Academy of Sciences. **153**), 121 p. (In Russ)
- Sukhorukov V.I., Yatskevich S.V., Pisarenko V.Yu., Pisarenko Yu.A., Andreev G.N. (2016) Sedimentation and formation features of the formation of Riphean deposits of the Pachelma-Saratov avlakogen. The bowels of the Volga region and the Caspian **86**, 5, 18-43. (In Russ)
- The Bou-Azzer glaciation, (2012), Precambrian Research <http://www.elsevier.com/locate/precambres> *ELSEVIER VOLUMES CONTENTS* February, 196-197.
- Volozh Yu.A., Bykadorov V.A., Antipov M.P., Kheraskova T.N., Patina I.S., Postnikov N.S. (2021). On the borders and zoning of the Caspian oil and gas province. *Georesources*, **23**(1), 70-80. (In Russ) <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.8>
- Willner A., Gopon M., Glodny J., Schertl H.P., Puchkov V.N. (2019) Timanide (Ediacaran-Early Cambrian) Metamorphism at the Transition from Eclogite to Amphibolite Facies in the Beloretsk Complex, SW Urals. Russia. *J. Earth Sci.*, **30**, 6, 1144-1165.

Упругие свойства и широтная зональность литосферы Среднеуральской области повышенной сейсмичности по данным многоволновых глубинных сейсмических зондирований

В. В. Колмогорова, Г. И. Парыгин, А. Ю. Осипова, В. Ю. Осипов

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, 100,
e-mail: vvkolmogorova@mail.ru

Поступила в редакцию 05.08.2024 г., принята к печати 29.09.2024 г.

Объект исследования. Литосфера Среднеуральской области повышенной сейсмичности. **Цель исследования.** Изучение упругих свойств и широтной зональности земной коры и верхней мантии этой области по данным многоволновых глубинных сейсмических зондирований и сопоставление выявленных особенностей глубинного строения с расположением тектонических землетрясений. **Материал и методы исследования.** По результатам переинтерпретации уральских материалов глубинных сейсмических зондирований методом двумерной сейсмической томографии построены градиентные скоростные разрезы земной коры и верхов верхней мантии по меридиональному профилю Вижай–Нижняя Тура–Орск и фрагментам двух геотраверсов: Костомукша–Нижний Тагил–Семипалатинск (Рубин-1) и Нижний Тагил–Уренгой (Рубин-2). Разрезы в изолиниях равных скоростей, построенные по первым вступлениям продольных и поперечных волн независимо друг от друга, пересчитаны на основе известных функциональных и корреляционных зависимостей в разрезы, отражающие распределение в земной коре ряда упругих параметров: плотности, коэффициента Пуассона, отношения скоростей распространения продольных и поперечных волн, модуля объемного сжатия и модуля сдвига. **Результаты.** Получены новые данные о глубинном строении Среднеуральской области. По материалам меридионального профиля Вижай–Нижняя Тура–Орск установлено, что Тагильский прогиб, по сравнению с Магнитогорским, характеризуется менее мощной и более высокоскоростной корой по распространению как продольных волн V_p , так и поперечных волн V_s , при этом отношение скоростей V_p/V_s в ней пониженное по сравнению с корой Магнитогорского прогиба, что свидетельствует о большей тектонической нарушенности. В средней части земной коры выделен ослабленный, разупрочненный слой, отличающийся пониженной скоростью продольных волн V_p и пониженными значениями параметра V_p/V_s и коэффициента Пуассона. К этому слою приурочено большинство очагов местных землетрясений. Выделены и физически охарактеризованы контрастные по плотности и упругим параметрам блоки в земной коре, в том числе широтные зоны повышенной трещиноватости. Эти зоны соответствуют в основном широтным дислокациям, выделенным ранее по другим критериям, уточняют их расположение и упругие свойства. Выявлен один из признаков подобных, секущих уральские структуры, трещиноватых зон – повышенная скорость распространения поперечных волн при пониженной скорости продольных. Показана приуроченность эпицентров уральских землетрясений к местам пересечения двух субмеридиональных зон, пограничных между орогеном и обрамляющими его прогибами, с выделенными широтными зонами повышенной трещиноватости. **Выводы.** Совместная интерпретация продольных и поперечных волн позволила получить новую информацию о глубинном строении Среднеуральской области повышенной сейсмичности и объяснить закономерность локализации эпицентров уральских землетрясений в этой области ее повышенной тектонической нарушенностью. Результаты исследования подтверждают геологическую информативность многоволновой сейсмоки и могут быть использованы в дальнейшем для оценки вещественного состава земной коры, ее напряженно-деформированного состояния, истории развития, а также для сейсмического и минерагенического прогнозирования.

Ключевые слова: Средний Урал, сейсмичность, глубинное строение, многоволновые глубинные сейсмические зондирования, упругие свойства

Для цитирования: Колмогорова В.В., Парыгин Г.И., Осипова А.Ю., Осипов В.Ю. (2025) Упругие свойства и широтная зональность литосферы Среднеуральской области повышенной сейсмичности по данным многоволновых глубинных сейсмических зондирований. *Литосфера*, 25(1), 24–43. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-1-24-43>. EDN: ARSSKS

For citation: Kolmogorova V.V., Parygin G.I., Osipova A.Yu., Osipov V.Yu. (2025) Elastic properties and latitudinal zoning of the lithosphere of the Middle Ural region with increased seismicity according to multiwave deep seismic sounding data. *Lithosphere (Russia)*, 25(1), 24–43. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-1-24-43>. EDN: ARSSKS

Elastic properties and latitudinal zoning of the lithosphere of the Middle Ural region with increased seismicity according to multiwave deep seismic sounding data

Vera V. Kolmogorova, Gennady I. Parygin, Anastasia Yu. Osipova, Vyacheslav Yu. Osipov

*Yu.P. Bulashevich Institute of Geophysics, UB RAS, 100 Amundsena st., Ekaterinburg 620016, Russia,
e-mail: vvkolmogorova@mail.ru*

Received 05.08.2024, accepted 29.09.2024

Research subject. Lithosphere of the Middle Urals region with increased seismicity. **Aim.** Study of the elastic properties and latitudinal zoning of the earth's crust and upper mantle in the region based on multiwave deep seismic sounding data and the comparison of the identified features of the deep structure with the location of tectonic earthquakes. **Materials and Methods.** The gradient velocity sections of the earth's crust and upper mantle were constructed along the Vizhay–Nizhnyaya Tura–Orsk meridional profile and the fragments of two geotraverses: Kostomuksha–Nizhniy Tagil–Semipalatinsk (Rubin-1) and Nizhniy Tagil–Urengoy (Rubin-2) based on the results of reinterpretation of the Ural deep seismic sounding (DSS) materials using two-dimensional seismic tomography. Sections in isolines of equal velocities were constructed from the first arrivals of compression and shear seismic waves independently of each other and recalculated on the basis of known functional and correlation dependencies into sections reflecting the distribution of a number of elastic parameters in the earth's crust: density, Poisson's ratio, V_p/V_s values, bulk and shear modulus. **Results.** New data about the deep structure of the Middle Urals region is obtained. Based on materials from the meridional Vizhay–Nizhnyaya Tura–Orsk profile it has been established that the Tagil trough as compared to the Magnitogorsk trough, is characterized by a less thick and higher-speed crust, both in the V_p speed of propagation of compression waves and in the V_s speed of shear waves. At the same time, the V_p/V_s velocity ratio in it is reduced as compared to the Magnitogorsk trough, which indicates greater tectonic disturbance. In the middle part of the earth's crust a weakened, softened layer is identified, characterized by a reduced V_p velocity of compression waves and reduced V_p/V_s values and Poisson's ratio. The hypocenters of local earthquakes are mainly confined to this layer. Blocks in the earth's crust with contrasting density and elastic properties, including latitudinal zones of increased fracturing, have been identified and physically characterized. These zones correspond mainly to latitudinal dislocations, identified earlier according to other criteria, and clarify their location and elastic properties. One of the signs of similar fractured zones cutting across the Ural structures has been identified, namely an increased speed of propagation of shear waves at a reduced speed of compression. The epicenters of Ural earthquakes are confined to the intersection of high-velocity blocks of the earth's crust of the Tagil-Magnitogorsk trough and Cis-Ural foredeep with identified latitudinal zones of increased fracturing. **Conclusion.** The combined interpretation of compression and shear seismic waves made it possible to obtain new data on the deep structure of the Middle Ural region of increased seismicity and to explain the pattern of localization of the epicenters of the Ural earthquakes in this region by its increased tectonic disturbance. The results of the study confirm the geological informational content of multiwave seismicity and can be used in the future to assess the material composition of the earth's crust, its stress-strain state, development history, as well as for seismic and mineragenic forecasting.

Keywords: Middle Ural, seismicity, deep structure, multiwave deep seismic sounding, elastic properties

ВВЕДЕНИЕ

При изучении глубинного строения эпицентральных зон уральских землетрясений ранее выполнен анализ материалов глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) на профилях, пересекающих Урал: Красноуральском, Свердловском, Рубин-1, Рубин-2, и Артинском профиле МОВЗ. Сделан вывод о приуроченности эпицентров землетрясений к скоростным и структурным неоднородностям земной коры и верхней мантии, а также к крупным (региональным) разломам и их пересечениям (Кашубин и др., 2001; Дружинин и др., 2004).

Следующий этап исследований заключался в переходе к оценке упругих свойств изучаемой среды на основе совместной интерпретации продольных и поперечных волн. Многоволновые сейсмические исследования и данные о скоростях не только продольных, но и поперечных волн существенно расширили возможности метода при изучении физических характеристик земной коры, ее динамического состояния и вещественного состава. Развитию многоволновой сейсмологии и исследованиям, доказавшим перспективность метода, посвящены работы (Хавелин и др., 1980; Кашубин, 1984; Дружинин и др., 1985; Пузырев и др., 1985; Алейни-

ков и др., 1986; Халевин и др., 1987; Avtoneyev et al., 1992; Крылов и др., 1993; Кашубин, 1994; Крылов, Тен, 1995; Егоркин, 1996; Carbonell et al., 1996; Кашубин, Дружинин, 1999; Егоркин, 2000; Brown et al., 2003; Кашубин и др., 2022).

На этом этапе проанализированы градиентные скоростные разрезы земной коры, построенные по профилям ГСЗ до глубины 30 км по первым вступлениям продольных (Р) и поперечных (S) волн, и рассчитанные по ним разрезы в изолиниях упругих модулей. По результатам анализа установлено, что земная кора Западно-Уральской зоны складчатости и Центрально-Уральского поднятия отличается пониженными упругими и прочностными свойствами, а кора обрамляющих прогибов, Предуральского и Приуральского (Тагильско-Магнитогорского) – повышенными. Выделены две субмеридиональные зоны концентрации эпицентров уральских землетрясений в этих прогибах (Колмогорова и др., 2004, 2005; Дружинин и др., 2007; Землетрясения и микросейсмичность..., 2007). Также сделан вывод о приуроченности большинства землетрясений к местам пересечения двух указанных субмеридиональных пограничных зон со скрытыми поперечными дислокациями.

Вопросами выделения и картирования геофизическими методами поперечной зональности глубинного строения Урала занимались многие исследователи (Червяковский и др., 1966; Алейников и др., 1978; Берлянд, 1982; Дружинин и др., 2015; Дружинин, Осипов, 2016). Основными геофизическими критериями ее выделения были морфологические особенности потенциальных полей, гравитационного и магнитного, и наличие широтных блоков в сейсмических разрезах земной коры на меридиональных и субмеридиональных профилях ГСЗ. При выделении блоков учитывались структурные особенности разрезов (перепады в глубине основных границ, характер расслоенности и др.), мощность земной коры и распределение скорости продольных волн V_p в коре и верхней мантии. При первичной интерпретации материалов меридионального профиля Вижай–Нижняя Тура–Орск привлекались также данные о скорости поперечных волн V_s в верхней части коры, до глубины 5–7 км (Дружинин и др., 1985). Рассматривались три направления поперечной по отношению к уральским структурам зональности: северо-западное, широтное и менее выраженное северо-восточное. Показано, что на Среднем Урале преобладает северо-западная поперечная зональность глубинного строения, на которую накладываются местами “достаточно узкие” субширотные поперечные зоны (Геология и полезные ископаемые..., 2011).

К тектоническим структурам, имеющим различную пространственную ориентировку и проявляющим активность на современном этапе, приурочены зоны возможных очагов землетрясений

(ВОЗ), выделенные авторами работ (Кашубин и др., 2001; Гуляев, Осипова, 2019). В настоящей работе рассматриваются структуры субширотного направления, так как в основе данного исследования лежит интерпретация материалов сейсмических зондирований по меридиональному профилю Вижай–Нижняя Тура–Орск. *Цель работы* – дальнейшее изучение упругих свойств земной коры и верхней мантии Среднего и северной части Южного Урала, так называемой Среднеуральской области повышенной сейсмичности, на основе анализа результатов многоволновых глубинных сейсмических зондирований и сопоставление выявленных особенностей глубинного строения данной области с пространственным распределением в ней эпицентров тектонических землетрясений.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

При обобщении и частичной переинтерпретации уральских материалов ГСЗ на продольных и поперечных волнах построены методом двумерной сейсмической томографии (Пузырев и др., 1975; Мишенькина и др., 1983) градиентные скоростные разрезы земной коры и верхов мантии до глубины 40–80 км по ряду профилей, в том числе по меридиональному профилю Вижай–Нижняя Тура–Орск и фрагментам двух геотраверсов – Рубин-1 и Рубин-2 (рис. 1).

Специальные двумерные поля времен и соответствующие им скоростные разрезы по уральским фрагментам геотраверсов Рубин-1 и Рубин-2 построены по фондовым материалам “Центра региональных геофизических и геоэкологических исследований ГЕОН”, а именно по данным о временах первых вступлений Р- и S-волн (Р – до удалений 300 км от источника колебаний, S – до 200–220 км).

Поля времен и скоростные разрезы по профилю ГСЗ Вижай–Нижняя Тура–Орск построены по материалам Института геофизики УрО РАН, принимавшего участие в работе Баженовской геофизической экспедиции (БГЭ) на данном профиле. Использование в этих исследованиях низкочастотной трехкомпонентной сейсмологической аппаратуры позволило выделить первые вступления не только продольных, но и поперечных волн до удалений 300 км от пунктов взрыва и построить по ним специальные поля времен. Скоростной разрез земной коры и верхов верхней мантии, построенный в изолиниях скорости поперечных волн V_s до глубины 60–80 км – новый результат исследований на профиле Вижай–Нижняя Тура–Орск, полученный при повторной обработке исходных данных.

Уточненные варианты однотипно построенных скоростных V_p и V_s разрезов земной коры по всем названным профилям и новый разрез V_s по про-

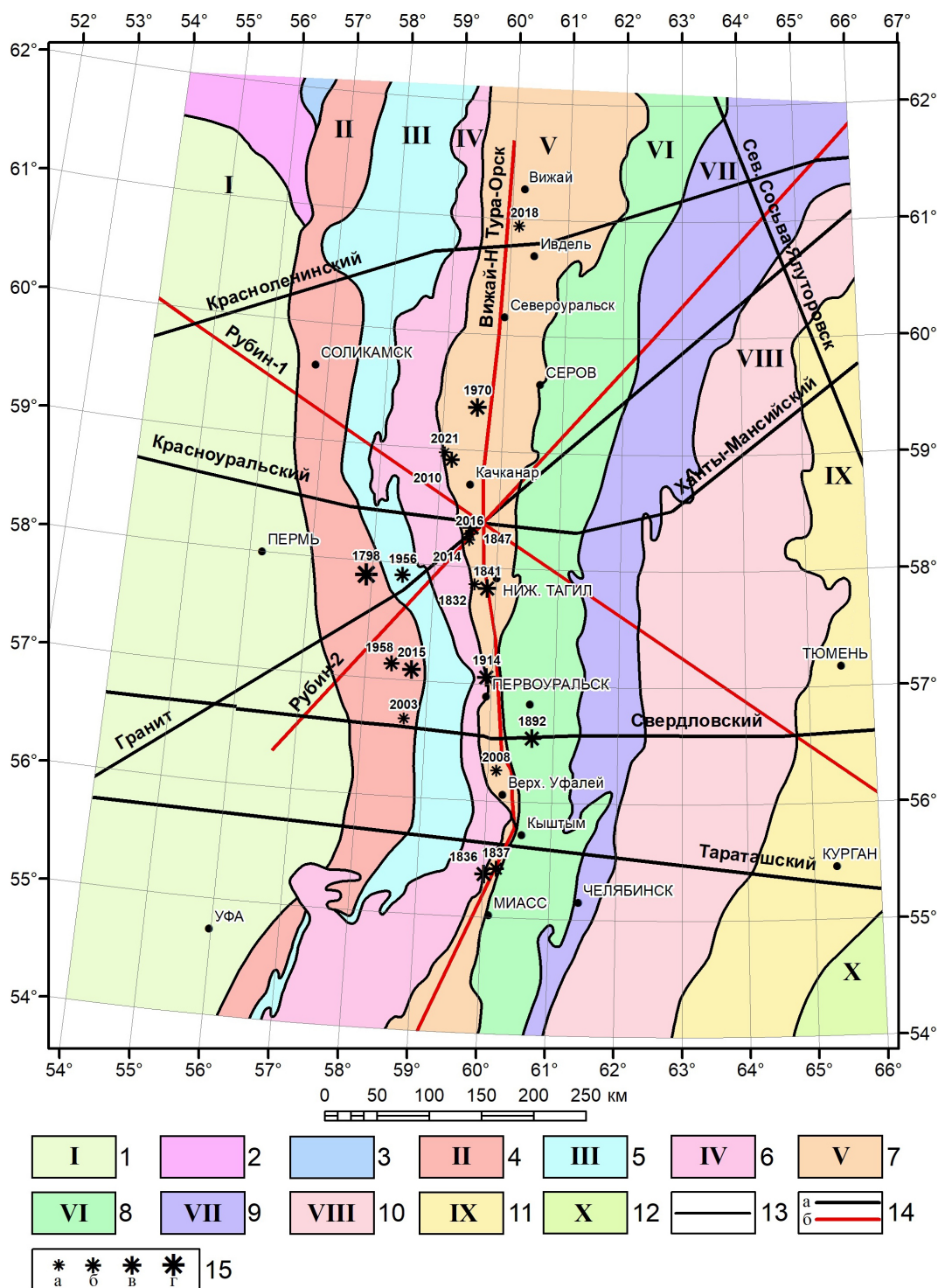


Рис. 1. Положение профилей ГСЗ и эпицентров местных землетрясений на схеме тектонического районирования, по И.Д. Соболеву (1986 г.).

Структуры I порядка (1–12): 1 – Волго-Уральская антеклиза, 2 – Тиманская антеклиза, 3 – Печорская синеклиза, 4 – Предуральский краевой прогиб, 5 – Западно-Уральская внешняя зона складчатости, 6 – Центрально-Уральское поднятие, 7 – Тагильско-Магнитогорский прогиб, 8 – Восточно-Уральское поднятие, 9 – Восточно-Уральский прогиб, 10 – Зауральское поднятие, 11 – Тюменско-Кустанайский прогиб, 12 – Тобольско-Убаганское поднятие; 13 – границы структур I порядка; 14 – профили ГСЗ и их названия (а), профили ГСЗ, по которым выделена широтная зональность исследуемой площади (б); 15 – эпицентры землетрясений Среднеуральской области повышенной сейсмичности и их год, магнитудой: ≤ 3 (а), ≤ 4 (б), ≤ 5 (в), ≤ 6 (г).

Fig. 1. Position of DSS profiles and epicenters of local earthquakes on the tectonic zoning scheme, according to I.D. Sobolev (1986).

Structures of the first order (1–12): 1 – Volga-Ural anteclise, 2 – Timan anteclise, 3 – Pechora syncline, 4 – Preural foredeep, 5 – Western Ural external folding zone, 6 – Central Ural uplift, 7 – Tagil-Magnitogorsk trough, 8 – East Ural uplift, 9 – East Ural trough, 10 – Transural uplift, 11 – Tyumen-Kustanay trough, 12 – Tobolsk-Ubagan uplift; 13 – boundaries of first order structures; 14 – DSS profiles and their names (a), DSS profiles, according to which the latitudinal zonation of the study area is identified (б); 15 – epicenters of earthquakes in the Middle Ural region of increased seismicity and their year, magnitude: ≤ 3 (a), ≤ 4 (б), ≤ 5 (в), ≤ 6 (г).

филю Вижай–Нижняя Тура–Орск пересчитаны по известным формулам (1)–(3) в разрезы, отражающие распределение ряда упругих параметров: коэффициента Пуассона σ , модуля всестороннего сжатия K и модуля сдвига G , а также отношения скоростей V_p/V_s :

$$\sigma = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)}, \quad (1)$$

$$K = \rho \left(V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2 \right), \quad (2)$$

$$G = \rho V_s^2. \quad (3)$$

Плотность ρ при расчете модулей K и G оценивалась по двухпараметрической корреляционной зависимости (4) (Кашубин, 1984):

$$\rho = 0.18V_p + 0.40 \frac{V_p}{V_s} + 1.02. \quad (4)$$

Кроме модулей K и G , рассчитано также отношение этих модулей к плотности – K/ρ и G/ρ . Эти два функциональных параметра, при расчете которых не требуется использовать корреляционную зависимость *скорость–плотность*, так же как и сами модули K и G , характеризуют упругие и прочностные свойства среды. Разрезы в изолиниях K/ρ и G/ρ в точности повторяют рисунок разрезов, отражающих распределение самих модулей K и G , различаются только численные значения параметров. Для большей наглядности построены также разрезы в изолиниях аномалий отношения скоростей $\Delta(V_p/V_s)$, модуля всестороннего сжатия ΔK , модуля сдвига ΔG и аномалий отношения этих модулей к плотности – $\Delta(K/\rho)$ и $\Delta(G/\rho)$. Данные разрезы отражают отклонение конкретных значений указанных параметров от значений, осредненных на каждом гипсометрическом уровне по всему профилю. На плоскость всех разрезов вынесены по данным Сводного каталога землетрясений территории Восточно-Европейской платформы за период с древнейших времен до 2005 г. (Землетрясения и микросейсмичность..., 2007) и каталога ФИЦ ЕГС РАН с 2005 г. по 2021 г. (База данных..., 2024) проекции гипоцентров ближайших к профилям уральских землетрясений.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Скоростные разрезы земной коры в изолиниях V_p , V_s и аномалий ΔV_p и ΔV_s по профилю Вижай–

Нижняя Тура–Орск приведены на рис. 2. В этих разрезах хорошо проявляются поперечная зональность и различия в глубинном строении Магнитогорского и Тагильского прогибов, а также переходной зоны между ними. В южной части (от Магнитогорска до Кыштыма) профиль проходит по Магнитогорскому прогибу, немного западнее его осевой линии, в переходной зоне (от Кыштыма до Первоуральска) – ближе к восточной границе прогиба, в северной (от Первоуральска до Североуральска) – по центру Тагильского прогиба, пересекает район сверхглубокой скважины СГ-4 и на участке от Североуральска до Ивделя отклоняется к западу, в сторону Платиноносного пояса.

Мощность земной коры уменьшается от 43–53 до 38–48 км в северном направлении. Тагильский прогиб, по сравнению с Магнитогорским, характеризуется более высокоскоростной корой как по распространению V_p , что подтверждает результаты предыдущих исследований (Дружинин и др., 1985), так и по распространению V_s . При этом скорость распространения поперечных волн увеличивается в Тагильском прогибе больше, чем скорость продольных и, соответственно, отношение скоростей V_p/V_s , наоборот, уменьшается по сравнению с Магнитогорским прогибом. На рис. 2 приведены графики изменения вдоль профиля средних скоростей $V_p(cp)$ и $V_s(cp)$, а также их отношения. Средняя скорость распространения Р- и S-волн в земной коре рассчитывалась с шагом 10 км вдоль профиля от скоростных уровней, соответствующих поверхностям консолидированного фундамента ($V_p = 5.6–6.2$, $V_s = 3.2–3.5$ км/с), до границы Мохо ($V_p = 7.7–8.0$, $V_s = 4.2–4.4$ км/с) по функции $V(h)$ как средневзвешенная по мощности h_i отдельных интервалов разреза, характеризующихся скоростью V_i (5):

$$V_{cp} = \frac{\sum h_i V_i}{\sum h_i}. \quad (5)$$

Видно, что средняя скорость продольных волн растет от значений 6.4 км/с в Магнитогорском прогибе до 6.72 км/с в северной части Тагильского, скорость поперечных – от 3.65 до 3.93 км/с соответственно, а отношение $V_p(cp)/V_s(cp)$ при этом уменьшается с юга на север от 1.76 до 1.69. Этот факт свидетельствует о большей тектонической нарушенности земной коры Тагильского прогиба по сравнению с Магнитогорским.

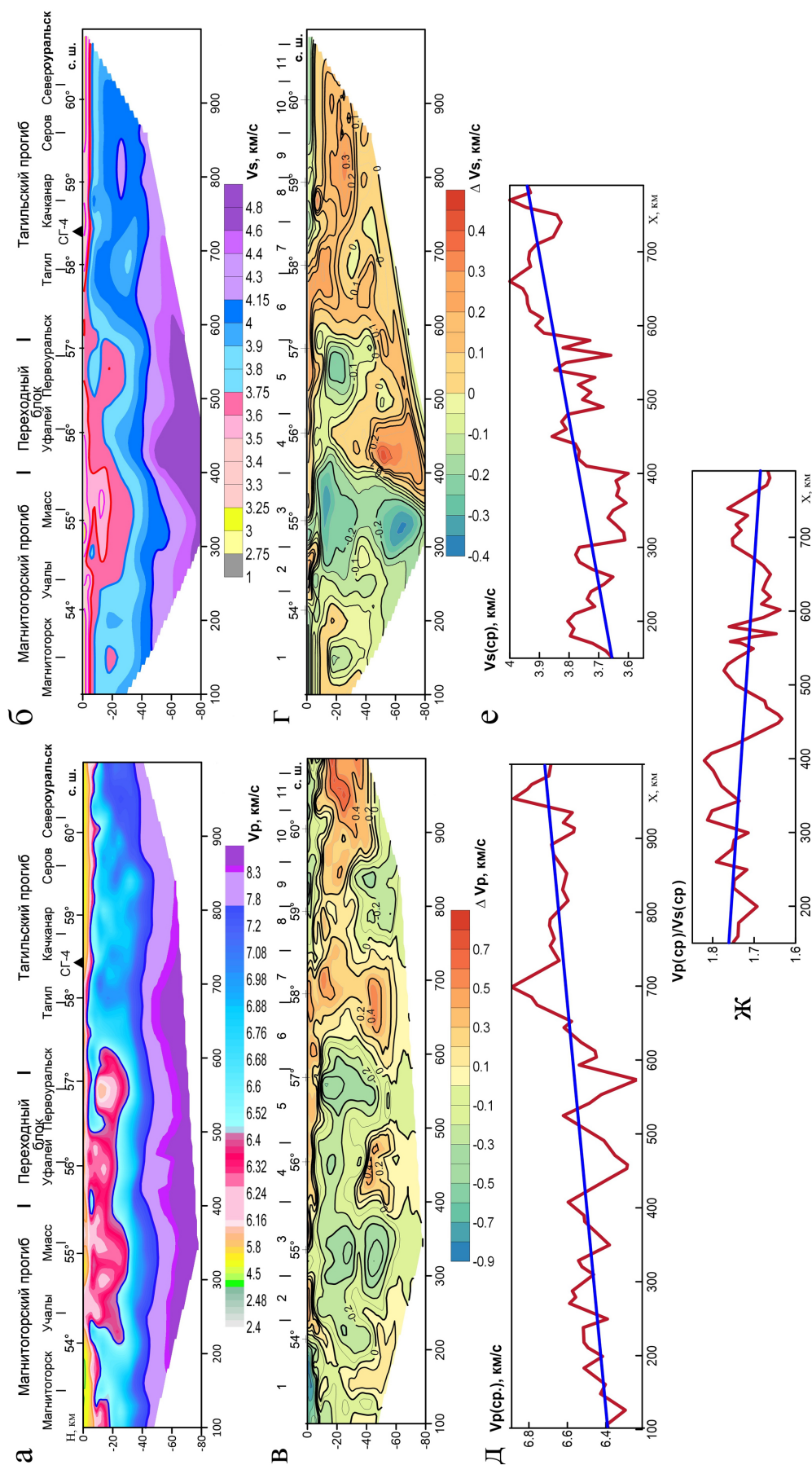


Рис. 2. Распределение скоростных параметров вдоль профиля Вижай–Нижняя Тура–Орск.

Разрезы в изолиниях скоростей V_p (а), V_s (б) и их аномалий ΔV_p (в), ΔV_s (г). Графики изменения вдоль профиля средних коровых скоростей с линиями тренда $V_p(sp)$ (д), $V_s(sp)$ (е) и отношения $V_p(sp)/V_s(sp)$ (ж). Над разрезами показано положение Тагильского и Магнитогорского прогибов и менее крупных блоков, выделенных по скоростным параметрам: 1 – Магнитогорский, 2 – Учалинский, 3 – Миасский, 4 – Уфалейский, 5 – Первоуральский, 6 – Тагильский, 7 – Кушвинский, 8 – Качканарский, 9 – Серовский, 10 – Североуральский, 11 – Ивдельский.

Fig. 2. Distribution of speed parameters along the Vizhay–Nizhnyaya Tura–Orsk profile.

Sections in velocity isolines V_p (а), V_s (б) and their anomalies ΔV_p (в), ΔV_s (г). Graphs of changes along the profile of average crustal velocities with trend lines $V_p(sp)$ (д), $V_s(sp)$ (е) and ratios $V_p(sp)/V_s(sp)$ (ж). Above the sections the position of the Tagil and Magnitogorsk troughs and smaller blocks identified by speed parameters is shown: 1 – Magnitogorskiy, 2 – Uchalinskiy, 3 – Miasskiy, 4 – Ufaileyskiy, 5 – Pervouralskiy, 6 – Tagilskiy, 7 – Kushvinskiy, 8 – Kachkanarskiy, 9 – Serovskiy, 10 – Severouralskiy, 11 – Ivdel'skiy.

Кроме основных широтных блоков, соответствующих двум прогибам и переходной зоне между ними, по скоростным параметрам выделяются более мелкие блоки: три в Магнитогорском прогибе (Магнитогорский, Учалинский и Миасский), два переходных блока (Уфалейский и Первоуральский) и шесть в Тагильском прогибе (Нижнетагильский, Кушвинский, Качканарский, Серовский, Североуральский и Ивдельский). На рис. 2 над разрезами ΔV_p (в) и ΔV_s (г) показаны границы этих блоков. Самая высокоскоростная кора по V_p (ср) – в Нижнетагильском и Ивдельском блоках, самая низкоскоростная – в Уфалейском, скорость V_s в котором, наоборот, повышена, и в Первоуральском. Самые высокие скорости поперечных волн в коре наблюдаются в Уфалейском, Нижнетагильском, Качканарском и Серовском блоках, самые низкие – в Миасском, причем отношение средних скоростей в коре этого блока самое большое (1.78) в пределах профиля. Пониженные значения параметра V_p/V_s наблюдаются в коре Уфалейского, Первоуральского и Нижнетагильского блоков.

В распределении скоростных параметров по глубине также проявляются свои закономерности. На рис. 3 приведены графики изменения с глубиной скоростей V_p , V_s и отношения V_p/V_s , а также разрезы в изолиниях параметров V_p , V_s и V_p/V_s . При общем нарастании скорости распространения продольных и поперечных волн с глубиной наблюдается их понижение, особенно продольных, в средней части коры.

Так, скорость V_p в консолидированной коре Магнитогорского прогиба увеличивается от 5.6–6.2 до 6.3–6.5 км/с на глубине 6–8 км (с последующим понижением до 6.0–6.3 км/с в средней коре) и до 6.9–7.2 км/с в нижней. В Тагильском прогибе V_p увеличивается от 5.9–6.25 до 6.8–7.0 км/с на глубине 8–10 км, понижается до 6.2–6.5 км/с в средней коре и растет до 6.8–7.1 км/с в нижней. В верхней мантии обоих прогибов скорость V_p растет с глубиной от 7.7–8.0 до 8.3–8.4 км/с, при этом более низкие ее значения наблюдаются в Тагильском прогибе. Скорость V_s в коре Магнитогорского прогиба увеличивается от 3.0–3.5 до 3.6–3.9 км/с на глубине 6–8 км, понижается до 3.5–3.6 км/с в средней коре и снова увеличивается до 3.7–3.9 км/с в нижней. В Тагильском прогибе V_s увеличивается от 3.1–3.5 до 3.85–4.0 км/с на глубине 8–10 км (местами с понижением до 3.8–3.9 км/с в средней коре) и растет до 3.90–4.0 км/с в нижней. В верхней мантии скорость V_s от 4.1–4.2 до 4.4–4.6 км/с, минимальные значения – в Магнитогорском прогибе. Мощность низкоскоростного верхнемантийного слоя на данном профиле в среднем около 10–15 км, на глубине 50–65 км скорости увеличиваются до значений 8.3–8.4 и 4.4–4.6 км/с, характерных для Восточно-Европейской платформы (ВЕП). По материалам широтных профилей, ман-

тийный слой со скоростями 8.3–8.4 и 4.4–4.6 км/с, подстилающий низкоскоростной верхнемантийный слой, прослеживается от ВЕП до Восточно-Уральской и местами до Зауральской мегазон, для которых, как и для западносибирских структур, характерна низкоскоростная мантия. В трехмерной скоростной модели верхней мантии, приведенной в работе (Павленкова, 2011), показано именно такое распределение скорости V_p – 8.3 км/с в пределах ВЕП и 8.0 км/с в Западной Сибири.

Характер распределения по глубине отношения V_p/V_s повторяет основные особенности распределения скоростей V_p и V_s . Отношение скоростей связано непосредственно с коэффициентом Пуассона σ , который определяется составом и степенью нарушенности кристаллических горных пород. Для них наиболее характерны значения $V_p/V_s = 1.7$ –1.85. Повышенные значения отмечаются в основном в верхней части коры, что может быть объяснено повышенной флюидонасыщенностью, и в нижней коре, глубже 30 км, где повышается основность и возрастают скорости V_p и V_s . В верхней мантии значения V_p/V_s убывают вдоль профиля от 1.9 в Магнитогорском прогибе до 1.8 в Тагильском, с глубиной растут до 1.9–2.0 и местами снова убывают. Выявлена следующая особенность: в средней коре на большей части профиля отношение $V_p/V_s \leq 1.7$, при этом волновод, который на скоростных разрезах не всегда четко проявляется, в распределении отношения V_p/V_s выглядит очень выразительно. Следует отметить, что и при первичной интерпретации материалов меридионального профиля по скорости V_p выделялся местами волновод в средней коре, точнее – несколько волноводов, чередующихся с высокоскоростными слоями, но не было обоснованных оценок упругих свойств этих волноводов по скорости поперечных волн (Дружинин и др., 1985). В настоящей работе такие оценки получены и позволяют говорить о нарушенном, ослабленном среднечорном слое с характерным понижением коэффициента Пуассона и отношения V_p/V_s . Иногда в нем выделяются два интервала пониженных упругих параметров: на глубине 8–12 и 15–25 км. Именно к этому слою приурочены в основном очаги (гипоцентры) местных землетрясений. В работе (Осипова и др., 2024) показано, что очаги большей части уральских землетрясений локализованы в интервале глубин 10–25 км.

На фоне описанной выше общей закономерности изменения отношения V_p/V_s с глубиной выделяются отдельные субвертикальные аномальные зоны пониженных до 1.6 значений отношения V_p/V_s (см. рис. 3д, е) и до 0.19–0.2 – коэффициента Пуассона (рис. 4а). На рис. 4а, б представлены результаты многоволновых исследований по профилю Вижай–Нижняя Тура–Орск. На рис. 4а показаны рассчитанные по V_p и по V_s модели распределе-

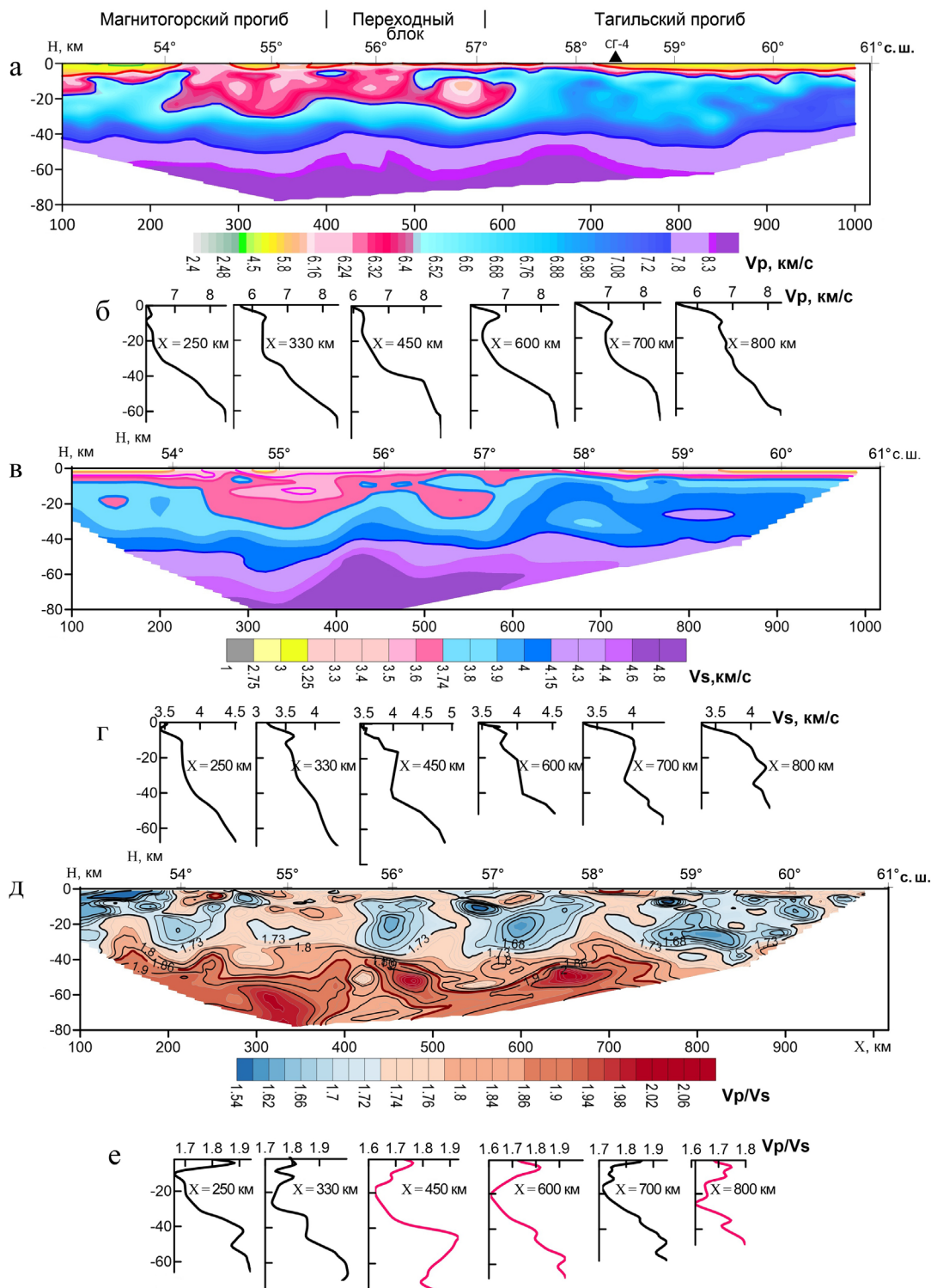


Рис. 3. Распределение скоростных параметров по глубине на профиле Вижай–Нижняя Тура–Орск.

Разрезы в изолиниях скоростей V_p (а), V_s (в), отношения V_p/V_s (д). Графики изменения с глубиной V_p (б), V_s (г) и V_p/V_s (е). Графики V_p/V_s , демонстрирующие аномальное понижение данного параметра до значений 1.6 в средней коре, отмечены красным цветом.

Fig. 3. Distribution of velocity parameters along the depth on the Vizhay–Nizhnyaya Tura–Orsk profile

Sections in isolines of velocities V_p (a), V_s (b), ratio V_p/V_s (d). Graphs of changes with depth V_p (б), V_s (г) and V_p/V_s (e). V_p/V_s graphs demonstrating an anomalous decrease in this parameter to values of 1.6 in the middle crust are marked in red.

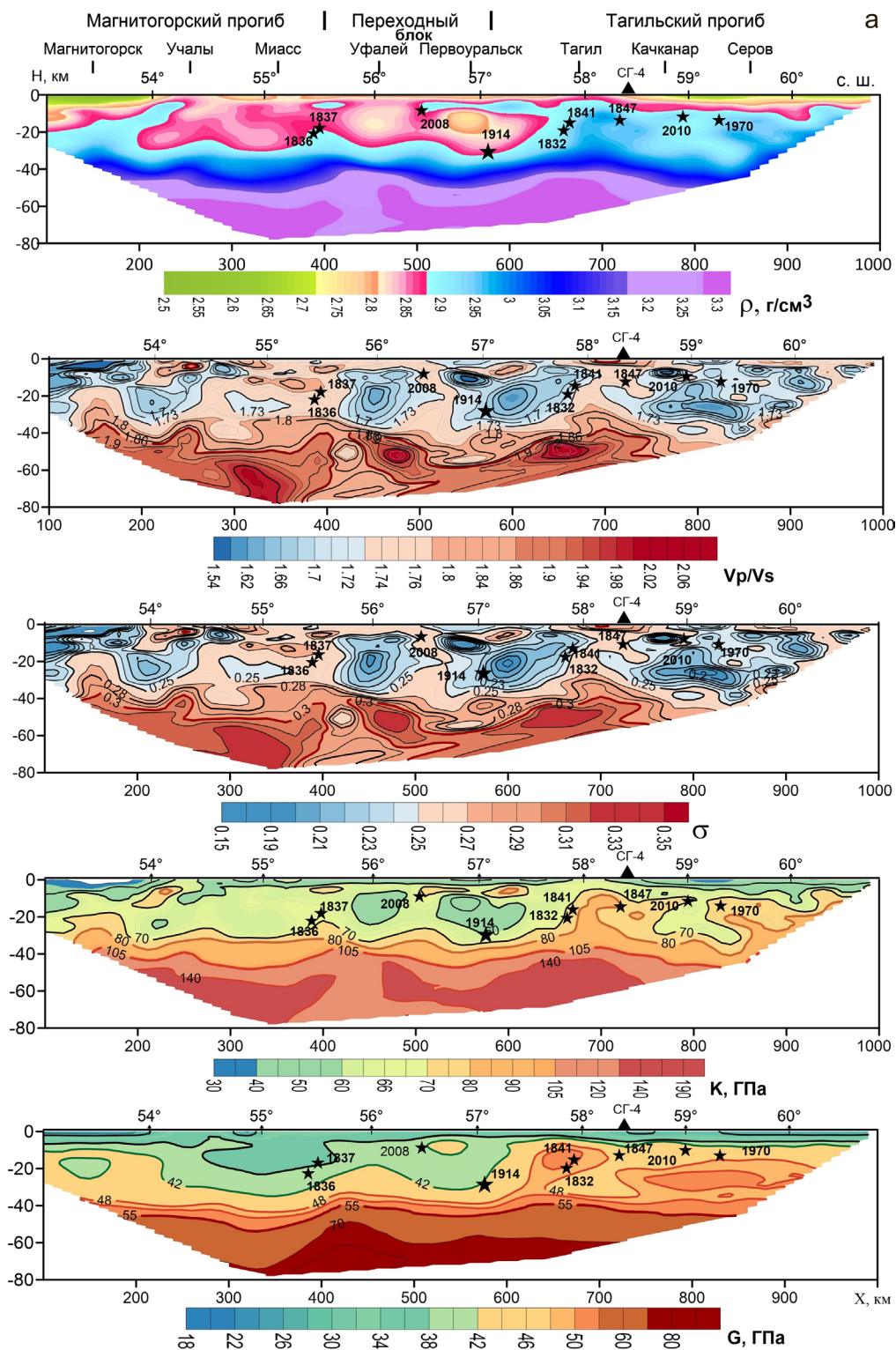


Рис. 4. Результаты многоволновых исследований по профилю Вижай–Нижняя Тура–Орск.

а. Рассчитанные по V_p - и V_s -модели распределения в земной коре и верхней мантии упругих параметров: плотности ρ , отношения скоростей V_p/V_s , коэффициента Пуассона σ , модуля объемного сжатия K и модуля сдвига G , с проекциями гипоцентров местных землетрясений.

a. Calculated V_p and V_s models of distribution in the earth's crust and upper mantle of elastic parameters: density ρ , velocity ratio V_p/V_s , Poisson's ratio σ , bulk compression modulus K and shear modulus G , with projections of hypocenters of local earthquakes.

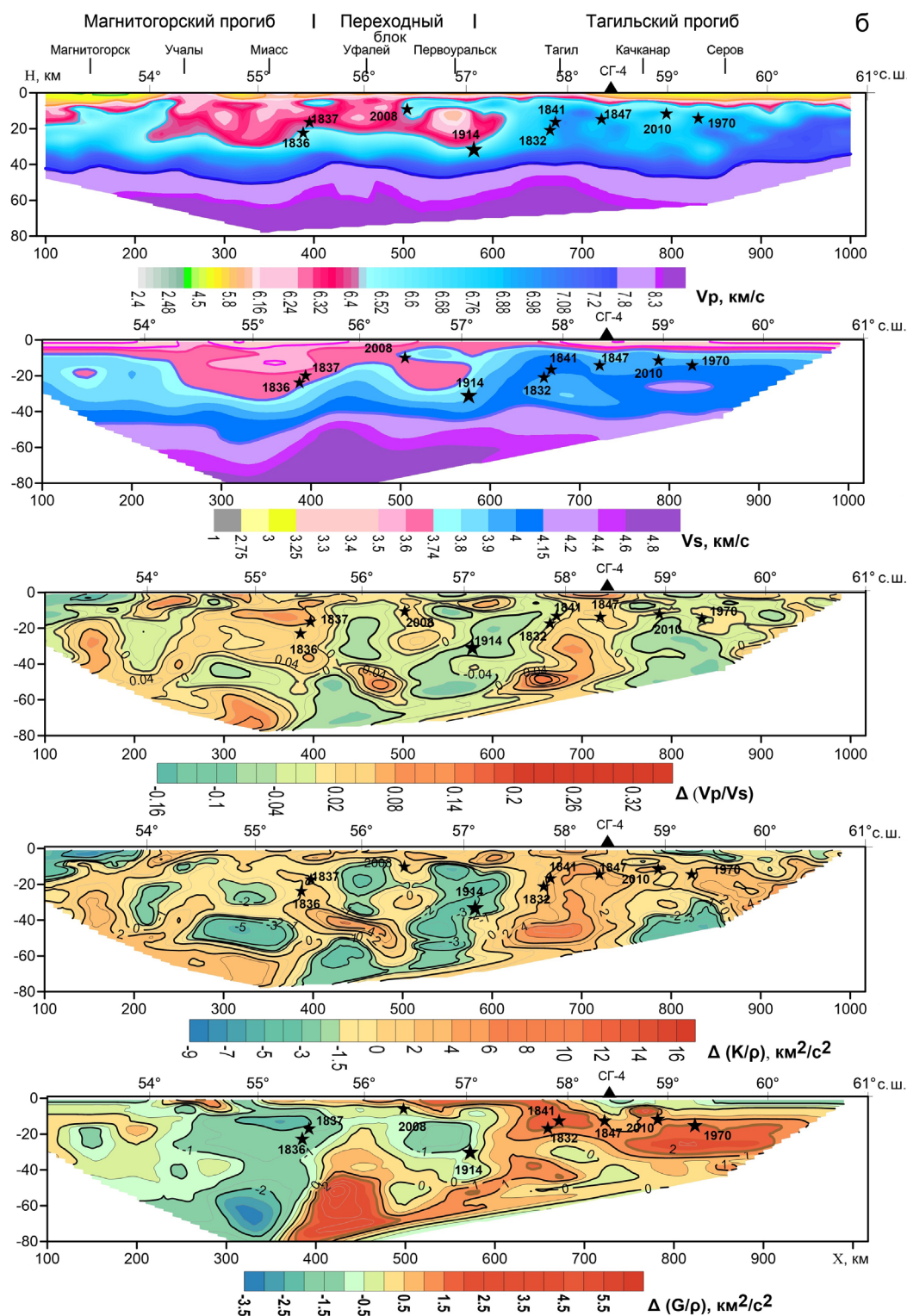


Fig. 4. Results of multiwave studies along the Vizhay–Nizhnyaya Tura–Orsk profile.

б. Скоростные разрезы V_p , V_s и рассчитанные по ним модели распределения аномалий отношения скоростей $\Delta(V_p/V_s)$, отношения модуля объемного сжатия к плотности $\Delta(K/\rho)$, отношения модуля сдвига к плотности $\Delta(G/\rho)$ с проекциями гипоцентров местных землетрясений.

б. Velocity sections V_p , V_s and the models of distribution of anomalies of the velocity ratio $\Delta(V_p/V_s)$, the ratio of the bulk compression modulus to the density $\Delta(K/\rho)$, the ratio of the shear modulus to the density $\Delta(G/\rho)$ calculated from them – with projections of hypocenters of local earthquakes.

ния в земной коре и верхней мантии упругих параметров: плотности ρ , отношения скоростей V_p/V_s , коэффициента Пуассона σ , модуля объемного сжатия K и модуля сдвига G . При сопоставлении моделей отношения скоростей и коэффициента Пуассона видно, что распределение в них параметров V_p/V_s и σ полностью идентично.

На рис. 4б приведены скоростные разрезы V_p , V_s и рассчитанные по ним модели распределения аномалий отношения скоростей $\Delta(V_p/V_s)$, отношения модуля объемного сжатия к плотности $\Delta(K/\rho)$, отношения модуля сдвига к плотности $\Delta(G/\rho)$. На все разрезы вынесены проекции гипоцентров ближайших к линии профиля землетрясений.

Известно, что низкие значения коэффициента Пуассона и отношения V_p/V_s могут быть связаны либо с повышенным содержанием кремнезема, либо с повышенной нарушенностью, трещиноватостью пород. Поскольку указанные зоны пересекают всю кору и уходят в мантию, что хорошо видно на разрезе в изолиниях аномалий отношения скоростей (см. рис. 4б), объяснять их существование только повышенным содержанием кремнезема, особенно на мантийных глубинах, вряд ли имеет смысл. По-видимому, это области нарушенных, трещиноватых пород с пониженными упругими свойствами и плотностью, которые можно отождествлять с широтными глубинными дислокациями. Выделяются три такие зоны повышенной трещиноватости на меридиональном профиле: в районе 56° с. ш. (г. Уфалей), 57 – 58° с. ш. (г. Первоуральск–г. Нижний Тагил) и 59° с. ш. (г. Качканар). На профилях Рубин-2 и Рубин-1, в отличие от меридионального профиля, между 57° и 58° с. ш. выявлена не одна, а две подобные зоны. Еще одна зона повышенной трещиноватости выделяется на профиле Рубин-2 между 60° и 61° с. ш. (г. Ивдель). Положение всех выявленных по упругим параметрам широтных зон повышенной трещиноватости в сопоставлении с положением эпицентров землетрясений показано на схеме тектонического районирования И.Д. Соболева (рис. 5).

Самая южная в пределах исследуемой площади зона пониженных упругих свойств, Уфалейская (56° с. ш.), расположена в районе Тараташского выступа ВЕП. Она хорошо прослеживается от верхней коры до глубины 80 км на всех разрезах по профилю Вижай–Нижняя Тура–Орск, отражающих распределение аномалий отношения скоростей $\Delta(V_p/V_s)$, модуля объемного сжатия к плотности $\Delta(K/\rho)$ и модуля сдвига к плотности $\Delta(G/\rho)$. Отношение V_p/V_s в этой зоне понижено до значений 1.6–1.65, ширина зоны около 50 км. В аномалиях $\Delta(G/\rho)$ ей соответствует хорошо выраженная область повышенных значений, а в аномалиях $\Delta(K/\rho)$ – пониженных. В скоростных разрезах коры по Р- и S-волнам здесь отмечается понижение скорости V_p при аномальном повышении скорости

V_s . В центре зоны ($X = 450$) значение средней скорости в коре $V_p(cp) = 6.25$ км/с, а $V_s(cp) = 3.88$ км/с (см. рис. 2). Пониженные упругие параметры верхней мантии в пределах данной зоны хорошо видны на плотностном разрезе и в моделях распределения коэффициента Пуассона и модуля всестороннего сжатия. Модуль сдвига в верхней мантии здесь, как и в коре, повышен (см. рис. 4а). У южной границы зоны, в районе Тараташского профиля ГСЗ, выявлен резкий подъем поверхности Мохо с 50 до 40 км.

Положение южной границы выделенной нами Уфалейской зоны с аномально пониженными упругими свойствами, пограничной между Магнитогорским и Тагильским прогибами, соответствует, по Н.Г. Берлянд (Геология и полезные ископаемые..., 2011), положению “Главного поперечного трансрегионального разлома” Урала. Поскольку скоростные разрезы, построенные по профилям Рубин-1, Рубин-2, начинаются севернее 56° с. ш., сопоставить с ними особенности глубинного строения аномальной Уфалейской широтной зоны, выделенной на меридиональном профиле, нет возможности. Однако есть опубликованные сейсмические и геолого-геофизический разрезы земной коры по профилю Гранит, на которых на той же широте (56° с. ш. и 54° в. д.) показана зона “повышенной трещиноватости” (Геотраверс “ГРАНИТ”..., 2002). Южнее широтной Уфалейской зоны в разрезах по меридиональному профилю выделяется Миасский блок более плотных, ненарушенных пород с повышенными коэффициентом Пуассона, отношением скоростей V_p/V_s и значительно пониженным модулем сдвига G . К краевой зоне этого Миасского блока, вблизи его контакта с Уфалейской зоной, приурочены очаги Миасско-Златоустовских землетрясений 1836 и 1837 гг. Эпицентры этих землетрясений расположены в западном борту Тагильско-Магнитогорского прогиба, отличающегося повышенными упругими параметрами земной коры, контрастными по отношению к аналогичным параметрам Центрально-Уральского поднятия, в месте пересечения с выделенной широтной зоной повышенной трещиноватости.

Следующая подобная зона, Первоуральская, выявлена в районе 57° с. ш. на профилях Рубин-1 и Рубин-2 и отличается теми же характерными чертами упругой модели: пониженным отношением V_p/V_s при повышенных значениях скорости поперечных волн, пониженным модулем всестороннего сжатия и повышенным модулем сдвига (рис. 6, 7). На профиле Вижай–Нижняя Тура–Орск Первоуральская зона почти сливается с Нижнетагильской, так как коровая часть аномалии $\Delta(V_p/V_s)$ сдвинута по отношению к мантийной в сторону г. Н. Тагила, т. е. на север. Характеризуется также пониженным отношением V_p/V_s и значительно пониженным модулем всестороннего сжатия.

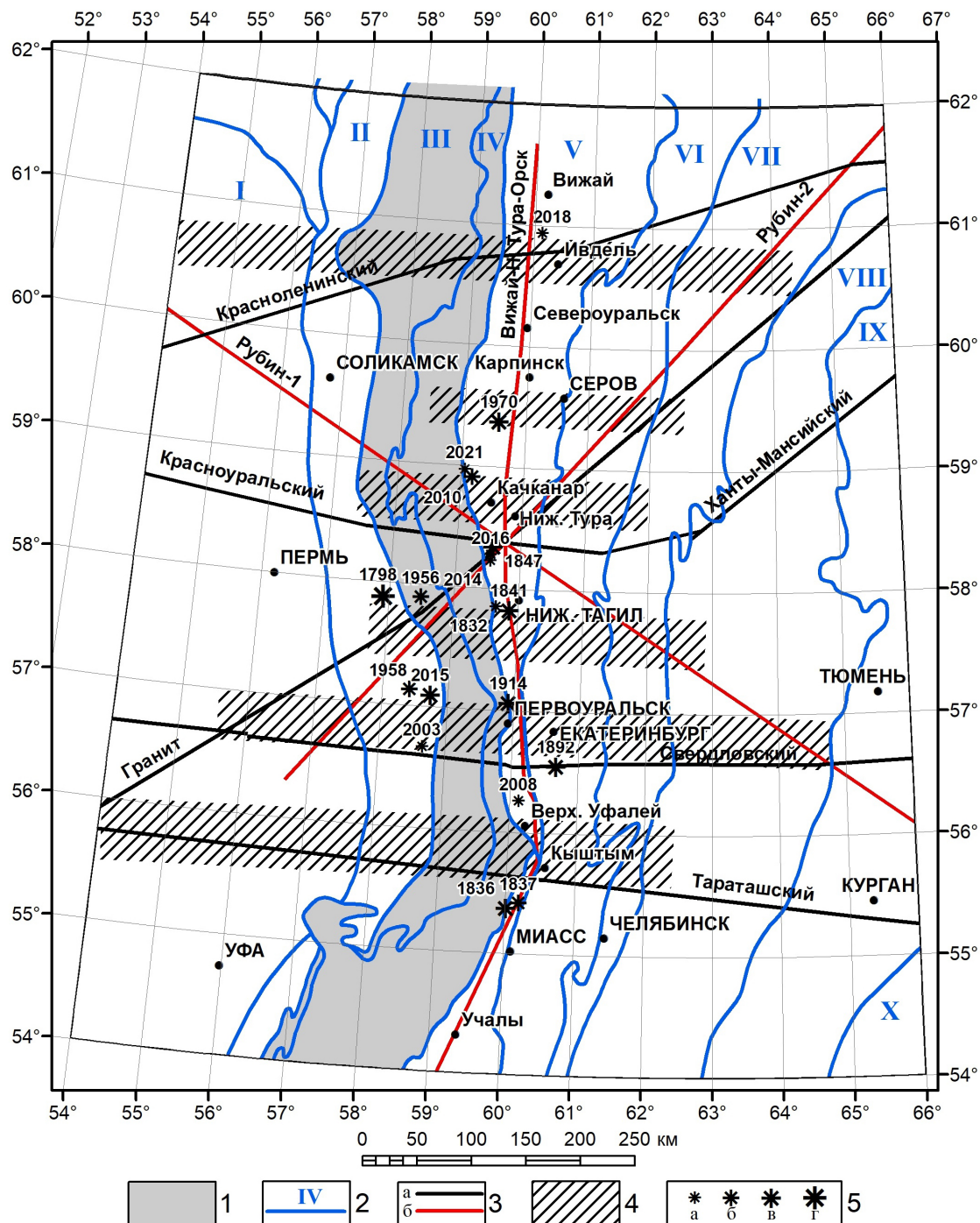


Рис. 5. Схема расположения широтных зон повышенной трещиноватости, выделенных по распределению упругих параметров в земной коре, и эпицентров тектонических землетрясений.

1 – область орогена (Западной зоны складчатости и Центрально-Уральского поднятия); 2 – границы структур I порядка и их номера (см. рис. 1); 3 – профили ГСЗ (а), профили ГСЗ, по которым выделена широтная зональность исследуемой площади (б); 4 – широтные зоны повышенной трещиноватости; 5 – эпицентры землетрясений Среднеуральской области повышенной сейсмичности и их год, магнитудой: ≤ 3 (а), ≤ 4 (б), ≤ 5 (в), < 6 (г).

Fig. 5. Scheme of the location of latitudinal zones of increased fracturing, identified by the distribution of elastic parameters in the earth's crust, and the epicenters of tectonic earthquakes.

1 – area of the orogen (Western fold zone and Central Ural uplift); 2 – boundaries of structures of the first order and their numbers (see on Fig. 1); 3 – DSS profiles (a), DSS profiles, which identify the latitudinal zonation of the study area (b); 4 – latitudinal zones of increased fracturing; 5 – epicenters of earthquakes in the Middle Urals region with increased seismicity and their year, magnitude: ≤ 3 (a), ≤ 4 (b), ≤ 5 (v), < 6 (r).

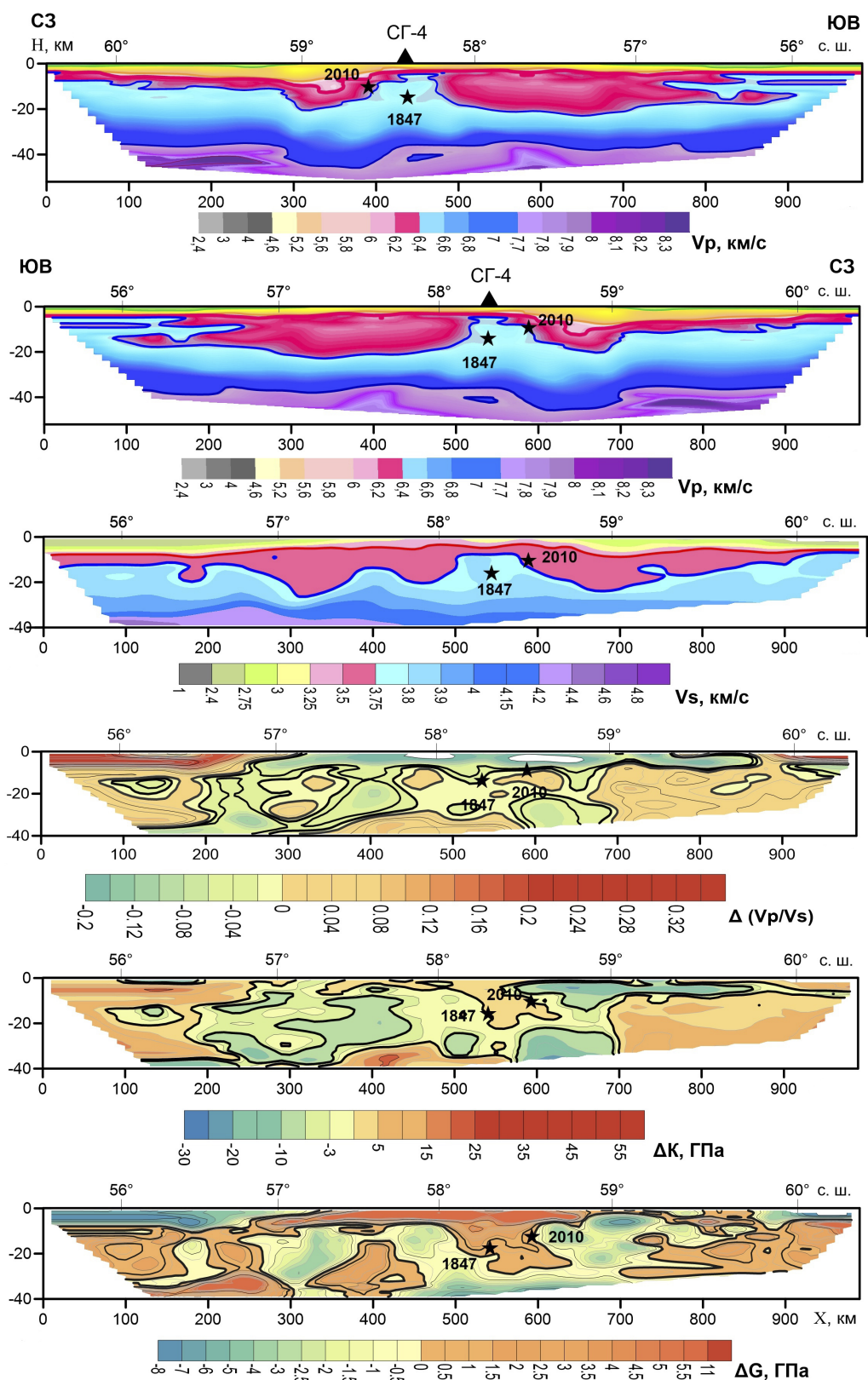


Рис. 6. Результаты многоволновых исследований по профилю Рубин-1.

Разрезы в изолиниях скоростей V_p , V_s , аномалий отношения скоростей $\Delta(V_p/V_s)$, модуля объемного сжатия ΔK , модуля сдвига ΔG с проекциями гипоцентров местных землетрясений. Разрез V_p показан в двух вариантах: традиционно – с северо-запада на юго-восток (Атлас..., 2013) и с юго-востока на северо-запад, как и разрезы V_s , $\Delta(V_p/V_s)$, ΔK и ΔG , – для сопоставления с разрезами по профилям Рубин-2 и Вижай–Нижняя Тура–Орск.

Fig. 6. Results of multiwave studies on the Rubin-1 profile.

Sections in isolines of velocities V_p , V_s , velocity ratio anomalies $\Delta(V_p/V_s)$, bulk compression modulus ΔK , shear modulus ΔG with projections of hypocenters of local earthquakes. Section V_p is shown in two versions: traditionally – from northwest to southeast (Atlas..., 2013) and from southeast to northwest, as well as sections V_s , $\Delta(V_p/V_s)$, ΔK and ΔG – for comparisons with sections along the Rubin-2 and Vizhay–Nizhnyaya Tura–Orsk profiles.

Распределение модуля сдвига в данной зоне сложное. В отличие от Уфалейской зоны в Первоуральской он повышен только в нижней коре и мантии, в верхней коре значение данного параметра повышается ближе к 58° с. ш., уже в пределах Тагильской зоны. Первоуральская зона вместе с Уфалейской являются пограничными между Магнитогорским прогибом и высокоскоростным Тагильским, отличающимся большей тектонической нарушенностью, при этом по своим упругим свойствам они ближе именно к Тагильскому прогибу. Ширина Первоуральской зоны около 50 км.

К данной зоне повышенной нарушенности, в месте ее пережима (сдвига) и вблизи пересечения с меридиональной зоной пониженных упругих свойств, соответствующей Уральскому орогену, приурочено известное Билимбаевское землетрясение 1914 г., эпицентр которого расположен в пограничной зоне между Центрально-Уральским поднятием и Тагильским прогибом, резко суженным в этом месте. Эпицентры Шалинского землетрясения 1958 г. и Среднеуральского 2015 г. также приурочены к Первоуральской широтной зоне. Расположены они на одной широте с Билимбаевским землетрясением, но не в Тагильском, а в Предуральском прогибе, обрамляющем Уральский ороген с запада. Здесь же, в восточном борту Предуральского прогиба, в районе южной границы Первоуральской зоны, находится эпицентр Сабарского землетрясения 2003 г. Вероятно, данная широтная зона существует и западнее уральских структур, в пределах Калтасинского авлакогена. На геолого-геофизическом разрезе земной коры по профилю Гранит на широте Первоуральской зоны (57° с. ш.) показана зона “высокой степени тектонической проработки” (Геотраверс “ГРАНИТ”..., 2002). На построенном нами по фондовым материалам БГЭ скоростном разрезе V_p по профилю Гранит в этом месте выявлено резкое нарушение (провал) границы Мохо.

Следует отметить, что в сейсмических разрезах по меридиональному профилю рассмотренные выше две зоны глубинной нарушенности – Уфалейская и Первоуральская, разделяющие Магнитогорский и Тагильский прогибы, являются самыми аномальными по своим пониженным упругим свойствам и плотности и могут считаться, вероятно, тектоническими зонами. По результатам измерений напряженного состояния среды, выполненных в горных выработках Урала, показано, что вкрест простирания уральских структур действу-

ют сжимающие напряжения, а по простиранию, т. е. в меридиональном направлении, породы испытывают как сжатие, так и растяжение. При этом максимальные сжимающие и растягивающие напряжения наблюдаются на участке $55.5\text{--}57.0^\circ$ с. ш., между г. Екатеринбург и г. Челябинском (Алейников, 1989; Кашубин и др., 2001), т. е. в пределах Уфалейской и Первоуральской зон. По результатам моделирования вероятной причины такого распределения напряжений является динамическое влияние клиновидного Уфимского выступа Восточно-Европейской платформы (Алейников, 1989; Филатов, 1990). В этой же области наблюдается уменьшение скорости современных вертикальных движений дневной поверхности вплоть до отрицательных значений, а также уменьшение высоты Уральских гор, т. е. амплитуды неоген-четвертичных поднятий. Первоуральская зона, ранее выделенная по результатам интерпретации материалов меридионального профиля (Дружинин и др., 1985), совпадает, по мнению авторов указанной работы, с Курско-Красноуфимской мегазоной субширотных дислокаций Восточно-Европейской платформы. Тектоническая широтная зона, аналогичная нашей Уфалейской, в работе 1985 г. также была выделена, но несколько южнее – на широте г. Миасс (55° с. ш.).

Третья, выделенная по Р- и S-волнам, широтная зона повышенной трещиноватости, Тагильская, прослеживается в районе 58° с. ш. На разрезах в изолиниях коэффициента Пуассона, отношения скоростей V_p/V_s и аномалий этого отношения $\Delta(V_p/V_s)$ по профилю Вижай–Нижняя Тура–Орск две зоны, Первоуральская и Тагильская, почти сливаются, как уже отмечено выше, но на всех сейсмических разрезах по профилям Рубин-1 и Рубин-2 они разделены и характеризуются повышенными значениями скорости поперечных волн и модуля сдвига. Северной этой зоны выделяется высокоскоростной, по данным продольных волн, Кушвинский блок с повышенными значениями модуля всестороннего сжатия K и отношения V_p/V_s . К границе этого блока повышенных прочностных свойств с Тагильской зоной повышенной нарушенности приурочены Тагильские землетрясения 1832, 1841 гг. и Кушвинское 1847 г., эпицентры которых находятся в Тагильском прогибе, а также два землетрясения вблизи восточного борта Предуральского прогиба – 1956 г. в районе п. Кын и 1798 г. в районе г. Пермь (самое сильное землетрясение доинструментального периода).

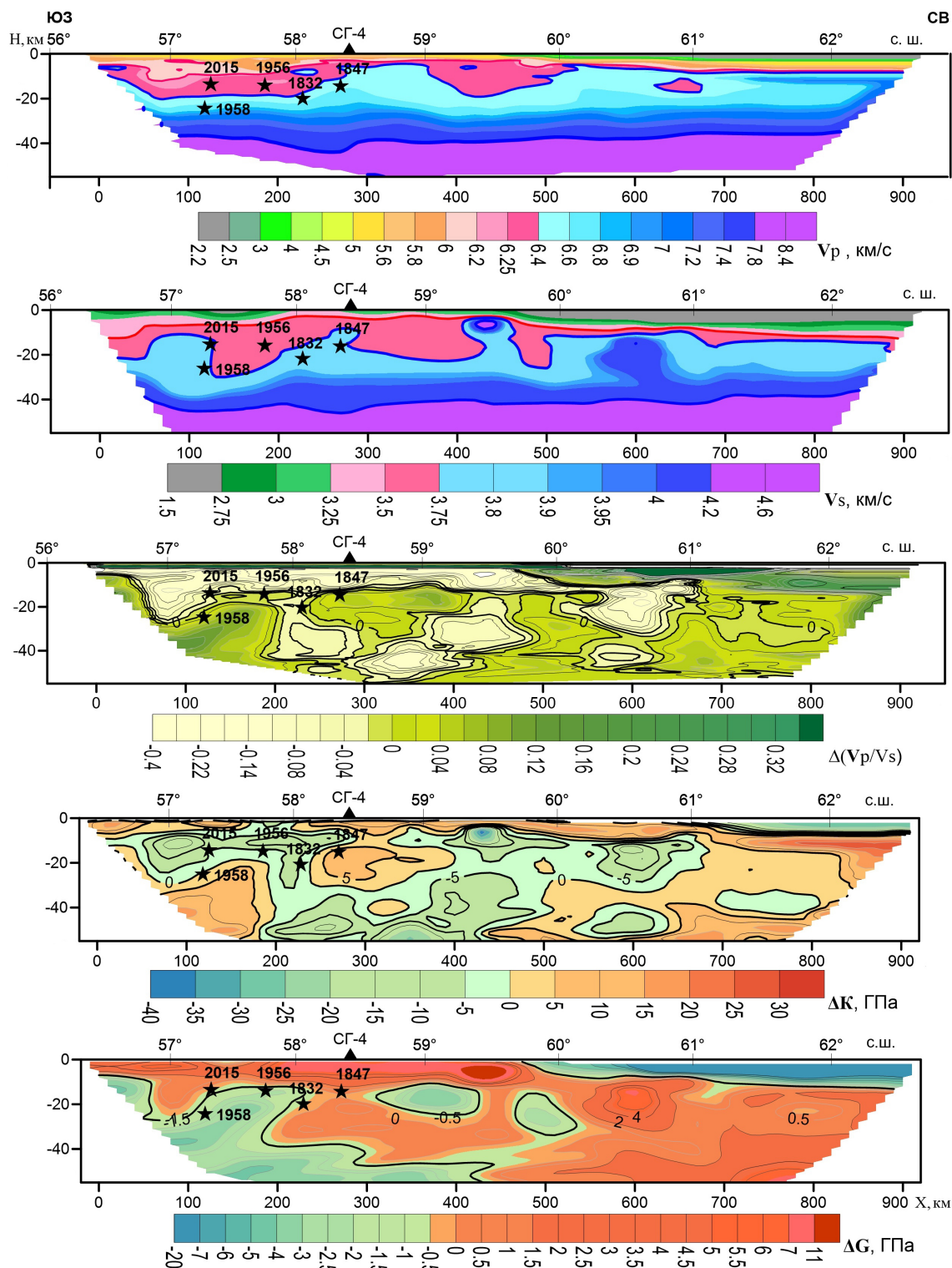


Рис. 7. Результаты многоволновых исследований по профилю Рубин-2.

Разрезы в изолиниях скоростей V_p , V_s и аномалий отношения скоростей $\Delta(V_p/V_s)$, модуля объемного сжатия ΔK , модуля сдвига ΔG с проекциями гипоцентров местных землетрясений.

Fig. 7. Results of multiwave studies on the Rubin-2 profile.

Sections in isolines of velocities V_p , V_s and anomalies of the velocity ratio $\Delta(V_p/V_s)$, bulk compression modulus ΔK , shear modulus ΔG with projections of hypocenters of local earthquakes.

Зона повышенной нарушенности в районе 59° с. ш., Качканарская, проявляется в разрезах по меридиональному профилю Вижай–Нижняя Тура–Орск от г. Н. Туры почти до г. Карпинска как область пониженных значений отношения V_p/V_s и модуля объемного сжатия при повышенной скорости поперечных волн. На профиле Рубин-2 зона с подобными параметрами проявляется в верхней коре на широте Серова–Карпинска, а в нижней – на широте г. Н. Туры–г. Качканара, т. е. имеет место выраженное южное падение зоны (или сдвиг?). С учетом этого обстоятельства, а также того факта, что на профиле Рубин-1 область повышенной нарушенности выделяется только на широте г. Качканара, всю аномальную зону в районе 59° с. ш. разделили на Качканарскую и Серовскую. Следует отметить, что на профиле Рубин-1 Качканарская широтная зона повышенной нарушенности пересекает в данном месте меридиональную зону пониженных упругих параметров, соответствующую Центрально-Уральскому поднятию, и отличается от других широтных трещиноватых зон пониженным модулем сдвига. На уровне северной границы зоны, на широте г. Карпинска, на меридиональном профиле наблюдается резкий подъем границы Мохо. В месте пересечения Тагильского прогиба и двух широтных зон, Качканарской и Серовской, расположены эпицентры Качканарских землетрясений 2010 и 2021 гг. и Серовского землетрясения 1970 г. На карте поперечной зональности глубинного строения земной коры Урала, составленной Н.Г. Берлянд (Геология и полезные ископаемые..., 2011), в районе 59 с. ш. показан трансрегиональный секущий разлом.

Еще одна широтная зона с пониженными упругими свойствами выделена на широте г. Ивделя по материалам исследований на профиле Рубин-2. Как и другие рассмотренные широтные зоны повышенной нарушенности, Ивдельская зона в параметрических сейсмических разрезах отличается повышенными значениями скорости V_s и модуля сдвига G , а также отрицательными аномалиями параметра V_p/V_s и модуля всестороннего сжатия K . На меридиональном профиле разрезы, отражающие распределение скорости V_s и всех упругих параметров, построены до широты г. Североуральска, т. е. до 60° с. ш., как и на профиле Рубин-1. Поэтому для прослеживания Ивдельской широтной зоны западнее профиля Рубин-2 рассмотрен фрагмент сейсмического разреза А.В. Егоркина по профилю Рубин-1 (Атлас..., 2013). Повышенные на соответствующей широте скорости V_s и пониженные значения параметра V_p/V_s на этом разрезе позволили протянуть Ивдельскую зону повышенной нарушенности от профиля Рубин-2 до профиля Рубин-1. В работе (Мартышко и др., 2024) по зонам погружения намагниченного нижнекорового слоя, выделенного при построении трехмерной магнит-

ной модели земной коры Среднеуральского региона и сопоставленного со скоростным разрезом V_p по профилю Гранит (Геотраверс “ГРАНИТ”..., 2002), прослежены субширотные зоны пониженных магнитных свойств и пониженных скоростей. Эти зоны, в том числе на широте г. Ивделя, соответствуют в основном зонам повышенной трещиноватости, выделенным в данной работе по результатам совместной интерпретации Р- и S-волн.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам повторной интерпретации материалов уральских профилей ГСЗ методом двумерной сейсмической томографии построены градиентные скоростные разрезы в изолиниях V_p и V_s , не зависящие друг от друга, и на их основе выполнена оценка ряда параметров упругой модели земной коры и верхов мантии Среднеуральской области повышенной сейсмичности. Получены новые данные о глубинном строении этой области.

На основе материалов меридионального профиля Вижай–Нижняя Тура–Орск показано, что Тагильский прогиб, по сравнению с Магнитогорским, характеризуется менее мощной и более высокоскоростной по распространению как продольных, так и поперечных волн корой и более низкоскоростной по распространению продольных волн (при повышенной скорости поперечных) верхней мантией. Отношение скоростей V_p/V_s и в коре, и в верхней мантии Тагильского прогиба значительно понижено, что свидетельствует о тектонической нарушенности и характерно для районов повышенной сейсмичности.

В средней части земной коры вдоль всего профиля выделен разупрочненный, ослабленный слой, отличающийся пониженной скоростью продольных волн V_p и пониженными значениями параметра V_p/V_s и коэффициента Пуассона. К этому слою приурочено большинство очагов местных землетрясений.

Выделены и физически охарактеризованы контрастные по плотности и упругим свойствам блоки в земной коре, границы между которыми являются участками концентрации глубинных внутрикоровых напряжений и могут рассматриваться как потенциально неустойчивые объекты, в том числе широтные зоны повышенной трещиноватости. Эти зоны соответствуют в основном широтным дислокациям, выделенным ранее по другим критериям (Дружинин и др., 1985, 2015; Дружинин, Осипов, 2016; Геология и полезные ископаемые..., 2011), и уточняют их расположение и упругие свойства. Две из выделенных широтных зон, Уфалейская и Первоуральская, разделяющие Магнитогорский и Тагильский прогибы, являются самыми аномальными по своим пониженным упругим свойствам (особенно Уфалейская) и прослеже-

ны не только в земной коре, но и в мантии, до глубины 80 км.

Выявлен один из характерных сейсмических признаков широтных, секущих уральские структуры, дислокаций – повышенная скорость распространения поперечных волн при пониженной скорости продольных.

Показана приуроченность эпицентров большинства уральских землетрясений к пограничным зонам между Уральским орогеном и двумя обрамляющими его прогибами, Тагильско-Магнитогорским и Предуральским, отличающимися повышенными упругими параметрами земной коры, контрастными по отношению к структурам орогена, в местах пересечения этих субмеридиональных зон с выделенными широтными зонами повышенной трещиноватости.

Таким образом, совместная интерпретация продольных и поперечных волн позволила получить новую информацию о глубинном строении Среднеуральской области повышенной сейсмичности и объяснить закономерность локализации уральских землетрясений в этой области ее повышенной тектонической нарушенностью. Полученные результаты по определению упругих свойств изучаемой среды, особенно скорости V_s , параметра V_p/V_s и коэффициента Пуассона, свидетельствуют о геологической информативности такой интерпретации и могут быть использованы в дальнейшем для оценки вещественного состава земной коры, ее напряженно-деформированного состояния, истории развития, а также для сейсмического и минерагенического прогнозирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алейников А.Л. (1989) Исследование состава и динамических условий формирования земной коры Среднего Урала на основе геофизических моделей. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Свердловск: СГИ, 290 с.
- Алейников А.Л., Беллавин О.В., Халевин Н.И. (1978) Система линейментов и особенности размещения полезных ископаемых в Уральском регионе. *Упругие волны промышленных взрывов и исследование земной коры Урала*. Сб. ст. Свердловск: УНЦ АН СССР, 30-36.
- Алейников А.Л., Немзоров Н.И., Халевин Н.И. (1986) Многоволновая сейсмика при изучении недр рудных районов. М.: Наука, 112 с.
- Атлас "Опорные геолого-геофизические профили России. Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 год". (2013) СПб: электронное издание Роснедра ВСЕГЕИ. <https://karpinskyinstitute.ru/ru/info/seismic/>
- База данных "Землетрясения России". [Электронный ресурс]. URL: <http://eqru.gsras.ru> (дата обращения 12.05.2024).
- Берлянд Н.Г. (1982) Районирование Урала по типу строения земной коры. *Сов. геол.*, **11**, 78-87.
- Геология и полезные ископаемые России. (2011) В 6 т. Т. 1. Запад России и Урал. Кн. 2. Урал. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 584 с.
- Геотраверс "ГРАНИТ": Восточно-Европейская платформа – Урал – Западная Сибирь (строение земной коры по результатам комплексных геолого-геофизических исследований). (Под ред. С.Н. Кашубина). (2002) Екатеринбург: Гл. упр-е природных ресурсов и охраны окр. среды МПР России по Свердл. обл., Баженовская геофизическая экспедиция, 312 с.
- Гуляев А.Н., Осипова А.Ю. (2019) Зоны возможного возникновения очагов ощутимых землетрясений на Урале. *Изв. вузов. Горн. журн.*, **8**, 68-80.
- Дружинин В.С., Гуляев А.Н., Колмогорова В.В., Парыгин Г.И., Уткин В.И., Кашубин С.Н. (2004) О тектонической природе уральских землетрясений. *Геофизика*, **3**, 56-65.
- Дружинин В.С., Кашубин С.Н., Вальчак В.И., Кашубина Т.В., Рыбалка А.В. (1985) Глубинное строение Урала по меридиональному профилю ГСЗ Нижняя Тура–Орск. *Сов. геол.*, **1**, 74-86.
- Дружинин В.С., Колмогорова В.В., Кусонский О.А., Парыгин Г.И., Пустовалов Н.А., Силина И.К. (2007) Сведения о сейсмичности Среднего Урала по инструментальным данным. *Геофизика XXI столетия: 2006 г.* Сб. тр. Восьмых геофизических чтений им. В.В. Федынского. Тверь, 169-178.
- Дружинин В.С., Осипов В.Ю. (2016) Субширотные дислокации земной коры Уральского региона – звенья системы линейментов Евразийского континента. *Уральск. геофиз. вестн.*, **2**(28), 33-47.
- Дружинин В.С., Осипов В.Ю., Начапкин Н.И. (2015) Субширотные дислокации в модели земной коры Приуральской области Западно-Сибирской геосинеклизы. *Уральск. геофиз. вестн.*, **2**(26), 13-23.
- Егоркин А.В. (1996) Многоволновые глубинные сейсмические исследования. *Геофизика*, **4**, 25-30.
- Егоркин А.В. (2000) Геологическая информативность многоволнового ГСЗ на примере изучения севера европейской части России. *Регион. геол. и металлогения*, **10**, 85-93.
- Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики ВосточноЕвропейской платформы. (2007) (Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина). Кн. 1: Землетрясения. Петрозаводск: Карельск. НЦ РАН, 381 с.
- Кашубин С.Н. (1984) Методика анализа физических свойств горных пород при региональных сейсмических исследованиях (на примере Тагильско-Магнитогорского прогиба). *Геофизические методы поисков и разведки рудных и нерудных месторождений*. Свердловск, 83-91.
- Кашубин С.Н. (1994) Многоволновая сейсмометрия при изучении структуры, состава и динамического состояния земной коры Урала. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГ УрО РАН, 43 с.
- Кашубин С.Н., Дружинин В.С. (1999) Развитие метода ГСЗ на Урале. *Физика Земли*, **7-8**, 30-43.
- Кашубин С.Н., Дружинин В.С., Гуляев А.Н., Кусонский О.А., Ломакин В.С., Маловичко А.А., Никитин С.Н., Парыгин Г.Н., Рыжий Б.П., Уткин В.И. (2001) Сейсмичность и сейсмическое районирование Уральского региона. Екатеринбург: УрО РАН, 124 с. ISBN: 5-7691-1212-3
- Кашубин С.Н., Петров О.В., Мильштейн Е.Д., Вино-

- куров И.Ю., Вяткина Д.В., Кашубина Т.В., Крупнова Н.А., Кудрявцев И.В., Сакулина Т.С., Татаринцов В.Ю., Яварова Т.М. (2022) Опыт многоволновой сейсморазведки при изучении земной коры континентов и океанов. СПб., ВСЕГЕИ, 112 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 361). ISBN 978-5-00193-246-8
- Колмогорова В.В., Дружинин В.С., Алиевский М.Я., Парыгин Г.И. (2005) Сейсмичность и упругие свойства литосферы в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала. *Глубинное строение. Геодинамика. Мониторинг. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей*. Мат-лы третьих научных чтений памяти Ю.П. Булашевича. Екатеринбург, 34-35.
- Колмогорова В.В., Дружинин В.С., Парыгин Г.И., Алиевский М.Я. (2004) Сейсмичность и упругие свойства земной коры Среднего Урала в районе Уральской сверхглубокой скважины. *Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов*. Мат-лы Всеросс. конф. с междунар. участием: Т. 1. Архангельск, 424-427.
- Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Сергеев В.Н., Шелудько И.Ф., Тен Е.Н., Кульчинский Ю.В., Мандельбаум М.М., Селезнев В.С., Соловьев В.М., Суворов В.Д. (1993) Детальные сейсмические исследования литосферы на Р- и S- волнах. Новосибирск: Наука. Сибирск. издат. фирма, 199 с.
- Крылов С.В., Тен Е.Н. (1995) Прочностные и упругие свойства очаговых зон сильных землетрясений на участках Байкальского и Северо-Тянь-Шаньского районов. *Геология и геофизика*, **2**, 137-150.
- Мартышко П.С., Федорова Н.В., Рублев А.Л. (2024). Об источниках магнитных аномалий в земной коре Среднего Урала. *Геодинамика и тектонофизика*, **15**(3), 0763. <https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-3-0763>. EDN: JSSZJC
- Мишенькина З.Р., Шелудько И.Ф., Крылов С.В. (1983) Использование линеаризованной обратной кинематической задачи для двумерных полей рефрагированных волн. *Численные методы в сейсмических исследованиях*. Новосибирск: Наука, 140-152.
- Осипова А.Ю., Осипов В.Ю., Бызов Д.Д. (2024) Сейсмичность и сейсмический режим территории Свердловской области. *Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология*, **1**, 42-51. DOI: 10.31857/S0869780924010052
- Павленкова Н.И. (2011) Реологические свойства верхней мантии северной Евразии и природа региональных границ по данным сверхдлинных сейсмических профилей. *Геология и геофизика*, **52**(9), 1287-1301.
- Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Мишенькин Б.П. (1975) Методика рекогносцировочных глубинных сейсмических исследований. Новосибирск: Наука, 160 с.
- Пузырев Н.Н., Тригунов А.В., Бродов Л.Ю., Ведерников Г.В., Лебедев К.А., Оболенцева И.Р., Лебедева Г.Н. (1985) Сейсмическая разведка методом поперечных и обменных волн. М.: Недра, 277 с.
- Филатов В.В. (1990) Теория и практика геодинамического анализа гравитационного поля (на примере рудных районов Урала). Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Свердловск: СГИ, 376 с.
- Халевин Н.И., Алейников А.Л., Колмогорова В.В., Немзоров Н.И., Парыгин Г.И., Постникова А.М. (1980) Совместное использование продольных и поперечных волн промышленных взрывов. *Росс. геол. и геофиз.*, **4**, 87-96. (In Eng.)
- Халевин Н.И., Колмогорова В.В., Юнусов Ф.Ф. (1987) Земная кора и верхняя мантия осевой зоны Урала по данным многоволновой сейсмики. *Физика Земли*, **3**, 3-13.
- Червяковский Г.Ф., Таврин И.Ф., Ярош А.Я., Ананьева Е.М., Дорофеев Б.В., Родионов П.Ф. (1966) Широтные и субширотные структуры Урала. *Сов. геол.*, **11**, 34-43.
- Avtonyev S.V., Anan'yeva Y.M., Bashta K.G., Belavin O.V., Bulashevich Y.P., Druzhinin V.S., D'yakonova A.G., Zoloyev K.K., Kolmogorova V.V., Koroteyev V.A., Nikonova F.I., Popov B.A., Puchkov V.N., Rapoport M.S., Rybalko V.M., Ryzhiy B.P., Semenov B.G., Tavrin I.F., Tiunova A.M.N., Fedorova N.V., Kachray Y.V., Chursin A.V., Shapiro V.A., Shchapov V.A. (1992) Deep structure of the Urals from geophysical data. *Int. Geol. Rev.*, **34**(3), 263-279. <https://doi.org/10.1080/00206819209465602>
- Brown D., Carbonell R., Kukkonen I., Ayala C., Golovanova I. (2003) Composition of the Uralidecrust from seismic velocity (Vp, Vs), heat flow, gravity, and magnetic data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **210**, 333-349.
- Carbonell R., Perez-Estaun A., Gallart J., Diaz J., Kashubin S., Mechie J., Stadlander R., Schulze A., Knapp J.H., Morozov A. (1996) A crustal root beneath the Urals: wide-angle seismic evidence. *Science*, **274**, 222-224.

REFERENCES

- Aleinikov A.L. (1989) Study of the composition and dynamic conditions of the formation of the Earth's crust of the Middle Ural based on geophysical models. Doc. geol. and min. sci. diss. Sverdlovsk, SGI, 290 p. (In Russ.)
- Aleinikov A.L., Bellavin O.V., Khalevin N.I. (1978) System of lineaments and features of the distribution of minerals in the Ural region. *Elastic waves of industrial explosions and study of the earth's crust of the Ural*. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR Publ., 30-36. (In Russ.)
- Aleinikov A.L., Nemzоров N.I., Khalevin N.I. (1986) Multiwave seismic for studying the subsoil of ore regions. Moscow, Nauka Publ., 112 p. (In Russ.)
- Atlas "Reference geological and geophysical profiles of Russia. Deep seismic sections along DSS profiles developed in the period from 1972 to 1995". (2013) St.Petersburg, electr. ed. Rosnedra, VSEGEI. URL: <https://karpinsky-institute.ru/ru/info/seismic/> (In Russ.)
- Avtonyev S.V., Anan'yeva Y.M., Bashta K.G., Belavin O.V., Bulashevich Y.P., Druzhinin V.S., D'yakonova A.G., Zoloyev K.K., Kolmogorova V.V., Koroteyev V.A., Nikonova F.I., Popov B.A., Puchkov V.N., Rapoport M.S., Rybalko V.M., Ryzhiy B.P., Semenov B.G., Tavrin I.F., Tiunova A.M.N., Fedorova N.V., Kachray Y.V., Chursin A.V., Shapiro V.A., Shchapov V.A. (1992) Deep structure of the Ural from geophysical data. *Int. Geol. Rev.*, **34**(3), 263-279. <https://doi.org/10.1080/00206819209465602>
- Berlyand N.G. (1982) Zoning of the Urals according to the type of structure of the earth's crust. *Sov. Geol.*, **11**, 78-87.
- Brown D., Carbonell R., Kukkonen I., Ayala C., Golovanova I.

- va I. (2003) Composition of the Uralide crust from seismic velocity (V_p , V_s), heat flow, gravity, and magnetic data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **210**, 333-349.
- Carbonell R., Perez-Estaun A., Gallart J., Diaz J., Kashubin S., Mechie J., Stadlander R., Schulze A., Knapp J.H., Morozov A. (1996) A crustal root beneath the Urals: wide-angle seismic evidence. *Science*, **274**, 222-224.
- Chervyakovskii G.F., Tavrinn I.F., Yarosh A.Ya., Anan'eva Ye.M., Dorofeev B.V., Rodionov P.F. (1966) Latitudinal and sublatitudinal structures of the Urals. *Sov. Geol.*, **11**, 34-43. (In Russ.)
- Database "Earthquakes in Russia". [Electronic resource]. URL: <http://eqru.gsr.ru> (data obrashcheniya 12.05.2024). (In Russ.)
- Druzhinin V.S., Gulyaev A.N., Kolmogorova V.V., Parygin G.I., Utkin V.I., Kashubin S.N. (2004) On the tectonic nature of the Ural earthquakes. *Geofizika*, **3**, 56-65. (In Russ.)
- Druzhinin V.S., Kashubin S.N., Val'chak V.I., Kashubina T.V., Rybalka A.V. (1985) The deep structure of the Urals along the meridional profile of the Nizhnaya Tura–Orsk DSS. *Sov. Geol.*, **1**, 74-86. (In Russ.)
- Druzhinin V.S., Kolmogorova V.V., Kusonskii O.A., Parygin G.I., Pustovalov N.A., Silina I.K. (2007) Information on seismicity of the Middle Ural based on instrumental data. *Geophysics of the XXI century: 2006*. Proceedings of the Eighth Geophysical Readings named after V.V. Fedynsky. Tver', 169-178. (In Russ.)
- Druzhinin V.S., Osipov V.Yu. (2016) Sublatitudinal dislocations of the earth's crust in the Ural region – links in the lineament system of the Eurasian continent. *Ural'skii Geofiz. Vestnik*, **2**(28), 33-47. (In Russ.)
- Druzhinin V.S., Osipov V.Yu., Nachapkin N.I. (2015) Sublatitudinal dislocations in the crustal model of the Preural region of the West Siberian geosyncline. *Ural'skii Geofiz. Vestnik*, **2**(26), 13-23. (In Russ.)
- Earthquakes and microseismicity in problems of modern geodynamics of the East European Platform. (2007) (Ed. N.V. Sharov, A.A. Malovichko, Yu.K. Shchukin). B. 1: Earthquakes, Petrozavodsk, Karel'skii nauchnyi tsentr RAN Publ., 381 p. (In Russ.)
- Egorkin A.V. (2000) Geological information content of multiwave DSS using the example of studying the north of the European part of Russia. *Regional'naya Geologiya i Metallogeniya*, **10**, 85-93. (In Russ.)
- Egorkin A.V. (1996) Multiwave deep seismic research. *Geofizika*, **4**, 25-30. (In Russ.)
- Filatov V.V. (1990) Theory and practice of geodynamic analysis of the gravitational field (using the example of ore regions of the Urals). Doc. ... geol. and min. sci. diss. Sverdlovsk, SGI, 376 p. (In Russ.)
- Geology and minerals of Russia. (2011) In 6 v. V. 1. The West of Russia and the Urals. B. 2. The Urals. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 584 p. (In Russ.)
- Geotraverse "GRANITE": East European Platform – Ural – Western Siberia (structure of the earth's crust based on the results of comprehensive geological and geophysical studies). (2002) (Ed. S.N. Kashubina). Ekaterinburg, Glavnoe upravlenie vneshnimi resursami i okhranoi okruzhayushchei sredy MPR Rossii po Sverdl. oblasti, Bazhenovskaya geofizicheskaya ekspeditsiya, 312 p. (In Russ.)
- Gulyayev A.N., Osipova A.YU. (2019) Zones of possible occurrence of foci of noticeable earthquakes in the Urals. *Izv. vuzov. Gornyi Zhurnal*, **8**, 68-80. (In Russ.)
- Kashubin S.N. (1984) Methodology for analyzing the physical properties of rocks during regional seismic studies (using the example of the Tagil-Magnitogorsk trough). *Geophysical methods of prospecting and exploration of ore and non-metallic deposits*. Sverdlovsk, 83-91. (In Russ.)
- Kashubin S.N. (1994) Multiwave seismometry in the study of the structure, composition and dynamic state of the earth's crust of the Urals. Doc. ... geol. and min. sci. diss. Sverdlovsk, IG UrO RAN Publ., 43 p. (In Russ.)
- Kashubin S.N., Druzhinin V.S. (1999) Development of the DSS method in the Urals. *Fizika Zemli*, **7-8**, 30-43.
- Kashubin S.N., Druzhinin V.S., Gulyaev A.N., Kusonskii O.A., Lomakin V.S., Malovichko A.A., Nikitin S.N., Parygin G.N., Ryzhii B.P., Utkin V.I. (2001) Seismicity and seismic zoning of the Ural region. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 124 p. ISBN: 5-7691-1212-3 (In Russ.)
- Kashubin S.N., Petrov O.V., Mil'shtein Ye.D., Vinokurov I.Yu., Vyatkina D.V., Kashubina T.V., Krupnova N.A., Kudryavtsev I.V., Sakulina T.S., Tatarinov V.Yu., Yavarova T.M. (2022) Experience of multiwave seismic exploration in the study of the earth's crust of continents and oceans. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 112 p. (*Tr. VSEGEI. Nov. Seriya*. T. 361). ISBN 978-5-00193-246-8 (In Russ.)
- Khalevin N.I., Aleinikov A.L., Kolmogorova V.V., Nemzov N.I., Parygin G.I., Postnikova A.M. (1980) Combined usage of P- and S-waves from industrial explosions. *Russ. Geol. Geophys.*, **4**, 87-96.
- Khalevin N.I., Kolmogorova V.V., Yunusov F.F. (1987) The earth's crust and upper mantle of the axial zone of the Urals according to multiwave seismic data. *Fizika Zemli*, **3**, 3-13. (In Russ.)
- Kolmogorova V.V., Druzhinin V.S., Alievskii M.Ya., Parygin G.I. (2005) Seismicity and elastic properties of the lithosphere in the junction zone of the East European Platform and the Ural. The deep structure. Geodynamics. Monitoring. *The Earth's thermal field. Interpretation of geophysical fields*. Materials of the third scientific readings in memory of Y.P. Bulashevich. Ekaterinburg, 34-35. (In Russ.)
- Kolmogorova V.V., Druzhinin V.S., Parygin G.I., Alievskii M.Ya. (2004) Seismicity and elastic properties of the earth's crust of the Middle Urals in the area of the Ural superdeep well. *Geodynamics and geological changes in the environment of the northern regions*. Materials of the All-Russian Conference with the international with participation: V. I. Arkhangel'sk, 424-427. (In Russ.)
- Krylov S.V., Mishen'kin B.P., Mishen'kina Z.R., Petrik G.V., Sergeev V.N., Shelud'ko I.F., Ten Ye.N., Kul'chinskii Yu.V., Mandel'baum M.M., Seleznev V.S., Solov'ev V.M., Suvorov V.D. (1993) Detailed seismic studies of the lithosphere on P- and S-waves. Novosibirsk, Nauka. Sibirskaya izdatel'skaya firma, 199 p. (In Russ.)
- Krylov S.V., Ten N. (1995) Strength and elastic properties of focal zones of strong earthquakes in areas of the Baikal and North Tien Shan regions. *Geol. Geofiz.*, **2**, 137-150. (In Russ.)
- Martyshko P.S., Fedorova N.V., Rublev A.L. (2024) On the Crustal Sources of Magnetic Anomalies in the Middle Urals. *Geodynam. Tectonophys.*, **15**(3), 0763. (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-3-0763>. EDN:

JSSZJC

- Mishen'kina Z.R., Shelud'ko I.F., Krylov S.V. (1983) Using a linearized inverse kinematic problem for two-dimensional fields of refracted waves. *Numerical methods in seismic research*. Novosibirsk, Nauka Publ., 140-152. (In Russ.)
- Osipova A.Yu., Osipov V.Yu., Byzov D.D. (2024) Seismicity and seismic regime of the territory of the Sverdlovsk region. *Geoekologiya. Inzhenernaya Geologiya, Gidrogeologiya, Geokriologiya*, **1**, 42-51. (In Russ.) DOI: 10.31857/S0869780924010052
- Pavlenkova N.I. (2011) Rheological properties of the upper mantle of northern Eurasia and the nature of regional boundaries according to ultra-long seismic profiles. *Geol. Geofiz.*, **52**(9), 1287-1301. (In Russ.)
- Puzyrev N.N., Krylov S.V., Mishen'kin B.P. (1975) Methodology for reconnaissance deep seismic studies. Novosibirsk, Nauka Publ., 160 p. (In Russ.)
- Puzyrev N.N., Trigubov A.V., Brodov L.Yu., Vedernikov G.V., Lebedev K.A., Obolentseva I.R., Lebedeva G.N. (1985) Seismic exploration using shear and converted waves. Moscow, Nedra Publ., 277 p. (In Russ.)

Investigating the Structural Geology Control of the Opak Fault on the Semilir Formation in Yogyakarta, Indonesia

Ardhan Farisan¹, Nanda Ajeng Nurwantari², Fadlin³, Puguh Dwi Raharjo¹, Eko Puswanto¹, Kristiawan Widiyanto¹, Dimas Aryo Wibowo¹

¹Research Centre for Geological Resource, National Research and Innovation Agency, Bandung, Indonesia, e-mail: ardh005@brin.go.id

²Geological Engineering Department, Faculty of Mineral Technology, University of Pembangunan Nasional Veteran Yogyakarta, Indonesia

³Geological Engineering Department, University of Jenderal Sudirman Purwokerto, Indonesia

Поступила в редакцию 22.03.2024, принята к печати 01.05.2024

Research subject. The hill morphology formed in the study area, which is part of the Semilir Formation, is suspected to be a product of Opak fault reactivation. Further investigation is needed to substantiate this claim. **Aim.** To investigate the characteristics of the Opak Fault in the Semilir Formation. The study area is a red zone, which is an area damaged by the 2006 Opak Fault earthquake. **Materials and Methods.** This study was interpreted through integrated data that combined the Digital Elevation Model (DEM) from DEMNAS (Indonesian National Digital Elevation Model), the Digital Outcrop Model (DOM), and extensive field observations. The methodology employed involves investigating DOM interpretation combined with field surveys and morphotectonic methods. **Results.** We have identified the study area as divided into two segments: the northern and southern segments. The characterization of these segments is based on the differences in the alignment of landforms associated with the general direction of the hills and analysis from rosette diagrams. In the northern region, elongated hills are oriented in the NE-SW direction, whereas in the south, they exhibit an N-S block lineation. Field observations reveal the presence of a high-angle fault at observation point A (**Fig. 6a**), indicating reactivation, and a reverse fault at observation point D1 (**Fig. 6b**). The rosette diagram results indicate a compression direction of NW-SE in the northern segment and N-S in the southern segment. **Conclusions.** Integrating UAV photogrammetry and Digital Elevation Model (DEM) data has significantly enhanced our understanding of the geological structures within the Semilir Formation in the Opak Fault Zone. The analysis identifies the study area as a reactivation zone of the Opak fault, indicated by the presence of high-angle reverse faults. This reactivation zone and the landscape morphology consisting of hills are interpreted as a zone of destruction resulting from Opak fault movement, previously identified as a sinistral strike-slip fault.

Keywords: Digital Elevation Model, Digital Outcrop Model, Morphotectonic, Opak Fault, Semilir Formation

Acknowledgements

This research is an independent study supported by co-authors in data collection. The author would like to thank the Research Center for Geological Resources, National Research and Innovation Agency Indonesia.

Исследование структурной геологии, контролирующей Опаксую разлому на формации Семилир в Йогьякарте, Индонезия

Ардхан Фарисан¹, Нанда Адженг Нурвантари², Фадлин³, Пугух Дви Рахарджо¹, Эко Пусванто¹, Кристиаван Видийанто¹, Димас Арьо Вибово¹

¹Научно-исследовательский центр по геологическим ресурсам, Национальное агентство научных исследований и инноваций, Бандунг, Индонезия, e-mail: ardh005@brin.go.id

²Кафедра геологического инжиниринга, Факультет минеральных технологий, Университет Ветеранов Национального Развития, Йогьякарта, Индонезия

³Кафедра геологического инжиниринга, Университет Джenderal Судирман, Пурwokерто, Индонезия

Received 22.03.2024 г., accepted 01.05.2024 г.

Для цитирования: Фарисан А., Нурвантари Н.А., Фадлин, Рахарджо П.Д., Пусванто Э., Видийанто К., Вибово Д.А. (2025) Исследование структурной геологии, контролирующей Опаксую разлому на формации Семилир в Йогьякарте, Индонезия. *Литосфера*, 25(1), 44–60. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-1-44-60>. EDN: AGCQHJ

For citation: Farisan A., Nurwantari N.A., Fadlin, Raharjo P.D., Puswanto E., Widiyanto K., Wibowo D.A. (2025) Investigating the Structural Geology Control of the Opak Fault on the Semilir Formation in Yogyakarta, Indonesia. *Lithosphere (Russia)*, 25(1), 44–60. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-1-44-60>. EDN: AGCQHJ

Тема исследования. Морфология холмов, сформировавшаяся в исследуемой зоне, входящей в состав Формации Семилир, предположительно является результатом реактивации разлома Опак. Для подтверждения этого утверждения требуется дальнейшее исследование. **Цель.** Исследовать характеристики разлома Опак в Формации Семилир. **Исследовательская зона** – красная зона, пострадавшая от землетрясения, произошедшего в 2006 году из-за разлома Опак. **Материалы и методы.** Исследование проводилось на основе интегрированных данных, включая цифровую модель рельефа (DEM) от DEMNAS (Индонезийская национальная цифровая модель рельефа), цифровую модель разрезов (DOM) и обширные полевые наблюдения. Методика включала анализ интерпретации DOM в сочетании с полевыми обследованиями и методами морфотектоники. **Результаты.** Была выделена зона исследования, разделенная на два сегмента: северный и южный. Характеризация этих сегментов основана на различиях в выравнивании рельефа, связанных с общим направлением холмов, и анализе розеточных диаграмм. В северном регионе элонгированные холмы ориентированы в направлении северо-восток–юго-запад, в то время как на юге они образуют блочную линейацию север–юг. Полевые наблюдения выявили присутствие высокоугольного разлома в точке наблюдения А (рис. 6а), указывающего на реактивацию, а также обратного разлома в точке наблюдения D1 (рис. 6б). Результаты розеточной диаграммы показывают направление компрессии северного сегмента NW-SE и южного сегмента N-S. **Выводы.** Интеграция данных фотограмметрии с использованием БПА и цифровой модели рельефа (DEM) значительно улучшила наше понимание геологических структур в Формации Семилир в Зоне разлома Опак. Анализ показывает, что зона исследования является зоной реактивации разлома Опак, что подтверждается наличием высокоугольных обратных разломов. Эта зона реактивации и морфология ландшафта, состоящая из холмов, интерпретируются как зона разрушения, обусловленная движением разлома Опак, ранее определенного как разлом с левым сдвигом.

Ключевые слова: цифровая модель рельефа, цифровая модель открытого разреза, морфотектоника, сбой Опак, формация Семилир

Благодарности

Это исследование является самостоятельным исследованием, поддержанное соавторами в сборе данных. Автор хотел бы поблагодарить Центр исследований геологических ресурсов Национального агентства исследований и инноваций Индонезии.

INTRODUCTION

The Java Subduction Zone, located south of Java, Indonesia, is an integral component of the Indo-Australia and Sundaland subduction systems. This geological feature serves as an exemplar of orthogonal subduction. Its historical activity extends as far back as the Paleogene period, as documented by Hamilton (1979) and Hall (2012). Based on Metcalfe (2017) in Fig. 1a, the convergence rate indicates a range of approximately 5cm/ year. The convergence of oceanic plates results in the creation of a subduction system, which includes the Andaman-Sumatra-Java trench to the West and South and the Philippine Trench to the East (Li et al., 2021). The tectonic activity is associated with the Yogyakarta earthquake that occurred on May 26, 2006. The United States Geological Survey estimated the earthquake's magnitude to be Mw 6.3. (USGS Preliminary Earthquake Report, 2006). Since then, approximately 750 aftershocks have been recorded, with the largest measuring Mw 5.2 (Consultative Group on Indonesia, 2006).

The Opak Fault activity has been considered the major controller of the Yogyakarta earthquake in 2006 (Karnawati et al., 2006; Walter et al., 2008). Opak Active Fault is inferred to be 45 km in length and oriented in a northeast-southwest direction. Specifically, the Opak Fault exhibits a slip rate of 4–6 mm per year, and historical records indicate a maximum magnitude of 6.60 Mw (Abidin et al., 2009a; Abidin et al., 2009b; PUSGEN, 2017). The Opak Fault was initially documented by Rahardjo et al. (1995) in the Geologic map of the Yogyakarta quadrangle, Java, at a 1:100,000 scale, characterized as a normal fault. Most researchers agree that the kinematic of opak fault is a Sinistral Strike-slip (Natawidjaja, 2007; Abidin et al., 2009b; Tsuji et al., 2009; Natawidjaja, 2016). The Opak Fault crosses through the study area along the western escarpment of the Baturagung range. The earthquake damage zone associated with the Opak Fault extends into a densely populated area that runs northeast from the Parangtritis area to the Bantul area and continues northward to the Klaten region (Abidin et al., 2009b).

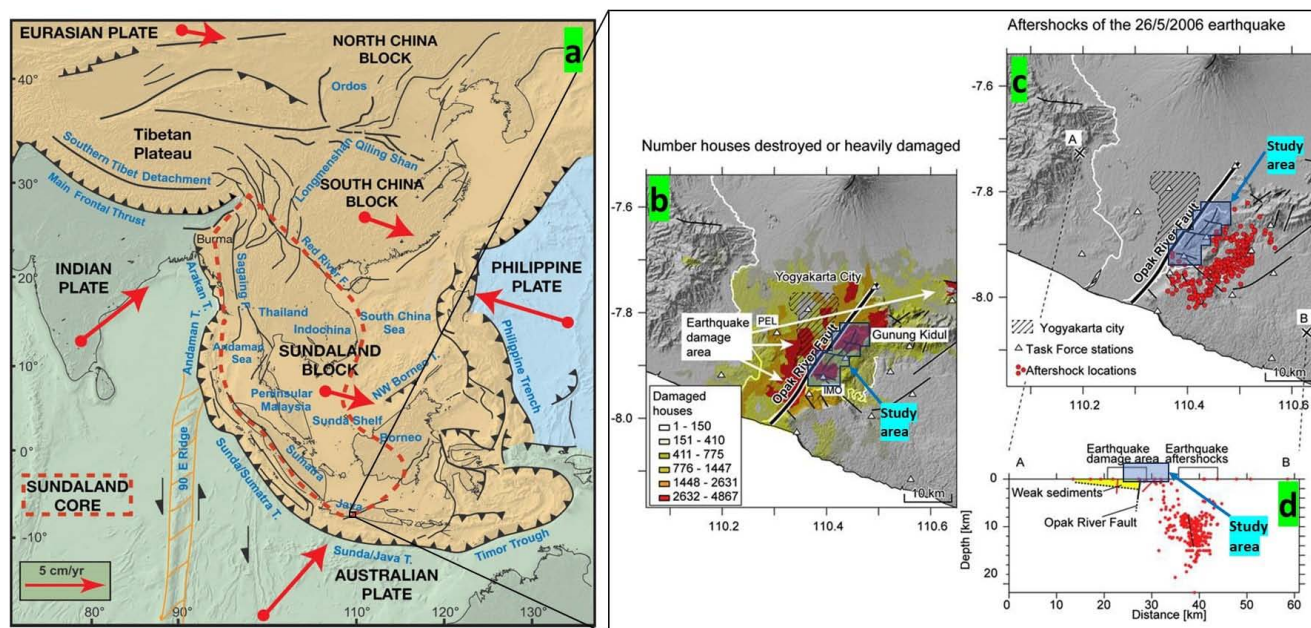


Fig. 1. (a) The tectonic region of Asia with the location of the research area (Metcalf, 2017); (b) Earthquake damage area following the Opak Fault (Walter et al., 2008); (c) The distribution of aftershocks from the 2006 Yogyakarta earthquake (Walter et al., 2008); A cross-section reveals the presence of an Opak River Fault plane dipping to the west, with earthquake aftershocks located to the east of the Opak River Fault and exhibiting an eastward dip (Walter et al., 2008).

Рис. 1. (a) Тектонический регион Азии с указанием местоположения исследовательской области (Metcalf, 2017); (b) Зона повреждений от землетрясения вдоль разлома Опак (Walter et al., 2008); (c) Распределение подземных толчков после землетрясения в Йогьякарте 2006 года (Walter et al., 2008); На поперечном разрезе видна плоскость разлома реки Опак, наклоненная на запад, с подземными толчками расположенными к востоку от разлома реки Опак и проявляющими восточное наклонение (Walter et al., 2008).

The area of damaged houses along the Opak fault aligns parallel with the straightness of the Opak River, extending from NE-SW (Fig. 1b). The aftershock data (Fig. 1c) indicated that the seismic source was also parallel to the Opak Fault but located about 10–20 kilometres to the east within the mountainous and less densely populated region of Gunung Kidul, in a NE-SW direction (N037°E), and concentrated along-strike within 19 km range and across-strike within 4 km and in the depth 8–15 km (Koulakov et al., 2007; Wagner et al., 2007). Fig. 1d illustrates the earthquake damage area, which is predominantly associated with a northwest-dipping fault located within the relatively soft sediment deposits originating from the Merapi volcano. On the other hand, the aftershocks are distributed to the east, encompassing a range of depths from 0 to 20 kilometres. The geological field study conducted by Walter et al. (2008) showed significant discrepancies when compared to the earthquake aftershock recordings documented by Fukuoka et al. (2006). In the References 2008 To reconcile this difference, Natawidjaja (2016) proposed a hypothesis suggesting that the fault plane likely has an inclination of approximately 50 degrees toward the east.

Yogyakarta is located within a north-south-oriented depression characterized by Quaternary deposits, primarily composed of volcanic materials from the highly active Merapi Volcano. This volcanic activity significantly influences the local geological and morphological features. The depression's formation can be attributed to the subduction process between the Indo-Australian and Eurasian plates, leading to the development of an Oligo-Miocene volcanic arc, which is currently inactive. Yogyakarta City is generally flat, flanked by elevated terrain to the east and west. Along the Yogyakarta Valley's southern coast is a broad, gently sloping beach. The hilly topography of the Southern Mountains predominantly results in steep eastern coasts within the province (Rahardjo et al., 1995).

According to Rahardjo et al. (1995) and Surono et al. (1992) in **Fig. 2**, the stratigraphy consists of Alluvial deposits (Qa; gravel, sand, silt, and clay); Merapi Alluvium (Qa; tuff, sand, ash, and agglomerate); Sambipitu Formation (Tms; tuff, shale, and siltstone); Wonosari Formation (Tmwl; calcarenite limestone, and reef limestone); Nglanggeran Formation (Tmn; volcanic breccia and tuff); and Semilir Formation (Tmse; breccia tuff and clay tuff). The study area is focused on

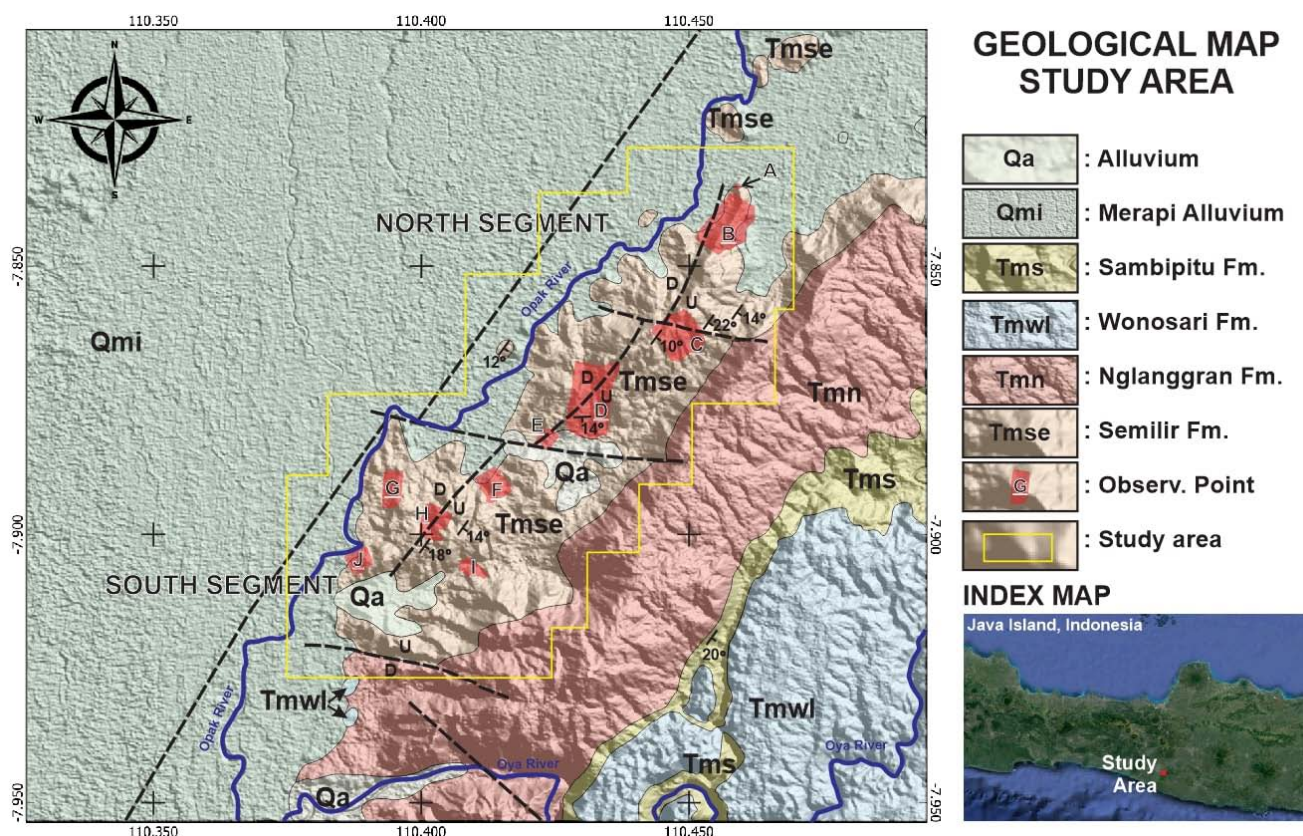


Fig. 2. Regional geological map of the study area with observation point location (Modified from Rahardjo et al., 1995).

Рис. 2. Региональная геологическая карта исследуемой области с указанием местоположения точек наблюдения (Изменено по Rahardjo et al., 1995).

Semilir Formation (Tmse). Semilir Formation was exposed throughout the Southern Mountains and along the southern coast of central Java. The majority of the volcanic materials found in the Semilir Formation are crystal tuff, tuf lapilli, and pumice breccia. Lithic-feldspathic wacke sandstone makes up the lower part of this formation. Lower calcareous foraminifera and nanofossils reveal a marine environment and an early Miocene age/ Burdigalian/ NN3 (Suroño, 2008). Andesite breccia and sandstone make up the higher portion. Above are some thin lignite lenses and wood fossils in a few locations. The upper section prominently illustrates the widespread distribution of grain-flow sediments, which has led to the interpretation of terrestrial deposition in this stratum. Radiometric dating of the pumice-breccia within this section revealed two distinct ages, approximately 17.0 ± 0 million years and 16.0 ± 1 million years, respectively, signifying the conclusion of the early Miocene epoch. The brightening of the surroundings near the Semilir Formation suggests a shallow uplift, marking the transition from a shallow sea to a terrestrial environment. Sandstone facies and andesite breccia deposition in this stratum occurred relatively rapidly. Notably, these sandstone facies and andesite breccia signify an increasing trend

in volcanism towards the top of the formation (Suroño et al., 1992).

The objective of the research is to investigate the characteristics of the Opak Fault in the Semilir Formation. Based on **Fig. 1b**, the study area falls within the red zone, indicating a high incidence of house damage. This prompts the author to question whether this hilly region is the reactivation zone of the Opak Fault and what the geological structure conditions are in this area. The geological features of the Semilir Formation are of specific interest to the study due to their distinct brittle characteristics, which facilitate a clear observation and analysis of the underlying geological structures. The workflow is divided into several steps: (1) Remote sensing analyses using UAV photogrammetry/ Digital Outcrop Model (DOM), Satellite image data (BING, and Google Earth), and DEM (Digital Elevation Model) data; (2) Outcrop study including direct measurement; (3) Morphotectonic analyses; and (4) Geomodeling. Unmanned Aerial Vehicles (UAVs) play a significant role in worldwide geological research. UAV-based photogrammetry is capable of generating statistical and geometrical data, allowing for the dissemination of information regarding fracture/fault characteristics, fold trends, direction, types,

and reconstruction. (Vollgger et al., 2016; Panara et al., 2022). Photogrammetry and remote sensing have advantages as their principal objective for automatically reconstructing geometric models for three-dimensional terrain objects, surfaces, and features from two-dimensional photographs. The 3D models can be effortlessly generated for surface texture and geometric data (Pringle et al., 2004; Hodgetts et al., 2004).

DATA AND METHODS

This study conducted a thorough analysis of fault and lineation sections through a descriptive approach, carefully considering homogeneous segments based on their distinct morphologies and geometries, each potentially representing individual surface rupture lengths. The structural geology was interpreted through an integrated methodology that combined the Digital Outcrop Model (DOM) and extensive field observations. To facilitate this analysis, we utilized Digital Elevation Models (DEM) in conjunction with remote sensing data from Google and BING satellite imagery. Our fault and lineation mapping strategy involved the identification of geomorphological and morphotectonic variations, as well as the strategic selection of field locations, offering valuable opportunities for further in-depth research. By merging these techniques, we aimed to gain a comprehensive understanding of the geological and structural complexities within the study area.

Digital Outcrop Model (DOM)

Geosciences benefit from collecting high-resolution three-dimensional (3D) data at all scales, from hand specimens to landscapes, and numerous techniques are available to handle various scale ranges (McCaffrey et al., 2005; Menegoni et al., 2023; Corradetti et al., 2022; Panara et al., 2022). Unmanned Aerial Vehicle (UAV) photogrammetry has excellent potential for structural geology applications despite technological (e.g., battery life/flight time), natural (e.g., weather), and legal (e.g., flying within visual line of sight) limitations (Manna et al., 2023; Menegoni et al., 2022; Tannant et al., 2017). We could remotely collect an entire brittle and ductile structural dataset, which was then processed, interpreted, and used for 3D implicit modeling, even though traditional structural fieldwork was minimized in this study. One of the challenges we faced was finding reliable sense-of-shear markers from aerial photographs at the working scale of our study, which are essential for the kinematic and dynamic reconstruction of the tectonic past. Human field measurements were required because the high-resolution aerial photographs could not resolve striations on fault planes or slickened lines (Vollgger and Cruden, 2016).

a. Data Acquisition

Due to the complexity of the terrain and sparse cellular connection, most UAV surveys were carried out

manually. The photographs were obtained using a combination of strip and convergent capture models, which were employed to mitigate distortion effects, including doming (James and Robson, 2014). A quadcopter of the Unmanned Aerial Vehicle (UAV) type DJI Mavic Air 2 with a consumer GPS/GLONASS satellite system and a 12 to 48-megapixel (maximum) camera was used to carry out the photogrammetric acquisition. The UAV platform and camera's technical specifications are listed in **Table 1**.

b. Data Processing

With GPS-onboard coordinates, all 3392 images within 9 acquisitions were geo-referenced. The photogrammetry 3D Digital Outcrop Model (DOM) was created using The Agisoft Metashape software and the Structure-from-Motion (SfM) technique. Using the software's high accuracy and the pair pre-selection method, which considers the image positions registered by the UAV-GPS, 3392 photos were aligned. The Agisoft Metashape workflow used to produce model data has the following five (5) phases: 1) image matching, bundle adjustment, and creation of a sparse point cloud; 2) creation of a dense point cloud; 3) creation of a mesh; and 4) creation of a texture 5) Orthophotographs generation. The results of orthophotography are quite excellent and suitable for interpretation. Using the UAV's registered onboard photos, the WGS84/EPSG 7030 - UTM49S coordinate system georeferenced the model.

c. Digital Outcrop Model (DOM)

The Digital Outcrop Model (DOM) proves to be well-suited for interpretation due to its evident data processing and clear structural geology depiction (see **Fig. 3**). Specific requirements must be met to validate this interpretation: 1) Adequate Background Data: The research data must be substantiated with information about regional and local geology and insights from previous studies to support model interpretation. Regional geological maps, sourced from Rahardjo et al. (1995), are essential for this purpose. 2) Structural Geology Analysis: Comprehensive analyses and modeling in the field of structural geology are indispensable to this validation process. 3) Model Interpretation:

Table 1. Drone specifications

Таблица 1. Спецификации беспилотного летательного аппарата

Type	DJI Mavic Air 2
Total weight	570 g
Camera sensor size	1/2 inch
Camera sensor resolution	48 megapixels
GNSS type	Consumer (standalone)
GNSS accuracy	±1 meter



Fig. 3. Example DOM from observation point G. The DOM shows that structure geology is visible to interpret.

Рис. 3. Пример цифровой модели поверхности (DOM) из точки наблюдения G. DOM показывает, что структурная геология видна и может быть интерпретирована.

Effective model interpretation is crucial for reinforcing the analyses and hypotheses derived from the data. To determine offsets across scarps, we employed UAV-generated DOM by drawing profiles perpendicular to the fault and calculating relative elevation differences.

Digital Outcrop Models (DOM) were developed and interpreted at designated locations denoted as B, C, D, E, F, G, H, I, and J (as illustrated in Fig. 2). The study yielded high-resolution outputs, with the Digital Elevation Model (DEM) exhibiting resolutions ranging from 11.6 to 47.3 cm and the orthomosaic achieving resolutions between 2.21 and 5.91 cm. A comprehensive visual inspection of the 3D DOMs provided compelling validation of the photogrammetric products, aligning effectively with the research objectives. The detailed results of the photogrammetric analysis are presented in Table 2.

Morphotectonic

The structural study is based on recognizing and mapping the main structures on aerial photographs, DEMNAS (Indonesian National Digital Elevation Model), and outcrop study. The DEMNAS was built from several data sources, including IFSAR data (5 m resolution), TERRASAR-X (5m resampling resolution from 5–10 m original resolution), and ALOS PALSAR (11.25 m resolution), by adding mass point data used in making the Indonesian Topography Map. The spatial resolution of DEMNAS is 0.27-arcsecond, using the EGM2008 vertical datum (<https://tanahair.indonesia.go.id/demnas>).

An essential step in the study was localizing the faults and other tectonic structures, such as the major fault, fracture, or shear zones. The goal of the analysis was to interpret a number of linear indications that could represent tectonic structures. The analysis results were validated by the structural data acquired during the field survey and from the Digital Outcrop Models. To obtain the best results, we extracted tectonic structures from hill-shading from DEMNAS reliefs and overlaid DEM and DOM results extracted from the photogrammetry method.

Workflow

1. Several data and analyses were used during this study:
 - UAV photogrammetric acquisition for the development and analysis of DOMs, DEM, and orthomages.
 - Ground Observation: Comprehensive structural geological field surveys.
 - Morpho-structural analysis based on DEMNAS data.
 - Morpho-structural analysis using satellite imagery sourced from Google Earth and BING.
2. The data processing phase is subdivided into two distinct components:
 - Photogrammetry processing encompasses a series of key steps involving handling photogrammetric data. This process includes procedures such as image matching, dense cloud generation, meshed model creation, textured model generation, and orthophoto generation.

Table 2. Photogrammetry Result**Таблица 2.** Результаты фотограмметрии

Observation Point	PARAMETER					
	Photo	Dense Cloud (points)	Tiled Model Resolution (cm/ pixels)	DEM Resolution (cm/ pixels)	Orthomosaic Resolution (cm/ pixels)	Area (hectares)
B	675	8.097.600	5.42	43.4	2.21	87.1
C	578	7.214.200	2.21	85.9	2.21	62.64
D	696	8.681.066	5.91	47.3	5.91	115.47
E	126	15.457.080	2.89	11.6	2.89	10.37
F	349	4.170.965	4.36	34.9	4.36	26.76
G	260	29.484.107	3.08	12.3	3.08	18.11
H	350	10.141.284	2.84	22.7	2.84	26.57
I	181	14.149.230	3.60	14.4	3.60	11.26
J	177	22.236.284	3.39	13.6	3.39	17.95

- Geographic Information System (GIS) analyses are employed to conduct comprehensive morphotectonic investigations.
- 3. The result encompasses several integral components:
 - Digital Outcrop Model (DOM): DOM analysis integrates the results of orthophotographs and Digital Elevation Models derived from photogrammetric processing, enhancing the validation of morphotectonic analyses.
 - Morphotectonic Map: The development of a morphotectonic map, a fundamental outcome of this study, provides a visual representation of tectonic and structural features.
 - Geo-Model Interpretation: In the realm of geo-model interpretation, we delve into the identification of structural geological characteristics, significantly contributing to our comprehensive analysis.

These components collectively form the basis of our results. The findings were rigorously validated and cross-referenced with regional geological data and previous studies to bolster their validity, resulting in strengthened hypotheses and refined analyses for the most robust outcomes. The complete workflow can be seen in **Fig. 4**.

RESULT AND DISCUSSION

Structural Geology Interpretation

The structural Interpretation sub-chapter elaborates a comprehensive analysis of potential indicators for tectonic or structural geological events. To increase confidence in the interpretation of geological structures, we employ an integrated approach that combines the outcomes of the photogrammetric process, namely the tiled model and orthophotograph, with the Digital

Elevation Model (DEM). This layer overlay technique offers valuable insights by elucidating distinctions in terms of the height and shape of the object under examination, thereby enhancing the accuracy and robustness of the interpretation.

We partitioned the study area into two distinct segments, specifically the North and South segments. This division is predicated on disparities in morphological formations and is demarcated by prominent fault indications running from west to east, as illustrated in **Fig. 2**. The North Segment encompasses Observation Points A, B, C, D, and E, while the South Segment comprises Observation Points F, G, H, I, and J.

The North Segment is typified by an elongated hill, aligned in a NE-SW direction, resembling the linear orientation of the Opak Fault (as described by Rahardjo et al., 1995). In contrast, the south segment characterized a relatively North-South block lineation.

1. North Segment

a. UAV-based Aerial interpretation

In the interpretation results obtained from Observation point B, as depicted in **Fig. 5a**, we found the main structure as a major fault associated with the lineation of the hills landscape, further defined as F2. This structure is the major one that controls the morphology of the hills and can be associated with the Opak fault, as interpreted by Rahardjo et al. 1995. We interpret this F2 structure as a normal fault. In the observation B in **Fig. 5a**, we identify several minor compression shear structures (Fb1, Fb2, Fb3, Fb4, and Fb5), trending NW-SE, NE-SW, N-S, and W-E, that F2 delimits. These minor structures have developed in association with the F2 fault. Three NW-SE trending structures (Fc1, Fc2, and Fc3) were identified at Observation

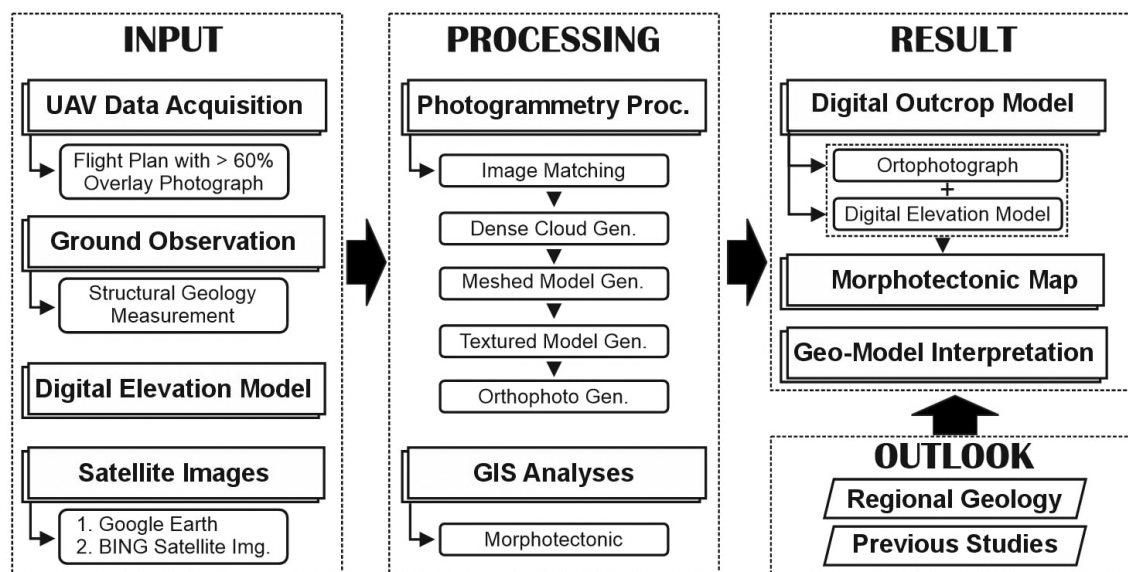


Fig. 4. Schematic workflow followed for this research. Input, processing, and result integration with essential data.

Рис. 4. Схематический ход работы, пройденный в ходе исследования. Ввод, обработка и интеграция результатов с ключевыми данными.

point C in **Fig. 5b**. These structures are oriented perpendicular to the F2 structure, which acts as the controlling factor for the hill's morphology.

Different structural characteristics were observed at Observation points D and E (**Fig. 5c and 5d**). The major structures at Observation points D and E (Fd3, Fd4, Fd5, Fe1, and Fe2) exhibit an N-S orientation. At Observation point D, three major faults were identified, appearing to be relatively parallel in alignment. The movement of these major faults (Fd3, Fd4, and Fd5) in Observation point D can be indicated by the displacement of the Fd2 as a reverse fault (further detailed in the ground observation sub-chapter). The relative motion of the east block being more northerly than the west block indicates the movement. Based on this evidence, it is proposed that the major fault (Fd3, Fd4, and Fd5) at Observation point D may be characterized as a sinistral strike-slip fault. The author's hypothesis suggests that these strike-slip faults move when the study area undergoes a transpressive phase. At observation point E, two linear features oriented in an N-S direction were identified.

b. Geological Field Survey

The indication of reversal reactivation was found in Observation point A (**Fig. 6a**), identified as Fa1. Located in the north research area, we found Semilir Formation in the form of tuff and lapilli with a plane of $N072^{\circ}/17^{\circ}$ (strike/dip) and a reverse fault with a plane of $N096^{\circ}/75^{\circ}$. A Reverse fault was also found at observation point D1 (**Fig. 6b**) inside of the observation D (**Fig. 5c**), identified as Fd2, with fault plane of $N093^{\circ}E/64^{\circ}$ and Rake of 78° . Reverse faults with high-

angle dip intersecting these Semilir formations indicate a compressive tectonic phase. The hypothesis of previous researchers (Pena-Castellnou et al., 2021) is that the study area is controlled by normal faults, which have subsequently undergone reactivation and inversion, transforming into a transpression zone characterized by the presence of both reverse and strike-slip faults.

At Observation point A and D1 (**Fig. 6a and 6b**), we observed the presence of a high-angle reverse fault, which can be attributed to tectonic inversion. Inversion tectonics is a result of normal faults that frequently reactivate as reverse faults during contraction (Withjack et al., 1995; Beauchamp et al., 1996, 1999; Gomez et al., 2000; Sagir, 2001; Hill et al., 2004; Konstantinovskaya et al., 2007). A normal fault may be reactivated as a high-angle reverse fault and thrust as a low-angle normal fault during compressional inversion (Sibson, 1985; Turner and Williams, 2004) caused by low frictional strength. Analogous and numerical models show that high-angle reversal faults can reactivate due to frictional weakening (Smith et al., 2017).

2. South Segment

Our UAV-based structural analysis in the southern segment highlights significant structural heterogeneity. Observation at point F (**Fig. 7a**) reveals two major NW-SE oriented faults alongside several structures aligned with Riedel shear structures located between these major faults, known as Ff1 and Ff4. Within this fault zone, we identify discrete fragments or blocks separated by

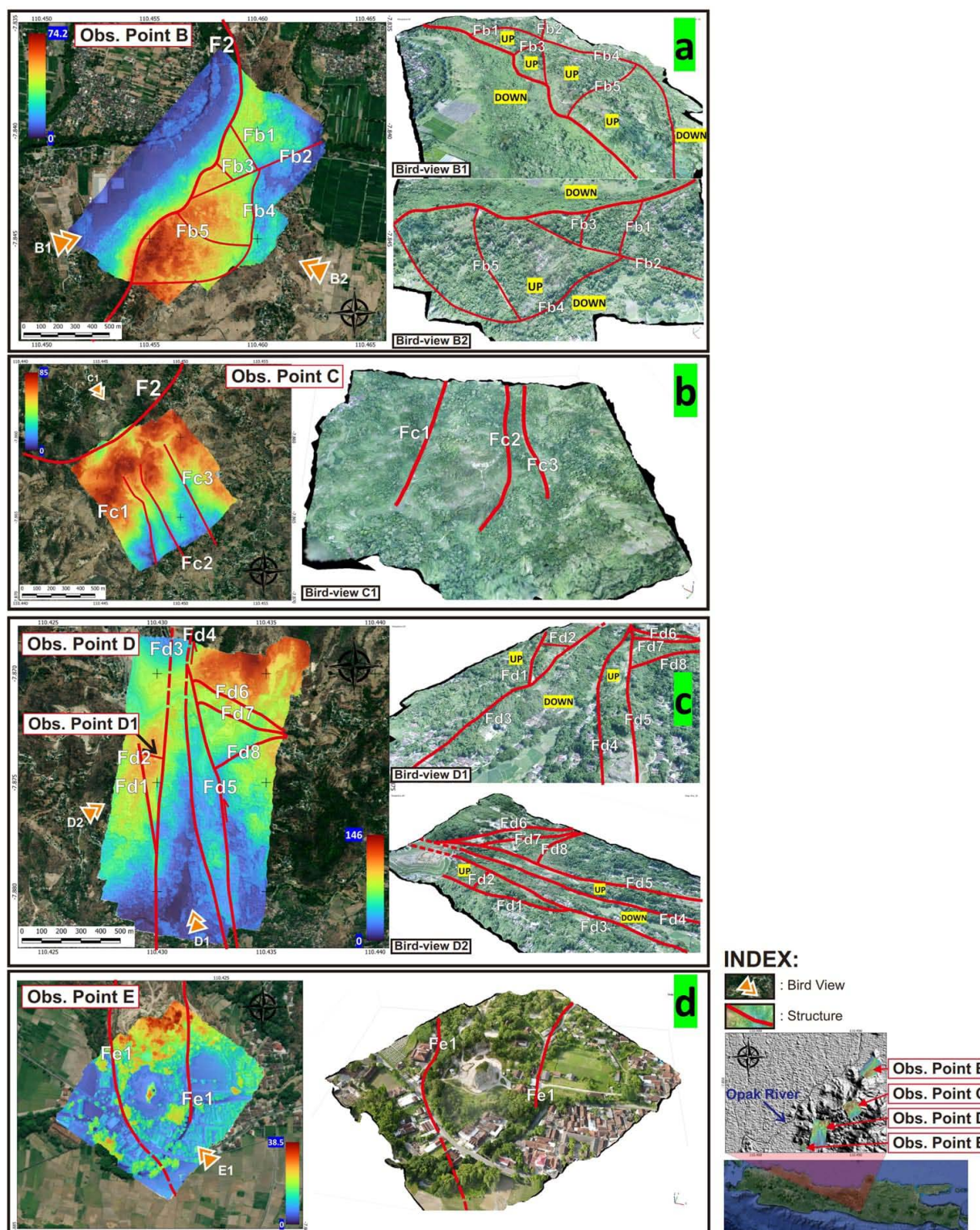


Fig. 5. The result: (a) Obs. point B: major fault (F2) associated with the lineation of the hills landscape and shear; (b) Obs. point C: lineation perpendicular with F2; (c) Obs. point D: the N – S sinistral fault associated with reversal reactivation; (d) Obs. point E: Lineation with N – S trend.

Рис. 5. Результат: (а) Набл. точка В: основной разлом (F2), связанный с геол. линейность холмистого ландшафта и сдвигом; (б) Набл. точка С: геол. линейность перпендикулярна F2; (с) Набл. точка D: N - S левый разлом, связанный с реактивацией реверса; (д) Набл. точка E: геол. линейность с трендом N - S.

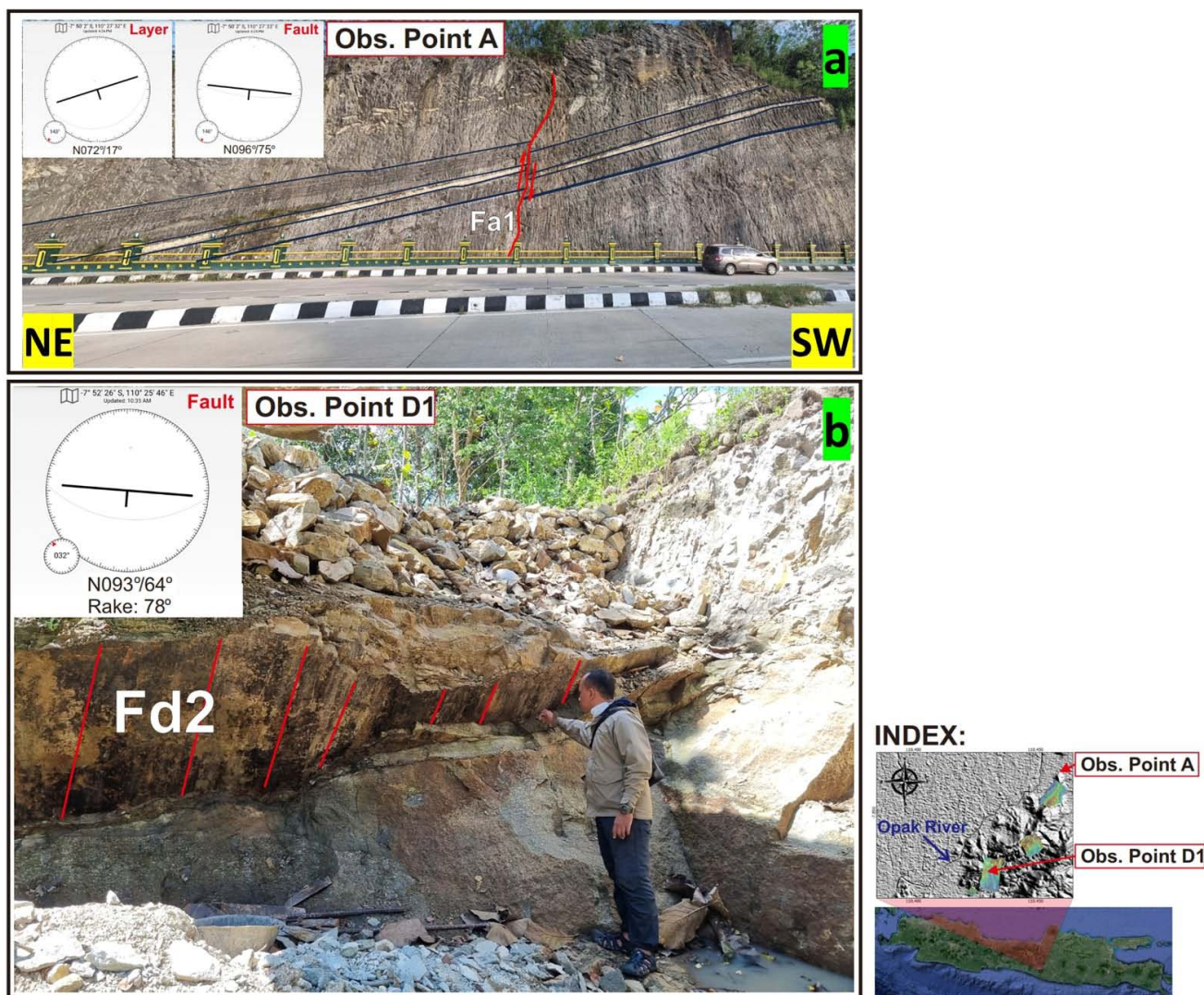


Fig. 6. The result: (a) Obs. point A: High angle fault that indicated reversal reactivation; (b) Obs. point D1: The reverse fault is an indication of reactivation.

Фиг. 6. Результат: (a) Набл. точка А: Высокоугольный разлом, указывающий на реактивацию реверсии; (b) Набл. точка D1: Реверсивный разлом является признаком реактивации.

a network of minor subsidiary faults, which act as secondary structures, further compartmentalizing the region. These fragments move in a direction consistent with the NW orientation of their major faults (Ff1 and Ff2). Notably, the shear zone between the major faults exhibits minor faults oriented in line with Riedel R and R' structures, suggesting that the shared directional movement is due to strike-slip kinematics operating along these major faults (Ff1 and Ff2).

A similar strike-slip movement is also observed at point G. As depicted in **Fig. 7b** the major fault (Fg1 and Fg8) at point G runs nearly perpendicular to the north-south (N-S) axis. Here, we identify en-echelon fractures (Kim et al., 2004) with varying orientations, indicating transpressive features. These minor faults with-

in the transpression fault zone result in duplexing within their major fault, which is a relatively less common occurrence in strike-slip duplexes. This fault-stepping geometry is also observed in sandstone deformation bands (Cruikshank et al., 1991; Fossen and Hesthammer, 1997).

At observation point H, as illustrated in **Fig. 7c** we encounter a distinctive structural lineation oriented to N-S (Fh1 and Fh2), taking on a 'Y' shape predominantly visible on the northern side. Moreover, the eastern flank of this major structure exhibits minor structures with NE-SW and NW-SE trends, referred to as Fh3 and Fh4, respectively.

Observation Point I (**Fig. 7d**) is located along the eastern edge of the southern segment's hills. Similar

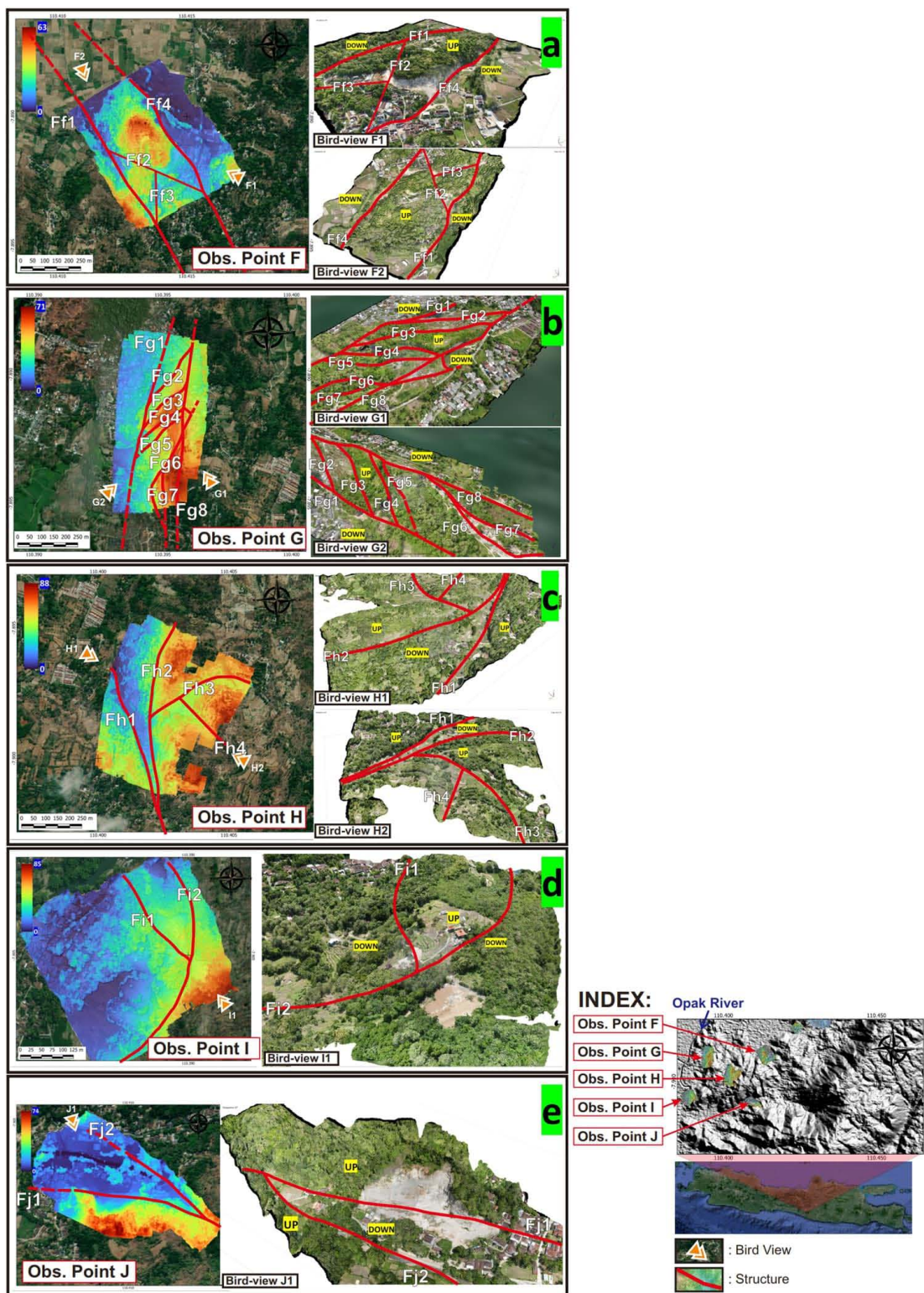


Fig. 7. The result: (a) Obs. point F: Northwest – Southeast trending lineation; (b) Obs. point G: N – S fault associated with shear development; (c) Obs. point H: Lineation trend in the border between hills; (d) Obs. point I: Lineation in the western part of hills; (e) Obs. point J: Lineation in the boundary of southern hills.

Фиг. 7. Результат: Набл. точка F: Линеация с трендом северо-запад – юго-восток; Набл. точка G: N – S разлом, связанный с развитием сдвига; Набл. точка H: Тренд геол. линейность на границе холмов; Набл. точка I: геол. линейность в западной части холмов; Набл. точка J: геол. линейность на границе южных холмов.

to our findings at Observation Point H, the geological structure at Observation Point I resembles a 'Y' shape, with the main axis oriented N-S. Transitioning to the southern part of the South Segment, specifically at Observation Point J (**Fig. 7e**), we come across a geological feature shaped like a 'Y,' with its major orientation extending from W to E.

Morphotectonic

The research methodology involves the generation of morphotectonic maps through the interpretation of geological structural phenomena. To further validate the geological structures discussed in the previous section, we utilize the results of DOM interpretation. In geodynamically active areas of the world, landforms created by fault-related activities are common. These landforms were uplifted by tectonic processes and further sculpted by geomorphological processes (Keller and Pinter, 1996; Ollier, 1981). Geomorphic landscapes, which are represented by a variety of morphotectonic features, show evidence of surface processes that are adapting to recent bedrock activity. (Stewart and Hancock, 1990, 1994; Schoenbohm et al., 2004; Snyder et al., 2000; Silva et al., 2003)

The northern and southern segments are controlled by major fault lines known as F1 and F5 in the east (**Fig. 8 and 9**). The F1 and F6 structure, recognized as major structures by earlier researchers, represents

the horst block that acts as a structural boundary, defining the elevation disparities between the Southern Mountains, the Baturagung Range, and the Yogyakarta depression. This structural element plays a critical role in delineating the geological configuration of the region, as it separates distinct topographical and geological domains (Rahardjo et al., 1995). The structures of F1 and F5 have similar directions Opak Faults by previous researchers (Pena-Castellnou et al., 2021). In our study area, based on a previous study with a geomorphological method (Pena-Castellnou et al., 2021), there is a geomorphological phenomenon known as triangular facets. Triangular facets are unique triangular-shaped landforms closely linked to normal faulting. They form as a result of differential erosion or weathering along fault scarps, where one side of the fault is uplifted, and the other side is down-dropped (Leeder and Jackson, 1993; Jackson and Leeder, 1994).

We utilized additional data points from Saputra et al. (2018) to obtain the distribution of strikes and dips in the study area. Two significant NE-SW-oriented structures characterize the northern segment (**Fig. 8**). On the western side, we find the F3 fault, which aligns with previous interpretations (Rahardjo et al., 1995 in **Fig. 2**; Natawidjaja, 2007), while on the eastern side, the boundary is defined by the F1 fault. Moving southward, the F4 fault, with an E-W orientation, marks the southern limit of this segment. A distinctive shield-shaped hill commands attention within this region, bor-



Fig. 8. Triangular facets observed on the hillslope located in the northwest of the Baturagung Range showing F1 and F5 faults as major controller of study area (modified from Pena-Castellnou et al., 2021).

Фиг. 8. Наблюдаемые треугольные фасеты на склоне холма, расположенные на северо-западе хребта Батурагунг, показывающие разломы F1 и F5 как основные контролирующие элементы исследуемой области (изменено по Pena-Castellnou и др., 2021).

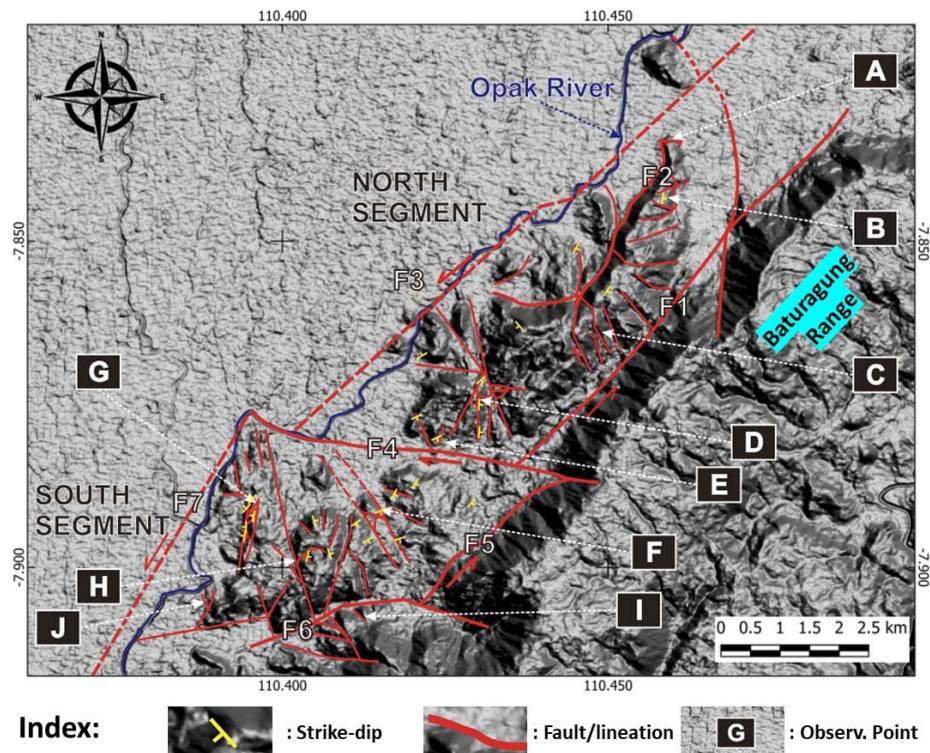


Fig. 9. The morphotectonic map of the study area, including observation points and strike-dip data, reveals clear distinctions between the northern and southern segments.

Фиг. 9. Морфотектоническая карта исследовательской области, включающая наблюдательные пункты и данные о страйк-дипе, показывает явные различия между северным и южным сегментами.

dered by the F2 structure to the west. This hill predominantly extends in an NE-SW direction, with the layers of the Semilir Formation on the hill dipping toward the southeast. Notably, minor structures on this hill exhibit diverse orientations, ranging from NE-SW to NW-SE. To the west of this shield-shaped hill, smaller hills with southeastward-dipping layers are aligned parallel to their eastern counterparts. The shield-shaped hill has experienced an inversion phase, supported by the presence of a high-angle reverse fault (75°) at observation point A. This high-angle fault is a distinct indicator of tectonic inversion in the area.

To the south of this shield-shaped hill, various linear structures radiate in different directions, including N-S, NW-SE, W-E, and NE-SW. A sinistral strike-slip fault structure is evident in the southernmost area, specifically at observation point D. This structure correlates with a high-angle reverse fault (64°) in the western section, as observed at point D1 (**Fig. 6b**) signifying tectonic inversion in this region. The diverse orientations of rock layers within this area include W-E, NE-SW, N-S, and NE-SW strikes, underscoring the significant influence of fault structures on the geological setting.

This area exhibits linear features with varying orientations in the southern segment (**Fig. 9**). The F5

structure bounds it to the east, adjacent to the Baturagung Range. To the north, it is delineated by the F4 structure, while to the south, it is defined by the F6 structure. To the east, it is bounded by the parallel F7 structure, following the course of the Opak River. Within the southern segment, the orientation of the Semilir Formation layers is opposite. Specifically, to the west, around observation point G, the layers dip to the west, while around observation point H, they dip to the east. Previous researchers (Saputra et al., 2018) interpreted this area as a fold. However, due to the brittleness of the Semilir Formation, we have interpreted this phenomenon as primarily resulting from fault structure movements.

Around observation point G, linear structures have a dominant orientation, almost N-S to NW-SE. The NW-SE-oriented linear structure extends significantly from the F4 fault to the F6 fault. This structure is almost parallel to the one found at observation point F, which has an NW-SE orientation. Near observation point H, in addition to the NW-SE oriented linear structures, there are minor structures with varying orientations, ranging from NE-SW to NW-SE.

The F1, F3, F4, F5, F6, and F7 (**Fig. 10**) generally present transpressive horst minor faults inside the zone.

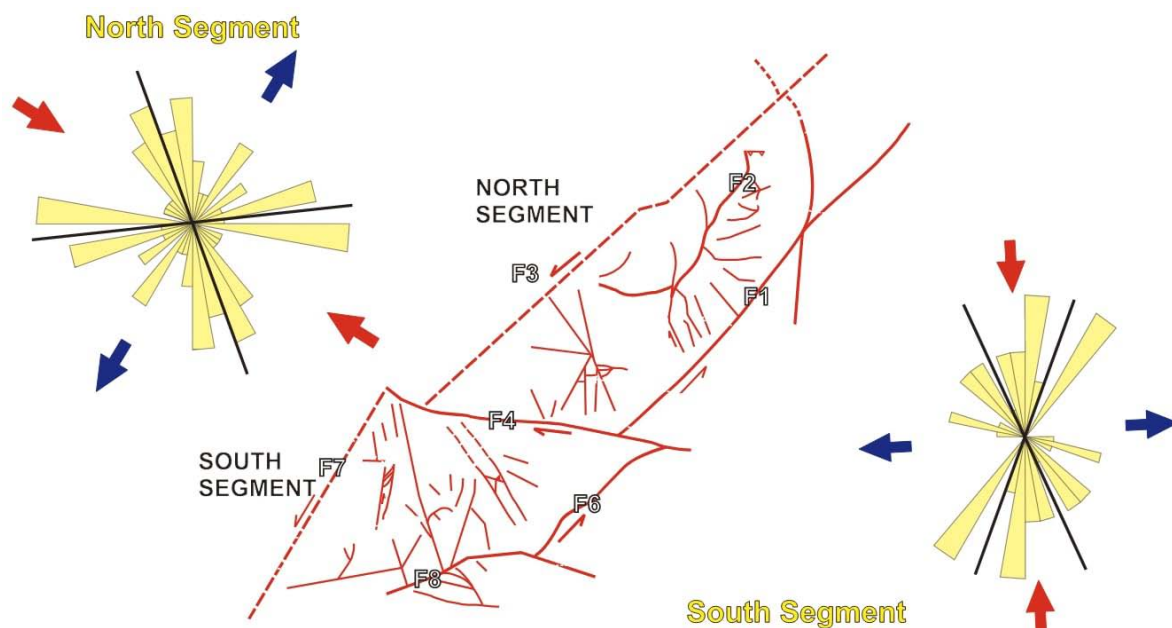


Fig. 10. Rosette's diagram shows the disparities between the northern and southern segments.

Фиг. 10. Диаграмма розетки показывает различия между северным и южным сегментами.

Near these major faults, secondary faults and fractures can be correlated with either localized effects at specific fault locations. According to McGrath and Davison (1995), the observed variance in damage zone geometries in strike-slip faults is mostly due to distinct stress regimes, namely transpression, transtension, and simple shear. Strain is often partitioned in transpressional settings into strike-slip motion along a main fault system and shortening perpendicular to the strike-slip fault (Cowgill et al., 2004).

Our rosette diagram analysis results further substantiate the disparities between the northern and southern segments. We systematically translated the structures and lineations from both the northern and southern segments into rosette diagrams (**Fig. 10**). These graphical representations enable us to deduce the distinct tectonic characteristics of each segment. Within the northern segment, the rosette diagram distinctly illustrates a main compression direction extending from NW-SE, concurrently with a tensional direction spanning from NE-SW. In contrast, the southern segment exhibits a markedly different pattern, characterized by a main compression direction from N-S and an associated tensional direction extending from W-E.

CONCLUSION

We conclude that integrating UAV photogrammetry and Digital Elevation Model (DEM) data has significantly enhanced our understanding of the

geological structures within the Semilir Formation in the Opak Fault Zone. Utilizing this method on the brittle Semilir Formation allows for a sufficiently accurate depiction during geological structural interpretation.

Several significant conclusions emerge from the results of structural geology interpretation. Firstly, the study area is divided into two distinct segments, the North and South segments, each characterized by varying morphological formations. In the North Segment, elongated hills aligned in an NE-SW direction resembling the Opak Fault are evident, while the South Segment displays a relatively North-South block lineation. Secondly, different structural characteristics are observed within each segment, including fault orientations and associated geological features. UAV-based aerial interpretation in the North Segment reveals major faults and minor shear structures, indicating a complex fault system controlling hill morphology, supported by geological field surveys confirming the presence of reverse faults and sinistral strike-slip faults. The South Segment exhibits significant structural heterogeneity with NW-SE oriented faults and enechelon fractures, suggesting transpressive features, alongside notable N-S oriented structural lineations indicating complex fault systems.

Furthermore, morphotectonic analysis highlights the influence of fault-related activities and tectonic inversion processes, with major fault lines delineating structural boundaries and confirming distinct tectonic characteristics between the northern and southern

segments. Based on the rosette diagram, the main compression in the north segment extends from NW-SE, while in the south segment, it extends from N-S. The analysis identifies the study area as a reactivation zone of the Opak fault, indicated by the presence of high-angle reverse faults. This reactivation zone is interpreted as a zone of destruction resulting from Opak fault movement, previously identified as a sinistral strike-slip fault.

In conclusion, the integrated approach combining UAV-based analysis, geological field surveys, and morphotectonic mapping offers valuable insights into the complex tectonic processes and fault systems shaping the landscape of the study area.

REFERENCES

- Abidin, H. Z., Andreas, H., Kato, T., Ito, T., Meilano, I., Kimata, F., Natawidjaya, D. H., and Harjono, H. (2009a). Crustal deformation studies in Java (Indonesia) using GPS. *J. Earthq. Tsunami*, 3, 77–88. DOI:10.1142/S1793431109000445
- Abidin, H. Z., Andreas, H., Meilano, I., Gamal, M., Gumilar, I., and Abdullah, C. I. (2009b). Seismic deformation and post-seismic deformation of the 2006 Yogyakarta earthquake from GPS survey results. *Jurnal Geologi Indonesia*, 4, 275–284.
- Beauchamp, W., Allmendinger, R., Barazangi, M., Demnati, A., El Alji, M., and Dahmani, M. (1999). Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas Mountains, Morocco, based on a geological-geophysical transect. *Tectonics*, 18, 163–184. doi:10.1029/1998TC900015
- Beauchamp, W., Barazangi, M., Demnati, A., and El Alji, M. (1996). Intracontinental rifting and inversion: Missouri Basin and Atlas Mountains, Morocco. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 80, 1459–1482.
- Consultative Group on Indonesia. (2006). Preliminary damage and loss assessment, Yogyakarta and central Java natural disaster: A joint report of BAPPENAS, the provincial and local governments of D.I. Yogyakarta, the provincial and local governments of central Java, and international partners. In *The 15th Meeting of the Consultative Group on Indonesia (CGI)*, Jakarta, June 14, 2006. Jakarta.
- Corradetti, A., Seers, T., Mercuri, M., Calligaris, C., Busetti, A., and Zini, L. (2022). Benchmarking Different SfM-MVS Photogrammetric and iOS LiDAR Acquisition Methods for the Digital Preservation of a Short-Lived Excavation: A Case Study from an Area of Sinkhole Related Subsidence. *Remote Sensing*, 14(20). doi:10.3390/rs14205187.
- Cowgill, E., Yin, A., Arrowsmith, J.R., Wang, X.F., & Zhang, S. (2004). The Akato Tagh bend along the Altyn Tagh fault, NW Tibet 1, Cenozoic structure, smoothing by vertical-axis rotation, and the effect of topographic stresses on borderland faulting. *Geological Society of America Bulletin*, 116, 1423–1442.
- Cruikshank, K. M., Zhao, G., and Johnson, A. M. (1991). Duplex structures connecting fault segments in Entrada Sandstone. *Journal of Structural Geology*, 13, 1185–1196.
- Fossen, H., and Hesthammer, J. (1997). Geometric analysis and scaling relations of deformation bands in porous sandstone. *Journal of Structural Geology*, 19, 1479–1493.
- Fukuoka, K., Ehara, S., Fujimitsu, Y., Udi, H., Setyawan, A., Setyadi, L. D., Harijoko, A., Pramumijoyo, S., Setiadi, Y., and Wahyudi. (2006). Interpretation of the 27 May 2006 Yogyakarta Earthquake Hypocenter and Subsurface Structure Deduced from the Aftershock and Gravity data. In *The Yogyakarta Earthquake of May, 27*. Star Publisher, Los Angeles.
- Geology of Yogyakarta, Java: The dynamic volcanic arc city. The Geological Society of London, IAEG 2006 Paper number 363, 1–7.
- Gomez, F., Beauchamp, W., and Barazangi, M. (2000). Role of the Atlas Mountains (northwest Africa) within the African-Eurasian plate-boundary zone. *Geology*, 28, 775–778. doi:10.1130/0091-7613(2000)28<775:ROTAM N>2.0.CO;2
- Hall, R. (2012). Late Jurassic-Cenozoic reconstructions of the Indonesian region and the Indian Ocean. *Tectonophysics*, 570–571, 1–41. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.04.021>
- Hamilton, W. (1979). *Tectonics of the Indonesian Region*. USGS Professional Paper. United States Printing Office, Washington. <https://doi.org/10.3133/pp1078>
- Hill, K. C., Keetley, J. T., Kendrick, R. D., and Sutriyono, E. (2004). Structure and hydrocarbon potential of the New Guinea fold belt. In K. R. McClay (Ed.), *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems* (pp. 494–514). American Association of Petroleum Geologists Memoir 82.
- Hodgetts, D., Drinkwater, N. J., Hodgson, D., Kavanagh, J., Flint, S., Keogh, K. J., Howell, J. (2004). Three-dimensional geological models from outcrop data using digital data collection techniques: an example from the Tanqua Karoo depocentre, South Africa. In A. Curtis and R. Wood (Eds.), *Geological Prior Information*. Geological Society Special Publication 239, 57–75.
- Jackson, J., & Leeder, M. (1994). Drainage systems and the development of normal faults – an example from Pleasant Valley, Nevada. *Journal of Structural Geology*, 16, 1041–1059.
- James, M.R., Robson, S., 2014. Mitigating systematic error in topographic models derived from UAV and ground-based image networks. *Earth Surf. Process. Landforms* 39 (10), 1413–1420. <https://doi.org/10.1002/esp.3609>.
- Karnawati, D., Pramumijoyo, S., and Hendrayana, H. (2006).
- Keller, E.A. and Pinter, N. (1996) *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Prentice Hall.
- Kim, Y. S., Peacock, D. C. P., and Sanderson, D. J. (2004). Fault damage zones. *Journal of Structural Geology*, 26(3), 503–517. doi:10.1016/j.jsg.2003.08.002
- Konstantinovskaya, E. A., Harris, L. B., Poulin, J., and Ivanov, G. M. (2007). Transfer zones and fault reactivation in inverted rift basins: Insights from physical modeling. *Tectonophysics*, 441, 1–26. doi:10.1016/j.tecto.2007.06.002
- Koulakov, I., et al., 2007. P and S velocity structure of the crust and the upper mantle beneath central java from local tomography inversion, *J. geophys. Res.*, 112, B08310.
- Leeder, M.R., & Jackson, J.A. (1993). The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins, with examples from the western United States and central Greece. *Basin Research*, 5(2), 9–102.
- Li J., Ding W., Lin J., Xu Y., Kong F., Li S., Huang X., Zhou Z. (2021) Dynamic processes of the curved sub-

- duction system in Southeast Asia: A review and future perspective. *Earth-Science Rev.*, 217, 103647. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103647>
- Manna, L., Perozzo, M., Menegoni, N., Tamburelli, S., Crispini, L., Federico, L., Seno, S., and Maino, M. (2023). Anatomy of a km-scale fault zone controlling the Oligo-Miocene bending of the Ligurian Alps (NW Italy): integration of field and 3D high-resolution digital outcrop model data. *Swiss Journal of Geosciences*, 1-29. doi:10.1186/s00015-023-00444-1
- McCaffrey, K.J.W., Jones, R.R., Holdsworth, R.E., Wilson, R.W., Clegg, P., Imber, J., Holliman, N., Trinks, I. (2023). Unlocking the spatial dimension: digital technologies and the future of geosciences fieldwork. *Journal of the Geological Society of London*, 162, 927-938.
- McGrath, A.G., and Davison, I. (1995). Damage zone geometry around fault tips. *Journal of Structural Geology*, 17, 1011-1024.
- Menegoni, N., Inama, R., Crozi, M., and Perotti, C. (2022). Early deformation structures connected to the progradation of a carbonate platform: The case of the Nuvolau Cassian platform (Dolomites - Italy). *Marine and Petroleum Geology*, 138. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105574>
- Menegoni, N., Maino, M., Toscani, G., Mordeglia, L. I., Valle, G., and Perotti, C. (2023). Holocene Deformations at the Po Plain – Southern Alps Transition (Lake Maggiore, Italy): Inferences on Glacially vs. Tectonic-Induced Origin. *Geosciences*, 13(286). <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105574>
- Metcalf, I. (2017) Tectonic evolution of Sundaland. *Bull. Geol. Soc. Malaysia*, 63, 27-60. <https://doi.org/10.7186/bgsm63201702>
- Natawidjaja, D. H., and Daryono, M. R. (2016). Present-day tectonics and earthquake history of Java, Indonesia. In *Proceedings GEOSEA XIV Congress and 45th IAGI Annual Convention 2016*.
- Natawidjaja, D.H. (2007). Tectonic Setting of Indonesia and Modeling of Earthquake and Tsunami Sources. *Training in Tsunami Run-up Modeling*. Ministry of Research, Technology and Higher Education of the Republic of Indonesia: Jakarta, Indonesia.
- Ollier, C.D. (1981). *Tectonics and Landforms*. Longman, London, p. 324.
- Panara, Y., Menegoni, N., Carboni, F., and Inama, R. (2022). 3D digital outcrop model-based analysis of fracture network along the seismogenic Mt. Vettore Fault System (Central Italy): The importance of inherited fractures. *Journal of Structural Geology*, 161. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104654>
- Pena-Castellnou, S., Steinritz, V., Marliyani, G. I., and Reichert, K. (2021). Active tectonics of the Yogyakarta area (Central Java, Indonesia): Preliminary findings obtained from a tectonic-geomorphic evaluation. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 851(1). <https://doi.org/10.1088/1755-1315/851/1/012005>
- Pringle, J.K., Westerman, A.R., Clark, J.D., Drinkwater, N.J., Gardiner, A.R. (2004). 3D high-resolution digital models of outcrop analogue study sites to constrain reservoir model uncertainty: an example from Alport Castles, Derbyshire, UK. *Petroleum Geoscience*, 10, 343-352. <https://doi.org/10.1144/1354-079303-617>
- PUSGEN. (2017). Map of the source and hazard of the Indonesian earthquake year. Center for Research and Development of Housing and Settlements, Research and Development Agency, Ministry of Public Works and Housing.
- Rahardjo, W., Sukandarrumidi, and H. Rosidi (1995). Geological map of the Yogyakarta quadrangle, Java, scale 1:100,000, 8 pp. Geology Survey Indonesia, Ministry of Mines, Jakarta.
- Sagir, A. (2001). Ancient deep faults, their reactivation and peculiarities under different geodynamic conditions in eastern Yakutia (northeast Russia). *Polarforschung*, 69, 117–184.
- Saputra A., Gomez C., Delikostidis I., Zawar-Reza P., Hadmoko D.S., Sartohadi J., Setiawan M.A. (2018) Determining Earthquake Susceptible Areas Southeast of Yogyakarta, Indonesia—Outcrop Analysis from Structure from Motion (SfM) and Geographic Information System (GIS). *Geosciences*. 8(4):2076–3263. <https://doi.org/10.3390/geosciences8040132>
- Schoenbohm, L., Whipple, K., Burchfiel, B., and Chen, L. (2004). Geomorphic constraints on surface uplift, exhumation, and plateau growth in the Red River region, Yunnan Province, China. *Geological Society of America Bulletin*, 116, 895–909. <https://doi.org/10.1130/b25364.1>
- Sibson, R. H. (1985). A note on fault reactivation. *Journal of Structural Geology*, 7(6), 751–754. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(85\)90150-6](https://doi.org/10.1016/0191-8141(85)90150-6)
- Silva, P. G., Goy, J. L., Zazo, C., and Bardajm, T. (2003). Fault-generated mountain fronts in Southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and earthquake activity. *Geomorphology*, 250, 203–226.
- Smith, S. A. F., Tessei, T., Scott, J. M., & Collettini, C. (2017). Reactivation of normal faults as high-angle reverse faults due to low frictional strength: Experimental data from the Moonlight Fault Zone, New Zealand. *Journal of Structural Geology*, 105(July), 34–43. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.10.009>
- Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., and Merritts, D.J. (2000). Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geological Society of America Bulletin*, 112, 1250–1263. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112<1250:Lrtftd>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<1250:Lrtftd>2.0.co;2)
- Stewart, I. S., and Hancock, P. L. (1990). What is a fault scarp? *Episodes*, 13, 256–263.
- Stewart, I. S., and Hancock, P. L. (1994). Neotectonics. In: Hancock, P. L. (Ed.), *Continental Deformation*. Pergamon, Oxford, pp. 370–409.
- Surono, B., Toha, and I. Sudarno (1992). Geological map of Surakarta and Giritontro quadrangle sheet number 1408-3 and 1407-6, scale 1:100,000. Center for Geological Research and Development Bandung.
- Surono. (2008). Sedimentation of the Semilir Formation in Sendang Village, Wuryantoro, Wonogiri, Central Java. *Journal of Geological Resources*, 18(1), 29-41.
- Tannant, D. D., Giordan, D., and Morgenroth, J. (2017). Characterization and analysis of a translational rockslide on a stepped-planar slip surface. *Engineering Geology*, 220, 144–151. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2017.02.004>
- Tsuji, T., Yamamoto, K., Matsuoka, T., Yamada, Y., Onishi, K., Bahar, A., Meilano, I., and Abidin, H. Z. (2009). Earthquake fault of the 26 May 2006 Yogyakarta earthquake observed by SAR interferometry. In *Earth Planets Space*, 61.
- Turner, J. P., and Williams, G. A. (2004). Sedimentary basin

- inversion and intra-plate shortening. *Earth-Science Reviews*, 65, 277–304.
- USGS Preliminary Earthquake Report, The website of United States Geological Survey, Earthquake Hazards Program, (available at <http://earthquake.usgs.gov/eq-center/eqinthenews/2006/usneb6/>), 2006.
- Vollgger, S. A., and Cruden, A. R. (2016). Mapping folds and fractures in basement and cover rocks using UAV photogrammetry, Cape Liptrap and Cape Paterson, Victoria, Australia. *Journal of Structural Geology*, 85, 168–187. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.02.012>
- Wagner, D., Koulakov, I., Rabbel, W., Luehr, B. G., Wittwer, A., Kopp, H., Bohm, M., & Asch, G. (2007). Joint inversion of active and passive seismic data in Central Java. *Geophysical Journal International*, 170(2), 923–932. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03435.x>
- Walter, T. R., Wang, R., Luhr, B. G., Wassermann, J., Behr, Y., Parolai, S., Anggraini, A., Günther, E., Sobiesiak, M., Grosser, H., Wetzel, H. U., Milkereit, C., Sri Brotopuspito, P. J. K., Harjadi, P., and Zschau, J. (2008). The 26 May 2006 magnitude 6.4 Yogyakarta earthquake south of Mt. Merapi volcano: Did lahar deposits amplify ground shaking and thus lead to the disaster? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(5). <https://doi.org/10.1029/2007GC001810>
- Withjack, M. O., Olsen, P. E., and Schlische, R. W. (1995). Tectonic evolution of the Fundy rift basin, Canada: Evidence of extension and shortening during passive margin development. *Tectonics*, 14, 390–405. <https://doi.org/10.1029/94TC03087>

УДК 551.435.8(551.733.31):552.541,56.022:551.733.1

DOI: 10.24930/2500-302X-2025-25-1-61-78

Литологическое, палеонтологическое и геохимическое обоснование ранневенлокского (ранний силур) перерыва в осадконакоплении в разрезе западного склона Северного Урала (р. Верхняя Косью)

Е. С. Пономаренко, Л. В. Соколова

Институт геологии им. академика Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mails: esponomarenko@geo.komisc.ru; sokolova@geo.komisc.ru

Поступила в редакцию 25.01.2024 г., принята к печати 03.04.2024 г.

Объект исследований. Изучены нижнесилурийские карбонатные отложения в разрезе П-ВК6 (бассейн верхнего течения р. Илыч, Северный Урал). **Материал и методы.** Материалом для статьи послужило полевое описание разреза и образцы горных пород (24 образца), изученные классическими оптико-микроскопическими и изотопными методами. Выделение конодонтовых элементов из карбонатных пород проводилось по стандартной методике в 8%-й уксусной кислоте. **Результаты.** Поверхность перерыва в осадконакоплении представлена эрозионной поверхностью и кавернами в микробиальных ламинитах. Среди элементов подземного палеокарста выделяются два типа: 1) вертикальные полости (до 2–3 см), залеченные гравитационным кальцитом с волокнистым погасанием и блоковым спаритом; 2) палеопустоты (от 5 до 20 см) неправильной или трубкообразной формы, заполненные слоистым глинисто-карбонатным осадком. Первый тип отмечается до глубины 2.5 м непосредственно ниже поверхности перерыва. Этот интервал также подчеркивается изотопным трендом “линии метеорного кальцита” (изменчивые значения $\delta^{13}\text{C}$ и неизменные значения $\delta^{18}\text{O}$). Второй тип заполнен в основном глинисто-доломитовым материалом, вероятно, нерастворимым осадком из растворенных пород. Максимальная глубина регистрации этих элементов – 5 м ниже поверхности перерыва. Биостратиграфический анализ конодонтов показал, что карстованию подверглись породы маршрутного горизонта телического яруса. Из отложений выше перерыва в осадконакоплении определен вид *Ozarkodina bohémica* (Walliser), что позволило впервые палеонтологически подтвердить существование регионального перерыва на границе маршрутного горизонта лландоверийского отдела и войвывского горизонта венлокского отдела. **Заключение.** Возраст перерыва в осадконакоплении, таким образом, на основании биостратиграфических данных и региональных предпосылок определяется как ранневенлокский.

Ключевые слова: нижний силур, карбонатные породы, перерыв в осадконакоплении, палеокарст, конодонты, биостратиграфия

Источник финансирования

Работа была выполнена в рамках тем НИР “Осадочные формации: вещество, седиментация, литогенез, геохимия, индикаторы литогенеза, реконструкция осадконакопления” (№ 1021062311457-5-1.5.6) и “Эволюция биоты и среды ее обитания как основа расчленения и геологической корреляции осадочного чехла Печорской плиты и ее складчатого обрамления” (№ 122040600008-5)

Lithologic, paleontologic and geochemical foundation of the Early Wenlockian (Early Silurian) sedimentation break in the western slope of the Northern Urals section (Verkhnyaya Kos'yu River)

Evgeniy S. Ponomarenko, Liubov V. Sokolova

N.P. Yushkin Institute of Geology, FRC Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167982, Russia, e-mails: esponomarenko@geo.komisc.ru; sokolova@geo.komisc.ru

Received 25.01.2024, accepted 03.04.2024

Research subject. Lower Silurian carbonate deposits in the P-VK6 section (basin of the upper reaches of the Ilych River, Northern Urals). **Materials and methods.** The material for the article comprises a field description of a section and 24 rock

Для цитирования: Пономаренко Е.С., Соколова Л.В. (2025) Литологическое, палеонтологическое и геохимическое обоснование ранневенлокского (ранний силур) перерыва в осадконакоплении в разрезе западного склона Северного Урала (р. Верхняя Косью). *Литосфера*, 25(1), 61–78. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-1-61-78>. EDN: AWJNYR

For citation: Ponomarenko E.S., Sokolova L.V. (2025) Lithologic, paleontologic and geochemical foundation of the Early Wenlockian (Early Silurian) sedimentation break in the western slope of the Northern Urals section (Verkhnyaya Kos'yu River). *Lithosphere (Russia)*, 25(1), 61–78. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-1-61-78>. EDN: AWJNYR

samples studied by classical optical microscopic and isotopic methods. The extraction of conodont elements from carbonate rocks was carried out according to a standard procedure in 8% acetic acid. *Results.* The surface of the sedimentation break is represented by an erosional surface and voids in the microbial laminites. Two types are distinguished among the underground palaeokarst elements: (i) vertical cavities (up to 2.0–3.0 cm) filled with gravitational calcite with fibrous extinction and blocky sparite; and (ii) palaeovoids (5.0–20 cm) with irregular to tube-shaped, filled with laminar clay-carbonate sediments. The first type is located at a depth of up to 2.5 m directly below the surface of the sedimentation break. This interval is also highlighted by the Meteoric Calcite Line isotopic trend (variable $\delta^{13}\text{C}$ values and invariable $\delta^{18}\text{O}$ values). The second type is filled mainly with clayey-dolomite material, probably the insoluble sediments derived from rock dissolution. The maximum recording depth for these elements is 5.0 m below the surface of the sedimentation break. Biostratigraphic analysis of conodonts demonstrated that the rocks of the Marshrut regional stage of the Telychian underwent karsting. From the deposits overlying the paleokarst, species *Ozarkodina bohemica* (Walliser) was determined, which made it possible for the first time to paleontologically confirm the regional gap throughout the Marshrut regional stage of the Llandovery age and Vo'jyyv regional stage of the Wenlock age. *Conclusions.* The sedimentation break age, based on biostratigraphic data and regional background, is determined to be Early Wenlockian.

Keywords: Lower Silurian, carbonate deposits, sedimentation break, palaeokarst, conodonts, biostratigraphy

Funding information

This work was carried out within the framework of the research projects of the Ministry of Science and Higher Education of Russian Federation (No. 1021062311457-5-1.5.6 and No. 122040600008-5)

Acknowledgements

During field research, invaluable assistance was provided by S.T. Neverov and V.M. Mikhailov. Qualitative photography of conodont elements on an electron microscope was carried out by V.A. Radaev and I.L. Potapov. The analysis of C and O isotopic compositions was carried out by I.V. Smoleva. The authors express their gratitude to all these persons. In addition, we would like to express our deep gratitude to A.I. Antoshkina, T.V. Maidl', A.V. Zhuravlev, A.N. Sandula and A.N. Shadrin for their consultations, recommendations and doubts. This helped us a lot when working on the article.

ВВЕДЕНИЕ

Первые сведения о наличии силурийских отложений на западном склоне Северного Урала были получены вследствие исследований А.А. Кейзерлинга в 1843 г. (Варсановьева, 1940). Позднее стратиграфию и литологию этих отложений изучали В.А. Варсановьева, Н.Н. Иорданский, О.А. Кондияйн, А.Г. Кондияйн, А.И. Першина, А.И. Антошкина и др.

Геологические исследования, развернувшиеся на территории Тимано-Североуральского региона в 1960–1970-е гг. (Безносова, 2008) и завершившиеся созданием новой стратиграфической схемы для ордовика и силура Севера Урала (Антошкина и др., 1989), сместили вектор стратиграфических исследований на западный склон Приполярного Урала. Опорным разрезом для силурийских отложений Европейского Северо-Востока был признан разрез в бассейне р. Кожым (Опорные разрезы..., 1983, 1987; Объяснительная записка..., 1994). Его многолетнее изучение позволило уточнить положение региональной границы между лlando-

рийским и венлокским отделами силурийской системы на западном склоне Приполярного Урала и предположить по данным изотопного анализа отсутствие отложений шейнвудского яруса (Безносова, Мянник, 2005; Безносова, 2008; Безносова, Лукин, 2009; Безносова и др., 2016, 2020).

Разрезы силура западного склона Северного Урала долгое время оставались слабоизученными с этих позиций. Это не в последнюю очередь связано со сложным тектоническим строением района и отсутствием полных разрезов. Однако эти разрезы характеризуются, как правило, меньшим развитием доломитизации, что позволяет проводить более детальные литологические и палеонтологические наблюдения. Разрез П-ВК6 на р. В. Косью (притоке верхнего течения р. Илыч) вскрывает пограничные отложения лlandoвери и венлока. Этот разрез также уникален тем, что последовательность конодонтов, выделенная из его отложений, дает возможность микропалеонтологически подтвердить существование перерыва на границе лlandoвери и венлока в силуре западного склона Урала.

Целью данной статьи является микропалеонтологическая, литологическая и геохимическая (изотопная) характеристика пограничных отложений маршрутинского горизонта лландоверийского отдела и войвывского горизонта венлокского отдела в разрезе П-ВК6, что позволит впервые обосновать ранневенлокский перерыв на западном склоне Северного Урала.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Материалом для исследований послужили 24 образца горных пород, отобранных из разреза П-ВК6 на р. В. Косью (притоке верхнего течения р. Илыч) во время полевых исследований 2019 г. Описание разреза проводилось от слоя к слою. Все отобранные образцы подвергнуты стандартной обработке: изготовление шлифов и пришлифовок. Шлифы изучались под поляризационным микроскопом ЛОМО Полам РП-1. Небольшая часть каждого из образцов была растерта в порошок для проведения изотопного анализа $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Изготовление шлифов и растирка проб осуществлялись в Отделе пробоподготовки Института геологии имени академика Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар. Разложение карбонатов в ортофосфорной кислоте и измерение изотопного состава углерода и кислорода проводились на базе ЦКП “Геонаука” Института геологии имени академика Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар (аналитик И.В. Смолева). Использовался метод проточной масс-спектрометрии в режиме постоянного потока гелия (CF-IRMS) на аналитическом комплексе фирмы ThermoFisher Scientific (Бремен, Германия) с системой подготовки и ввода проб GasBench II, соединенной с масс-спектрометром DELTA V Advantage. Значения $\delta^{13}\text{C}$ даны в промилле относительно V-PDB, $\delta^{18}\text{O}$ – стандарта V-SMOW. При калибровке использованы международные стандарты NBS 18 и NBS 19 соответственно. Ошибка определения составляет $\pm 0.15\text{‰}$. Все шлифы, растертые пробы и нерастворимые остатки хранятся в музее им. А.А. Чернова ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, колл. № 708.

Кроме того, при полевых исследованиях были отобраны 4 пробы на микрофауну. Однако столь малое количество проб не позволило получить хорошие комплексы, вследствие чего все оставшиеся после литологических и геохимических исследований образцы были растворены. Выделение конодонтов осуществлялось по стандартной методике в 8%-й уксусной кислоте (Иванов, 1987). На микрофауну растворены 24 образца, из них в 20 встречены конодонты. Коллекция конодонтов хранится в музее им. А.А. Чернова ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, колл. № 730.

СТРОЕНИЕ ИЗУЧЕННОГО РАЗРЕЗА

Разрез П-ВК6 расположен на правом берегу р. В. Косью в ~3 км выше устья (рис. 1). В современном тектоническом плане он относится к западному крылу западотимаизской антиклинали Тимазского поперечного поднятия – вытянутой в северо-западном направлении тектонической структуры, являющейся южным продолжением Печоро-Кожвинского мегавала на территории Уральской складчатой системы (Юдин, 1983, 1994). Обнажение представлено невысокой скалой (около 7–8 м высотой), выходящей частично в лесу, частично обрывающейся в воду. Слои падают моноклинально по азимуту 265° под углом 40° . Видимая мощность вскрытых пород (включая необнаженные интервалы) 18.5 м. По особенностям строения разреза здесь можно выделить 4 пачки (рис. 2).

Пачка I (слои 1–11; видимая мощность 9.7 м) представлена относительно однородной толщей темно-серых плитчатых пелитоморфных известняков с обильными глинисто-доломитовыми ходами илоедов (рис. 3А). Из-за биотурбации порода имеет комковатое сложение, но иногда отмечается ненарушенная тонкая горизонтальная слоистость, обусловленная распределением глинистого и карбонатного материала. Органические остатки (от 5 до 25%) представлены отдельными мелкими раковинами остракод, брахиопод, гастропод и члеников криноидей (0.1–2.0 мм). До 5–10% – терригенный кварц алевритовой размерности.

Известняковые тонко-горизонтально-слоистые песчаники и гравелитопесчаники (см. рис. 3В) слагают единичные слои мощностью от первых см до 0.7 м. Они состоят (40–60%) из мелких (0.05–0.10 мм) окатанных обломков пелитоморфных известняков. Прослоями (2.0–5.0 мм) отмечаются скопления органогенного материала с преобладанием раковин и отдельных створок остракод (0.2–0.5 мм). Более редки раковины гастропод и ортоцератид. Тонкопесчаный терригенный кварц слагает от 1–3 до 25% этих пород. Цемент в основном пелитоморфный, иногда спаритовый. Тонкая горизонтальная слоистость, как правило, обусловлена распределением терригенного материала, обломков известняков и органогенного материала.

Интерпретация. Отложения пачки I накапливались в спокойноводных условиях ниже базиса действия волн, но выше базиса штормовых волн (о чем свидетельствуют слои известняковых песчаников – темпеститы). Обилие пелитоморфных биотурбированных карбонатов с редкими прослоями темпеститов характерны для внешней рампы (Flügel, 2010).

Пачка II (слои 12–17; мощность 4.9 м) представлена неравномерным чередованием известняков пелитоморфных с глинисто-доломитовыми ходами илоедов, известняков биокластовых (см. рис. 3С) и

Геологический разрез (в центре) (Беляева и др., 1997, с упрощениями). Синей жирной линией показан перерыв в осадконакоплении в разрезе П-ВК6; синяя штриховая линия – возможное нахождение перерыва и палеокарста в пределах (?) гудырвожской антиклинали в паравтохтоне. Внизу – общий вид верхней части обн П-ВК6. Поверхность перерыва показана желтой штриховой линией; субвертикальные полости указаны желтыми пятнами; палеопустоты неправильной формы, заполненные тонкослоистым глинисто-карбонатным материалом, показаны красными пятнами.

Fig. 1. Studied location.

On the Komi Republic map (left). The red box is the Verkhnyaya Kos'yu River basin location (right), yellow bar – the geological cross section location (center). The studied section P-VK6 on the Verkhnyaya Kos'yu River marked in red oval. Geological cross section (center) (Belyaeva et al., 1997, with simplifications). The thick blue line shown a sedimentation break in the P-VK6 section; the blue dots line is a possible loci of the break and palaeokarst within (?) the Gudyrvozh anticline in the parautochthon. Below is a general view of the P-VK6 section upper part. Surface of sedimentation break in shown as a yellow dashed line; subvertical cavities are marked by yellow spots; irregular palaeovoids filled with thin-layered clayey-carbonate material are shown in red spots.

биогермных (см. рис. 3Е) с пелитоморфным цементом, а также редкими прослоями известняковых песчаников. Эта пачка отличается большим развитием макроскопических органических остатков, среди которых заметно преобладают целые и фрагментированные колонии строматопороидей. Также одной из особенностей этой пачки являются колонии табулятоморфных кораллов с микритовыми микробиальными обрастаниями (см. рис. 3Д), содержащими кальцитизированные спикулы губок. Также спикулы (в меньших количествах) содержатся и в иловом матриксе пород. Ходы илоедов, подчеркнутые глинисто-доломитовым заполнением, многочисленны как в пелитоморфных известняках, так и в биокластовых и биогермных разностях (в матриксе между скелетами организмов).

Интерпретация. Эти отложения также накапливались в спокойноводных условиях ниже базиса действия волн, но выше базиса штормовых волн. Ассоциация пород с обилием органогенного материала характерна для средней рампы (Flügel, 2010).

Пачка III (слои 18–22 (нижняя часть); мощность 1.9 м) представлена в нижней части строматолитами/кератолитами с линзами известняковых песчаников (см. рис. 3F). В средней части преобладают известняковые песчаники с единичным слоем известняков биокластовых с пелитоморфным цементом (темпеститы?). В кровле пачки под эрозионной закарстованной поверхностью развиты микробиальные ламиниты.

Строматолит/кератолиты имеют столбчатую (3.0–4.0 см в диаметре, 10 см высотой) (рис. 4А) и куполовидную (0.2 м высотой, 0.4 м шириной) форму. Микроскопически они сложены тонкими (0.5–2.0 мм) ламинами. Строение ламин сложное и представлено пелитоморфной основной массой, пронизанной червячковидными “норами” (до 0.05 мм толщиной) (рис. 4В). Stromatolites с таким специфическим микростроением называются исследователями “кератолитами” (Lee, Riding, 2021; Luo et al., 2022; и др.), которые постулируют их губково-микробное происхождение. Однако Ф. Нойвайлер с соавторами справедливо усом-

нились в такой интерпретации и говорят, что существующих доказательств пока недостаточно для подтверждения таких интерпретаций (Neuweiler et al., 2023). Хотя им предлагается приостановить использование наименования “кератолит” до подтверждения природы соответствующих образований (Neuweiler et al., 2023), авторы этой работы используют данный термин в чисто описательном (а не генетическом) смысле, чтобы подчеркнуть своеобразную микроструктуру. Пространство между строматолит/кератолитами (см. рис. 4А) заполнено интракластами и терригенным кварцем песчаной размерности (до 10–15%).

Известняковые песчаники слагают как отдельные слои, так и желобовидные тела (см. рис. 3F) в слоях строматолит/кератолитов. Они на 60% сложены обломками (0.1–1.0 мм) известняков разной степени окатанности. В составе обломков преобладают фрагменты пелитоморфных известняков с терригенным кварцем и их доломитизированных разностей (иногда вплоть до вторичных доломитов). Органогенный материал (30%) представлен в основном раковинами остракод (0.3–1.0 мм). Осадочный материал связан друзовым спаритовым цементом. В некоторых случаях отмечается тонкая горизонтальная градационная или косая слоистость, обусловленная расположением обломочного материала разного происхождения (терригенного и карбонатного).

Строматолитоподобные известняки (микробиальные ламиниты) в кровле пачки III состоят из тонких слойков (0.2–2.0 мм толщиной). Микроскопически они также характеризуются кератолитовым строением. Границы между кератолитовыми слойками часто эрозионные, с небольшими карманами, в которые “проваливаются” вышележащие ламиниты.

Интерпретация. Отложения, слагающие пачку III, отлагались в крайне мелководных условиях (литераль). К фациям приливно-отливных равнин, по всей видимости, относятся микробиальные ламиниты и строматолит/кератолиты, тогда как известняковые песчаники слагают фации литеральных желобов и мелких сублитеральных отмелей.

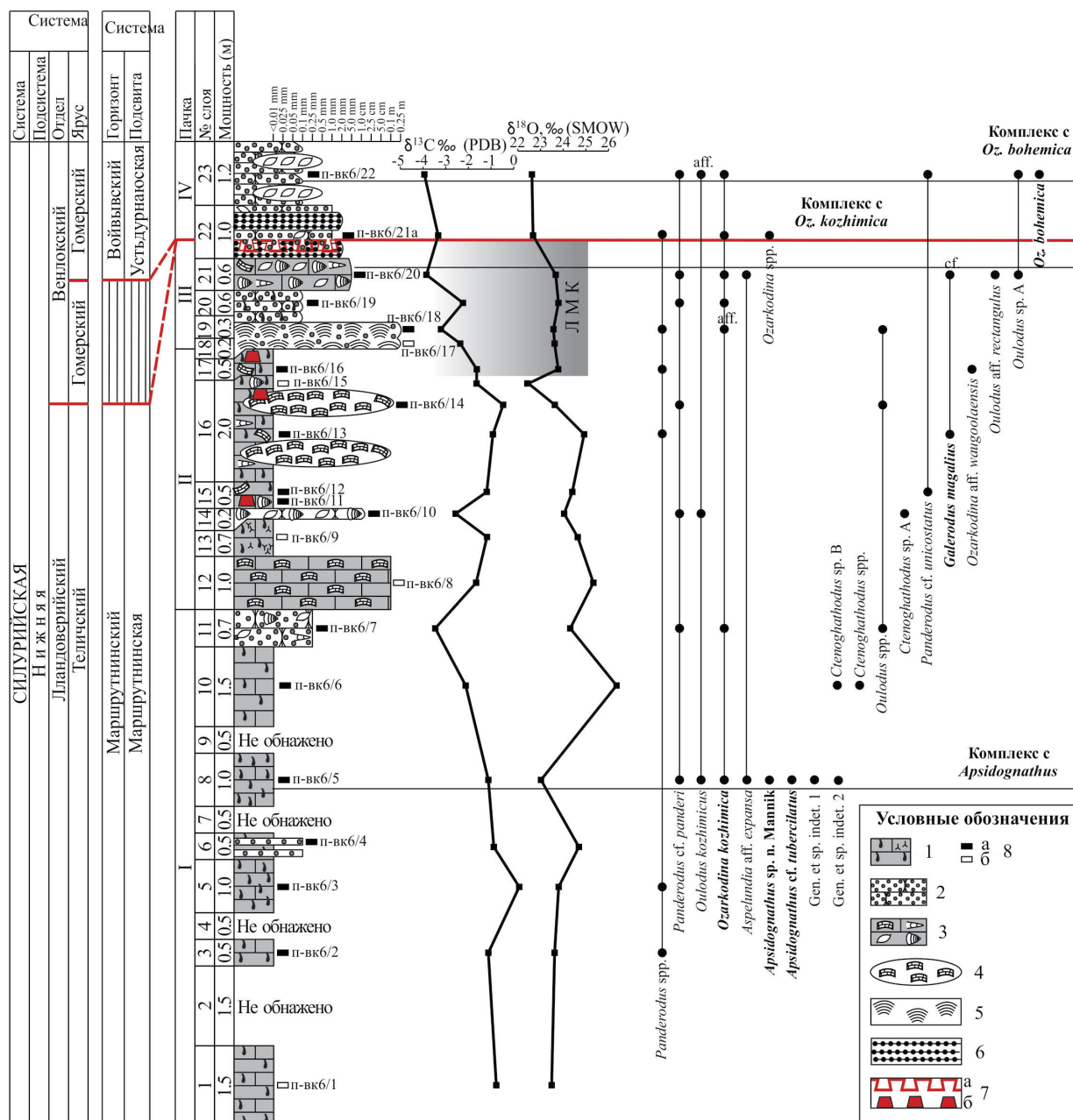


Рис. 2. Литолого-стратиграфическая колонка нижнесилурийских отложений в разрезе П-ВК6 на р. В. Косью и их изотопная характеристика по $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$.

1 – известняки пелитоморфные с глинисто-доломитовыми ходами илоедов (иногда со спикулами губок); 2 – известняковые песчаники, гравелитопесчаники и конгломераты; 3 – известняки биокластовые с пелитоморфным цементом (органические остатки: строматопороиды (вверху слева), ортоцератиды (вверху справа), остракоды (внизу слева), гастроподы (внизу справа)); 4 – известняки биогермные строматопороидные; 5 – известняки строматолит/кератолитовые; 6 – известняковые ламиниты; 7 – поверхности перерыва (а) и палеокарста (б); 8 – точки отбора проб (а – конодонты обнаружены, б – конодонты не обнаружены). ЛМК – линия метеорного кальцита. Стратиграфически важные конодонты выделены жирным шрифтом.

Fig. 2. The lithological-stratigraphical log of the Lower Silurian deposits in the P-VK6 section on the Verkhnyaya Kos'yu River and their isotopic characteristics according to $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$.

1 – lime mudstones with clayey-dolomite burrows (sometimes with sponge spicules); 2 – calcareous sandstones, gravel-sandstones and conglomerates; 3 – bioclastic wacke-packstones (fossils: stromatoporoids (top left), orthoceratods (top right) ostracodes (base left), gastropods (base right)); 4 – stromatopore boundstone; 5 – stromatolite/keratolite limestones; 6 – laminites; 7 – sedimentation break surface (a) and palaeokarst (b); 8 – sampling points (a – conodonts discovered; b – conodonts not found). ЛМК – Meteoric Calcite Line. Stratigraphically important conodonts are shown in bold.

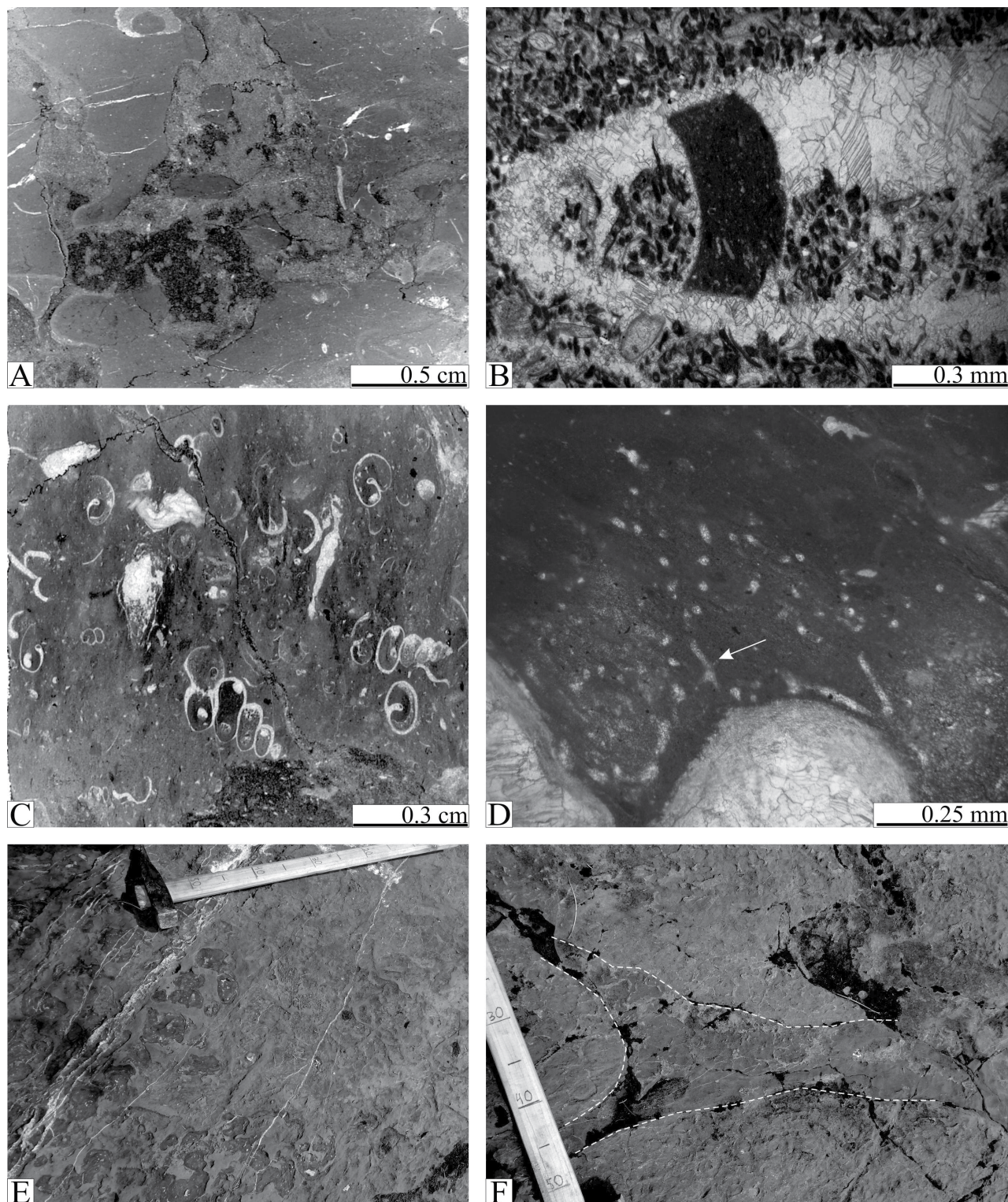
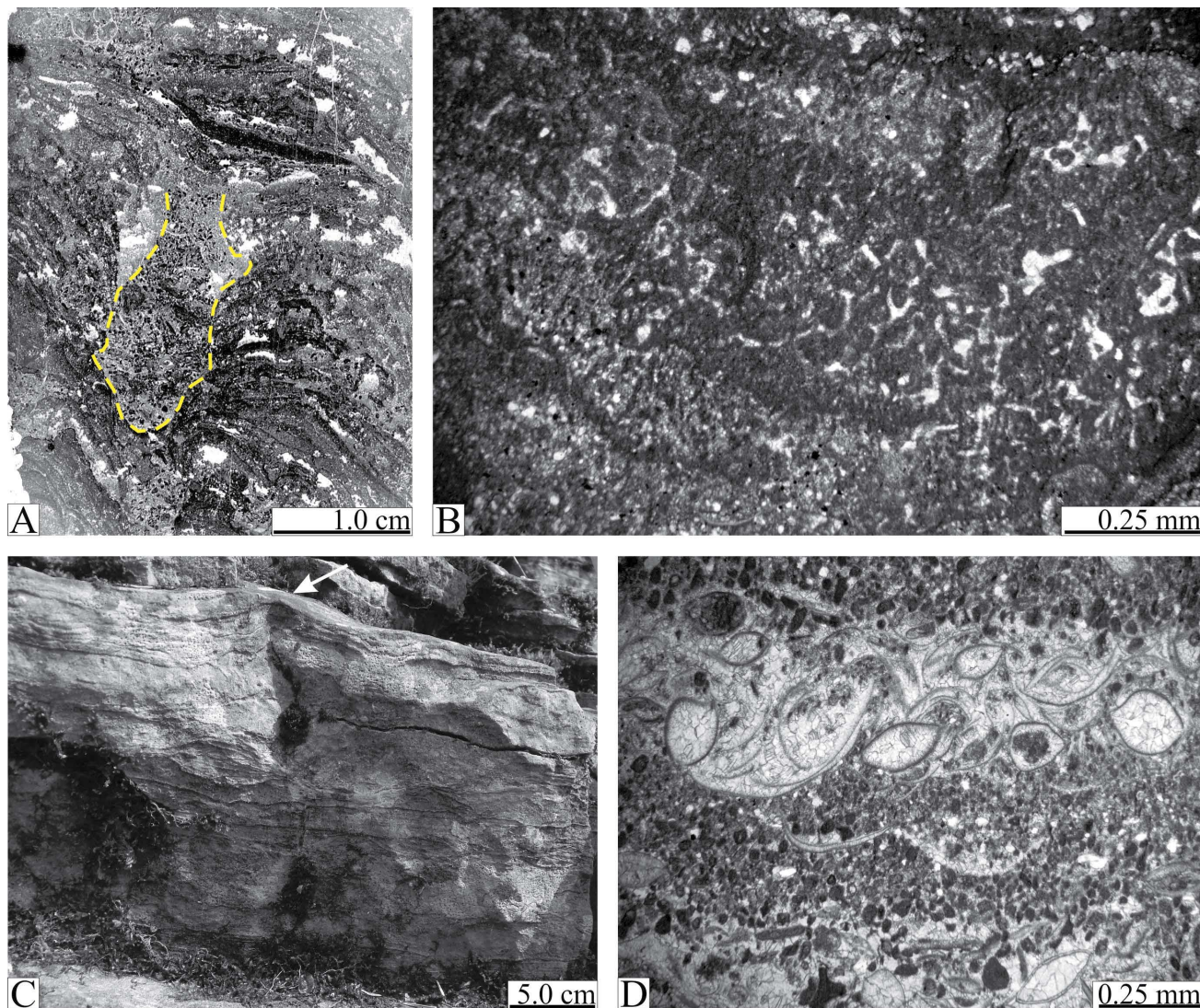


Рис. 3. Основные типы пород разреза П-ВК6.

А. Известняк пелитоморфный с глинисто-доломитовыми ходами илоедов. Шлиф П-ВК6/1-2019. В. Известняковый песчаник с остатками раковины ортоцератиды. Шлиф П-ВК6/7-2019. С. Известняк биокластово-пелитоморфный. Шлиф П-ВК6/116-2019. D. Микритовые (микробиальные) обрастания с кальцитизированными спикулами губок (стрелка) на табулятоморфных кораллах. Шлиф П-ВК6/11с-2019. Е. Биогермные строматопороидные известняки (*слева*), постепенно переходящие в биокластово-пелитоморфные сильно биотурбированные (*справа*) разности. Поверхность слоя 16. Полевое фото. F. Вероятный литоральный канал (очерчено белой штриховой линией), заполненный известняковыми песчаниками, в слое строматолит/кератолитов. Поверхность слоя 19. Полевое фото.

Fig. 3. The main rock types of the P-VK6 section.

A. Lime mudstone with the clayey-dolostone burrows. Thin-section P-VK6/1-2019. B. Calcareous sandstone with orthoceratid shell remains. Thin-section P-VK6/7-2019. C. Bioclastic wackestone. Thin-section P-VK6/11b-2019. D. Micritic (microbial) overgrowths with calcified sponge spicules (arrow) on the tabulate coral. Thin-section P-VK6/11c-2019. E. Stromatoporoid boundstones (*left*), gradually passed into highly bioturbated bioclastic wackestones (*right*). Plane of bed 16. Field photo. F. Probable intertidal channel (highlighted by white dashed line) filled with calcareous sandstones in a stromatolite/keratolite layer. Surface of bed 19. Field photo.

**Рис. 4.** Основные типы пород разреза П-ВК6.

А. Известняк строматолит/кератолитовый. Пространство между столбиками (очерчено желтой штриховой линией) заполнено известняковыми песчаниками. Шлиф П-ВК6/18а-2019. В. Кератолитовая микроструктура, характеризующаяся червеобразными светлыми образованиями в микритовом матриксе. Шлиф П-ВК6/21б-2019. С. Чередование известняковых песчаников и микробных карбонатов (тонкослоистые) с возможными текстурами теппи (белая стрелка). Слой 23. Полевое фото. D. Известняковые песчаники с прослоями остракодовых ракушечников. Шлиф П-ВК6/22-2019.

Fig. 4. The main rock types of the P-VK6 section.

A. Stromatolite/keratolite limestone. The space between the columns (outlined by the yellow dashed line) is filled with calcareous sandstones. Thin-section P-VK6/18a-2019. B. Keratolite microfabric characterized by white vermiform structures in the micritic matrix. Thin-section P-VK6/21b-2019. C. Calcareous sandstones and microbial laminites (thin bedded) alterations with probably tepee structures (white arrow). Bed 23. Field photo. D. Calcareous sandstones with ostracod shellstones intercalation. Thin-section P-VK6/22-2019.

Пачка IV (слои 22–23; мощность 2.0 м) залегает на пачке III со стратиграфическим несогласием (см. подраздел “Биостратиграфический анализ” далее), сопровождающимся поверхностью перерыва. Породы представлены очень тонким (от первых миллиметров до первых сантиметров) неравномерным чередованием известняковых песчаников с тонкой горизонтальной градационной слоистостью и микробиальных ламинитов (см. рис. 4С). Известняковые песчаники более чем на 50% сложены обломками пелитоморфных известняков (0.05–0.10 мм) с примесью (до 10%) терригенного кварца крупноалевритовой размерности. Отмечаются тонкие прослои и линзы (1.0–2.0 мм) остракодовых ракушечников (см. рис. 4D) с единичными раковинами гастропод и вложенных друг в друга ортоцератид. Цемент – друзовый спарит.

Микробиальные карбонаты частью имеют кератолитовое строение, а иногда выглядят как тонкие прослои пелитоморфных известняков. Макроскопически (в слое 23) они имеют вигвамоподобные выпуклости (текстуры *teree*?) (см. рис. 4С).

Интерпретация. Состав пород и текстурные особенности свидетельствуют о накоплении осадков пачки IV в условиях верхней литорали и супралиторали (Flügel, 2010).

ПОВЕРХНОСТЬ ПЕРЕРЫВА И ПАЛЕОКАРСТ

Во время полевых исследований была обнаружена только часть элементов палеокарста, сопряженного с перерывом в осадконакоплении. Сама поверхность была установлена только при камеральной обработке каменного материала, а позднее подтверждена анализом фауны конодонтов.

Поверхность перерыва

Поверхность перерыва в осадконакоплении установлена в нижней части слоя 22 (см. рис. 2). Первоначально в поле этот слой был принят за столчатые строматолитовые постройки. И только при изучении шлифовок и шлифов (рис. 5А) было обращено внимание на то, что отдельные ламины “строматолитов” прослеживаются на одном уровне в разных “столбиках” (см. рис. 5В). Этот факт позволил предположить, что отобранный образец представляет собой закарстованные микробиальные ламиниты. Поверхность перерыва имеет мелкобугристую (высотой до 2.0–3.0 см) поверхность. Ниже нее, в микробиальных ламинитах, также отмечаются каверны неправильной формы размерами от 0.5 мм до 3.0 см. Граница поверхности перерыва и эрозионных карманов с вмещающей породой резкая, с несколько рваными, но сглаженными очертаниями. Микробиальные ламины, таким образом, резко обрываются, а не загибаются книзу, как это обычно бывает у столчатых строматолитов

(см. рис. 4А и 5А, В). Эрозионные карманы заполнены смесью доломитовых и кварцевых зерен (примерно поровну) (0.05–0.10 мм) с более редкими (до 5–10%) обломками микробиальных известняков с кератолитовой микроструктурой (0.2–1.0 мм) и единичными фрагментами остракод и гастропод (до 2.0 мм). Это заполнение в целом сходно с отложениями вышележащего слоя 22.

Палеокарст

Среди элементов, интерпретируемых нами как подземный палеокарст, установлены два типа палеополостей, различающихся по размеру, форме и заполнению.

Элемент типа 1 встречается в слое 17 (см. рис. 2) и характеризуется субвертикальными (см. рис. 5С, D) палеопустотами шириной 0.5–3.0 мм и длиной до 2.0–3.0 см. Внутри них отмечаются две разновидности цементов (см. рис. 5D): 1) ранние гравитационные кальциты с волнистым погасанием; 2) более поздний блоковый спарит. Первый тип цементов слагает тонкие каемки (шириной от <0.05 до 0.2 мм) на “потолках” палеопустот. Блоковый спарит слагает крупные единичные кристаллы, заполняющие оставшуюся часть полостей. Этот тип цемента отличается от друзовых спаритовых цементов, характерных для вмещающих пород, и, возможно, имеет более позднее происхождение (см. рис 3В, D, 4D).

Элемент типа 2 отмечается в слоях 15 и 16. Это более крупные палеопустоты (от 5.0 до 20.0 см) неправильной или трубкообразной формы, заполненные слоистым глинисто-карбонатным осадком (см. рис. 5Е, F). Этот осадок сложен тонкозернистым доломитом с редкими обломками кальцита с волокнистым погасанием. Слоистость обусловлена изменениями состава осадка (слойки по 0.2–5.0 мм): 1) внизу слои (0.2–2.0 мм) с фрагментами обломков пелитоморфных известняков (0.1–0.5 мм) и кристаллов кальцита (0.1–0.4 мм) с волнистым погасанием (обломки здесь имеют корродированные края), матриksom служит доломит с пелитоморфным кальцитом; 2) более толстые (0.4–1.0 мм) слои серого слабуглинистого тонкозернистого (0.025–0.05 мм) доломита, между которым развит пелитоморфный кальцит; 3) сверху темные глинистые слои с очень мелким доломитом (от <0.01 до 0.02 мм). Границы этих пакетов слойков обычно резкие, тогда как между слойками – постепенные.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ С И О ИЗУЧЕННЫХ ПОРОД

Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ изученных пород варьируют в пределах –0.2...–4.0 и 22.4–26.4‰ соответственно (табл. 1). В целом не наблюдается каких-либо хорошо заметных закономерностей соотношений

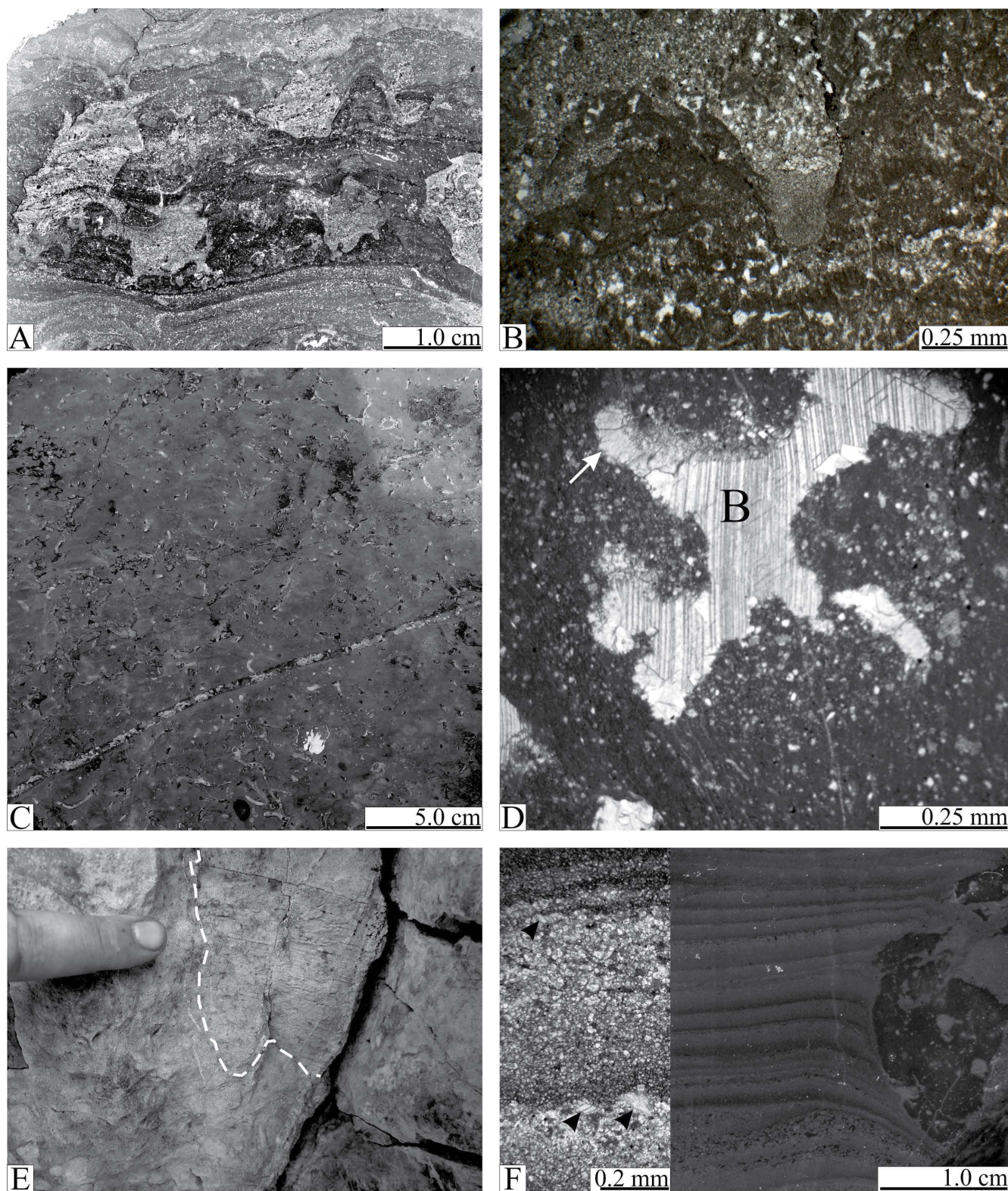


Рис. 5. Поверхность перерыва и палеокарст.

А. Поверхность перерыва с эрозийными карманами и кавернами в микробиальных ламинитах. В. Деталь А. Заметно, что ламинация микробиальных микритовых образований протягивается по разные стороны от эрозийного кармана. Шлиф П-ВК6/216-2019. С. Червеобразные, заполненные цементами, полости в пелитоморфных известняках слоя 17. Полевое фото. D. Полость в пелитоморфном известняке. Стрелка указывает на гравитационные кальциты с волнистым погасанием. В – блоковый спарит, залечивающий полость. Шлиф П-ВК6/16-2019. Е. Палеокарстовая полость, заполненная

слоистым осадком среди биогермных известняков в верхней части слоя 16. Полевое фото. F. Заполнение палеокарстовой полости тонкослоистым глинисто-карбонатным осадком. Стрелками указаны обломки кальцитов с волнистым погасанием. Слева – шлиф П-ВК6/11сл-2019. Справа – пришлифовка. Обр. П-ВК6/11сл-2019.

Fig. 5. The sedimentation break surface and palaeokarst.

A. Break surface with erosional pockets and voids in the microbial laminites. B. Details of A. It is noticeable that the micritic microbial lamination extends on opposite sides of the erosional pockets. Thin-section P-VK6/21b-2019. C. Fenestral-like voids filled with cements in the lime mudstones of the bed 17. Field photo. D. Void in the lime mudstone. The arrow point to pendand calcites with wavy extinction. bc – blocky sparite that occluding the void. Thin-section P-VK6/16-2019. E. Palaeokarst cavity filled with laminated sediment among boundstones in the bed 16 top. Field photo. F. The palaeokarst void filled with laminated clayey-carbonate sediment. Arrows indicate calcite fragments with wavy extinction. Left – thin section P-VK6/11sl-2019. Right – slab. Sample P-VK6/11sl-2019.

Таблица 1. Значения $\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) и $\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW) для пород разреза П-ВК6, р. В. Косью, Северный Урал

Table 1. $\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) and $\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW) values for rocks of the P-VK6 section, Verkhnya Kos'yu River, Northern Urals

№ обр.	Пачка	Слой	Тип породы	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰
п-вк6/1	I	1	Известняк пелитоморфный с глинисто-доломитовыми ходами илоедов	−0.8	23.5
п-вк6/2		3	То же	−1.0	23.6
п-вк6/3		4	—“—	−0.2	23.8
п-вк6/4		6	Известняковый песчаник	−0.9	24.7
п-вк6/5		8	Известняк пелитоморфный с глинисто-доломитовыми ходами илоедов	−1.1	23.0
п-вк6/6		10	То же	−2.1	26.4
п-вк6/7		11	Известняковый песчаник	−3.5	24.3
п-вк6/8	II	12	Известняк биокластовый с пелитоморфным цементом	−1.7	25.3
п-вк6/9		13	Известняк биогермный с пелитоморфным цементом	−1.2	24.6
п-вк6/10		14	Известняковый песчаник	−2.6	24.0
п-вк6/11		15	Известняк биокластовый с пелитоморфным цементом	−1.2	24.4
п-вк6/11сл		15	Заполнение палеокарста типа 2	−2.0	25.9
п-вк6/12		15	Известняк пелитоморфный с глинисто-доломитовыми ходами илоедов	−0.7	24.3
п-вк6/13		16	Известняк биокластовый с пелитоморфным цементом	−0.9	24.9
п-вк6/14		16	Известняк биогермный с пелитоморфным цементом	−0.5	23.6
п-вк6/15		16	Заполнение палеокарста типа 2	−1.6	22.4
п-вк6/16		17	Известняк пелитоморфный с глинисто-доломитовыми ходами илоедов	−1.6	23.8
п-вк6/17	III	18	Известняк строматолит/кератолитовый	−2.4	23.6
п-вк6/18		19	Известняковый песчаник	−3.6	23.6
п-вк6/19		20	То же	−2.2	23.8
п-вк6/20		21	Известняк биокластовый с пелитоморфным цементом	−3.9	23.7
п-вк6/21a	IV	22	Микробиальный ламинит с закарстованной поверхностью	−3.3	22.6
п-вк6/22		23	Известняковый песчаник	−4.0	22.6

стабильных изотопов C и O от типов пород. Однако здесь важно отметить, что породы выше уровня перерыва в осадконакоплении (обр. п-вк6/21 и п-вк6/22) имеют более легкие $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, а породы части разреза непосредственно ниже него (обр. п-вк6/16–п-вк6/20) характеризуются несколько

более легкими, но значительно варьирующими $\delta^{13}\text{C}$ (−3.9...−1.6‰) и однообразными значениями $\delta^{18}\text{O}$ (23.6–23.8‰). Породы нижней части разреза (пачки I–II; обр. п-вк6/1–п-вк6/14) имеют изменчивые $\delta^{13}\text{C}$ (−3.5...−0.2‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (23.0–26.4‰). Заполнение элементов палеокарста типа 2 характеризуются

ется $\delta^{13}\text{C}$ -2.0‰ – -1.6‰ , что в целом значительно легче значений вмещающих их пород на 0.8‰ – 1.1‰ , но они имеют существенный “разлет” по $\delta^{18}\text{O}$ (22.4 и 25.9‰).

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ПО КОНОДОНТАМ

Конодонты из отложений нижнего силура р. В. Косью изучены впервые. По таксономическому составу в разрезе выделена последовательность из трех различных комплексов конодонтов. Первые элементы встречены на 3 м выше основания разреза (слои 3–6) и представлены *Panderodus* Eittington и *Aspelundia* Savage.

В интервале верхняя часть пачки I – пачка III установлен относительно разнообразный комплекс с *Apsidognathus* sp. n. Männik (см. рис. 2). Совместное присутствие в составе комплекса видов *Apsidognathus* sp. n. Männik (рис. 6, фиг. 5) и *Galerodus magalius* Melnikov (см. рис. 6, фиг. 3а, б; 6а, б) указывает на принадлежность вмещающих отложений к маршрутинскому горизонту телического яруса (Männik et al., 2000).

Сходные по таксономическому составу комплексы, в составе которых встречаются виды *Apsidognathus* cf. *tuberculatus* Walliser (см. рис. 6, фиг. 4), *Apsidognathus* sp. n. Männik, *Ozarkodina kozhimica* Melnikov (см. рис. 6, фиг. 2а, б) и *Oulodus kozhimicus* Melnikov, известны из маршрутинского горизонта западного склона Приполярного Урала (Жемчугова и др., 2001; Соколова, 2022), гряды Чернышева (Шебошкин, Мянник, 2014), из I и II пачек лландоверийско-венлокского интервала на гряде Чернова (Безносова и др., 2014) и средней свиты телического яруса архипелага Северная Земля (Männik et al., 2009).

Конодонты из отложений, непосредственно подстилающих эрозионную поверхность, в настоящий момент не установлены.

В основании пачки IV, над эрозионной поверхностью, установлен крайне обедненный по таксономическому составу комплекс с *Ozarkodina kozhimica* Melnikov. Нижняя граница комплекса не определена и ограничена поверхностью перерыва в осадконакоплении.

В составе третьего комплекса в средней части пачки IV совместно с региональным видом *Oz. kozhimica* Melnikov определен вид широкого географического распространения *Ozarkodina bohemica* (Walliser), представленный единичной ювенильной формой (см. рис. 6, фиг. 1а, б).

Появление, расцвет и вымирание регионально-го вида *Oz. kozhimica* Melnikov связаны с Тимано-Североуральским палеобассейном. Наиболее древние находки этого таксона установлены в верхней части филиппельского горизонта лландоверийского отдела (Sokolova, 2018). Широкое распростра-

нение *Oz. kozhimica* Melnikov характеризует отложения войвывского горизонта венлокского отдела (Мельников, 1999). Последние находки *Oz. kozhimica* Melnikov известны в основании падимейтовисского горизонта лудловского отдела силура немногим выше первых находок зональных брахиопод *Greenfieldia uberis* T. Modzelevskaya (Matveev et al., 2020; Матвеев, Безносова, 2023).

Развитие второго вида *Ozarkodina bohemica* (Walliser) не связано с Тимано-Североуральским регионом, и его появление здесь, предположительно, определяется периодами трансгрессий. Наиболее древние экземпляры *Oz. bohemica* (Walliser) известны из зоны *Ozarkodina sagitta sagitta* (верхи шейнвудского яруса и нижняя часть гомерского яруса) о-ва Готланд (Jeppsson, 1997). Широкое распространение вид получает с середины гомерского яруса венлокского отдела (Calner, Jeppsson, 2003), пересекает границу венлок – лудлов и встречается в нижней части лудловского яруса вплоть до конодонтовой интервал-зоны *Kockelella variabilis variabilis* включительно (Slavik, 2014). В Тимано-Североуральском регионе находки элементов этого вида известны в составе лудловского комплекса конодонтов с *Oz. densidentata* Viira и *Wurmiella* cf. *excavata* (Branson et Mehl) из разреза р. Падимейтивис гряды Чернова (Антропова, Соколова, 2016; коллекция ИГ ФИЦ КомиНЦ УрО РАН № 716).

С учетом изложенных данных пачка IV по совместным находкам *Oz. kozhimica* Melnikov и *Oz. bohemica* (Walliser) отнесена к войвывскому горизонту. Возраст отложений датирован как поздне-венлокский (гомерский).

В образцах, представляющих заполнение палеокарста, конодонтовые элементы или не обнаружены (обр. П-ВК 6/15) или представлены единичными экземплярами родов *Panderodus* Eittington и *Ozarkodina* Branson et Mehl (обр. П-ВК 6/11сл.), не определимых до вида.

ОБСУЖДЕНИЕ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Обнаруженная поверхность перерыва в осадконакоплении (слой 21) и самые нижние элементы подземного палеокарста в слое 15 позволяют предположить, что глубина растворения карбонатных пород составляла не менее 5 м. Однако сначала необходимо обсудить время формирования перерыва.

Время перерыва в осадконакоплении

Биостратиграфический анализ показывает, что карстованию подверглись породы маршрутинского горизонта телического яруса (см. рис. 2). Небольшая видимая мощность отложений (~ 2.0 м), перекрывающих эрозионную поверхность, с признаками палеокарста и одновременное присутствие

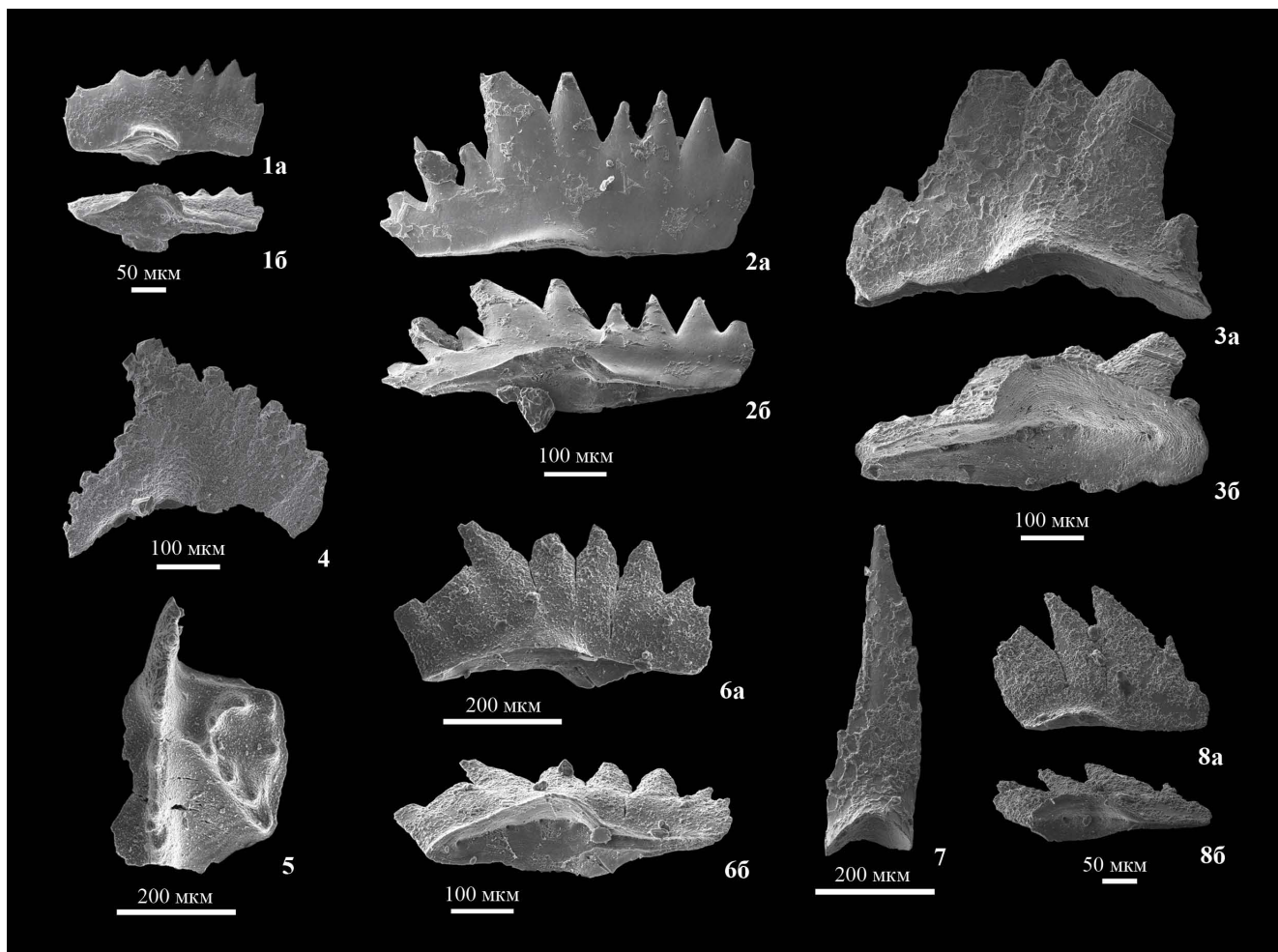


Рис. 6. Стратиграфически важные виды конодонтов из пограничных отложений маршрутинского горизонта лландоверийского отдела и войвывского горизонта венлокского отдела разреза П-ВК 6 р. В. Косью. Музейная коллекция № 730.

Фиг. 1 – *Ozarkodina bohémica* (Walliser, 1964), обр. П-ВК 6/22: 1а – Ра-элемент, вид сбоку, 1б – вид со стороны базальной полости, музейный номер 730/2; фиг. 2 – *Ozarkodina kozhimica* Melnikov, 1999, обр. П-ВК 6/22: 2а – Ра-элемент, вид сбоку, 2б – вид со стороны базальной полости, музейный номер 730/3; фиг. 3 – *Galerodus* cf. *magalius* Melnikov, 1987, обр. П-ВК 6/20: 3а – Рb-элемент, вид сбоку, 3б – вид со стороны базальной полости, музейный номер 730/11; фиг. 4 – *Apsidognathus* cf. *tuberculatus* Walliser, 1964, обр. П-ВК 6/5: Рb-элемент, вид сбоку, музейный номер 730/29; фиг. 5 – *Apsidognathus* sp. n. Männik, обр. П-ВК 6/5: Ра-элемент, вид сверху, внешняя часть платформы частично обломана, музейный номер 730/35; фиг. 6 – *Galerodus magalius* Melnikov, 1987, обр. П-ВК 6/13: 6а – Ра-элемент, вид сбоку, 6б – вид со стороны базальной полости, музейный номер 730/34; фиг. 7 – Gen. et sp. indet., обр. П-ВК 6/5, конусовидный-элемент, вид с внутренней стороны, музейный номер 730/27; фиг. 8 – Gen. et sp. indet., обр. П-ВК 6/5, листовидный элемент, 8а – вид сбоку, 8б – вид со стороны базальной полости, музейный номер 730/28.

Fig. 6. Stratigraphically important conodont species from boundary deposits throughout the Marshrut regional stage of the Llandovery and Vojvyv regional stage of the Wenlock from the P-VK6 section, Verkhnya Kos'yu River. Museum collection No. 730.

1 – *Ozarkodina bohémica* (Walliser, 1964), sample P-VK6/22: 1a – Pa-element, side view, 1b – view from the basal cavity, museum no. 730/2; 2 – *Ozarkodina kozhimica* Melnikov, 1999, sample P-VK6/22: 2a – Pa-element, side view, 2b – view from the basal cavity, museum no. 730/3; 3 – *Galerodus* cf. *magalius* Melnikov, 1987, sample P-VK6/20: 3a – Pb-element, side view, 3b – view from the basal cavity, museum no. 730/11; 4 – *Apsidognathus* cf. *tuberculatus* Walliser, 1964, sample P-VK6/5: Pb-element, side view, museum no. 730/29; 5 – *Apsidognathus* sp. n. Männik, sample P-VK6/5: Pa-element, top view, the outer part of the platform is partially broken, museum no. 730/35; 6 – *Galerodus magalius* Melnikov, 1987, sample P-VK6/13: 6a – Pa-element, side view, 6b – view from the basal cavity, museum no. 730/34; 7 – Gen. et sp. indet., sample P-VK6/5, cone-shaped element, view from the inside, museum no. 730/27; 8 – Gen. et sp. indet., sample P-VK6/5, leaf-shaped element: 8a – side view, 8b – view from the basal cavity, museum no. 730/28.

видов *Oz. kozhimica* Melnikov и *Oz. bohemica* (Walliser) позволяют предположить отсутствие в изученном разрезе отложений по крайней мере шейнвудского яруса венлокского отдела.

Так, мощность отложений венлокского возраста в стратотипическом разрезе войвывского горизонта в бассейне р. Щугор на западном склоне Урала составляет 62 м (Безносова и др., 2016), в полном мелководном разрезе венлока на р. Изъяю гряды Чернышева – 30 м (Шебошкин, Мянник, 2014; Шебошкин, 2023). В бассейне р. Кожым западного склона Приполярного Урала, где установлен перерыв в осадконакоплении на границе лландоверии и венлока, мощность отложений венлокского возраста составляет ~50 м (Безносова, 2008).

Детальные литологические и геохимические исследования разреза венлока на р. Изъяю гряды Чернышева показали, что самыми мелководными являются отложения шейнвудского яруса (Шебошкин, 2023). Этот факт, а также отсутствие нижневенлокских отложений на западном склоне Приполярного Урала (Безносова и др., 2020; Безносова, Матвеев, 2024) регистрирует снижение относительного уровня моря в это время. По всей видимости, установленный в настоящей работе перерыв в осадконакоплении также был связан с этим событием.

Изотопные индикаторы перерыва в осадконакоплении

Поверхность перерыва в осадконакоплении, как было показано, имеет бугристую поверхность с эрозионными карманами. Эта поверхность подчеркивается также изотопными данными. Дж.Р. Аллан и Р.К. Мэттьюс (Allan, Matthews, 1982) при изучении изотопных сигнатур под важными субэразальными поверхностями разного возраста (карбон, мел) установили следующую закономерность: изменчивость значений $\delta^{13}\text{C}$ при неизменных значениях $\delta^{18}\text{O}$. Впоследствии К. Лохманн (Lohmann, 1988) назвал этот тренд линией метеорного кальцита (Meteoritic Calcite Line), которая охватывает большинство вариаций, представленных в системе метеорных вод. Так как состав метеорных вод может варьировать как географически, так и со временем, обладая уникальными значениями, $\delta^{18}\text{O}$ линии метеорного кальцита для каждого разреза и изученной локации определяется отдельно (Lohmann, 1988). Им же была предложена закономерность обратной (inverted) 'J', описывающая диагенетический путь метеорного диагенеза (Lohmann, 1988), где более утяжеленные $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ будут близки к первичным значениям осадка.

Применительно к разрезу П-ВК6 предполагаемая линия метеорного кальцита (рис. 7, ЛМК) хорошо определяется непосредственно ниже уста-

новленной поверхности перерыва (слои 17–21, см. рис. 2). Этот интервал характеризуется изменчивыми значениями $\delta^{13}\text{C}$ (–3.9...–1.6‰) и однообразными – $\delta^{18}\text{O}$ (23.6–23.8‰). Однако в целом по разрезу тренд типа обратной 'J' заметен слабо. На рис. 7 он выделен с достаточной долей условности, так как $\delta^{18}\text{O}$ ЛМК несколько тяжелее ожидаемых.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, во время исследований установлено следующее.

1. Впервые в разрезе западного склона Северного Урала (разрез р. В. Косью, бассейн р. Илыч) литологическими, палеонтологическими и геохимическо-изотопными методами обоснован ранневенлокский перерыв в осадконакоплении. Диапазон перерыва по совместным находкам *Ozarkodina kozhimica* Melnikov и *Ozarkodina bohemica* (Walliser) в перекрывающих отложениях предположительно соответствует объему шейнвудского яруса венлокского отдела. Этот вывод согласуется с данными из более северных разрезов (западный склон Приполярного Урала, гряда Чернышева), изученных ранее другими авторами.

2. В строении разреза П-ВК6 на р. В. Косью, бассейн верхнего течения р. Илыч, выделены четыре пачки, отвечающие постепенному падению относительного уровня моря (пачки I–III), перерыву в осадконакоплении и развитию палеокарста, а также покрывающие их отложения литорали и супралиторали (пачка IV).

3. Биостратиграфический анализ показал, что карстованию подверглись отложения маршрутинского горизонта лландоверийского отдела, что устанавливается по присутствию родов конодонтов *Apsidognathus* Walliser и *Galerodus* Melnikov. Отложения войвывского горизонта венлокского отдела перекрывающие поверхность перерыва палеокарста включают поздневенлокский комплекс конодонтов с *Ozarkodina bohemica* (Walliser) и *Ozarkodina kozhimica* Melnikov.

4. Поверхность перерыва представляет собой изрезанную и бугристую поверхность микробиальных ламинитов. Развитие палеокарста интерпретируется из нахождения субвертикальных палеополостей с остатками ранних гравитационных цементов с волокнистым погасанием. Они отмечаются на глубине до 2.5 м ниже поверхности перерыва, тем самым отмечая вероятную глубину вадозной зоны. Литологические наблюдения также подтверждаются изотопными данными: изменчивые значения $\delta^{13}\text{C}$ (–3.9...–1.6‰) и неизменные значения $\delta^{18}\text{O}$ (23.6–23.8‰) ниже поверхности перерыва повторяют линию метеорного кальцита – одну из универсальных изотопных закономерностей, позволяющих успешно диагностировать вадозный диагенез.

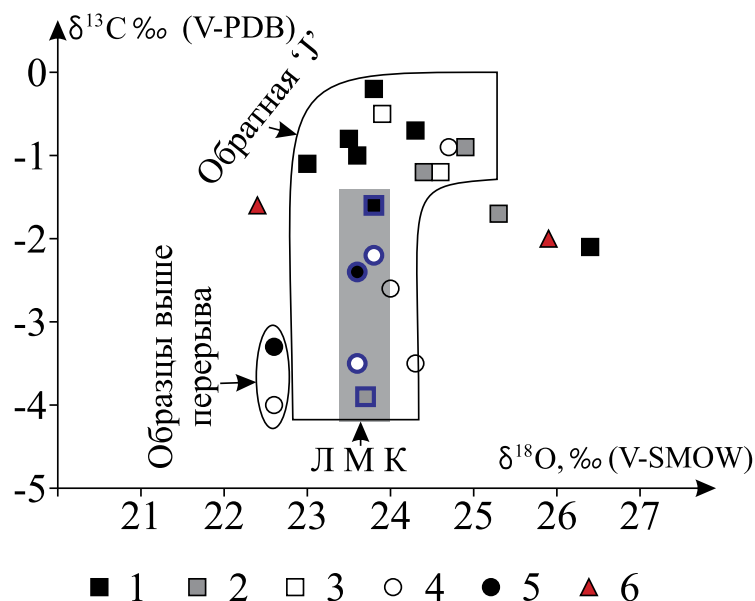


Рис. 7. График значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ нижнесилурийских пород в разрезе П-ВК6, р. В. Косью, Северный Урал.

1 – известняк пелитоморфный с глинисто-доломитовыми ходами илоедов; 2 – известняк биокластовый с пелитоморфным цементом; 3 – известняк биогермный с пелитоморфным цементом; 4 – известняковый песчаник; 5 – строматолит/кератолит; 6 – заполнение элементов палеокарста типа 2. Значки с синей жирной окантовкой – образцы из разреза непосредственно ниже палеокарста (предполагаемой метеорной зоны).

Fig. 7. Graph of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of the Lower Silurian rocks of the P-VK6 section, Verkhnyaya Kos'yu River, Northern Urals.

1 – lime mudstones with clayey-dolostone burrows; 2 – bioclastic wacke-packstones; 3 – boundstones with micritic matrix; 4 – calcareous sandstones; 5 – stromatolite/keratolite; 6 – paleokarst features fill of type 2. Icons with blue bold rims are samples from the interval immediately below the palaeokarst (putative meteoric zone).

5. В нижней части развития палеокарстовых полостей (до 5.0 м ниже поверхности перерыва) отмечается заполнение внутренними осадками. Эти осадки представляют собой большей частью нерастворимый остаток вмещающих пород: глинистые минералы, доломиты, конодонты, с незначительной примесью обломков ранних гравитационных цементов с волнистым погасанием и мелких фрагментов пелитоморфных известняков.

Благодарности

Во время полевых исследований неоценимую помощь оказали С.Т. Неверов и В.М. Михайлов. Качественная съемка конодонтовых элементов на электронном микроскопе была проведена В.А. Радаевым и И.Л. Потаповым. Анализ изотопного состава С и О был сделан И.В. Смолевой. Всем этим лицам авторы выражают свою благодарность. Кроме того, авторы глубоко признательны А.И. Антошкиной, Т.В. Майдль, А.В. Журавлеву, А.Н. Сандуле и А.Н. Шадрину за консультации, рекомендации и сомнения. Это значительно помогло при работе со статьей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 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.
- Антропова Е.В., Соколова Л.В. (2016) Новые данные о силурийских строматопороидеях и конодонтах разреза р. Падиметывис (поднятие Чернова). *Структура, вещество, история литосферы Тимано-Северорусского сегмента: материалы 25-й науч. конф.* Сыктывкар: Геопринт, 1-7.
- Безносова Т.М. (2008) Сообщества брахиопод и био-стратиграфия верхнего ордовика, силура и нижнего девона северо-восточной окраины палеоконтинента Балтия. Екатеринбург: УрО РАН, 217 с.
- Безносова Т.М., Лукин В.Ю. (2009) Войвывский горизонт – новое стратиграфическое подразделение. *Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: материалы XV Геол. съезда Республики Коми. Т. II.* Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 15-18.
- 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>
- Безнослова Т.М., Мянник П. (2005) Граница лландовери и венлока на севере палеоконтинента Балтия. *Докл. АН*, **401**(5), 1-4.
- Безнослова Т.М., Лукин В.Ю., Мянник П. (2016) Возраст горизонтов нижнего силура Европейского Северо-Востока. *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, **263**(11), 10-14. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2016-11-10-14>
- 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*, **46**(6), 75-89. <https://doi.org/10.19110/1994-5655-2020-6-75-89>
- Безнослова Т.М., Мянник П., Майдль Т.В., Лукин В.Ю., Матвеев В.А. (2014) Условия осадконакопления и биота на рубеже лландовери и венлока (поднятие Чернова). *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, **231**(3), 14-18.
- Беляева Н.В., Юдин В.В., Корзун А.Л., Беляев А.А., Родыгин В.Р., Гринько Т.Г., Безнослова Т.М., Антошкина А.И., Михайлова З.П., Степанчук Я.В. (1997) Глубинное строение западного склона Урала в районе Сочинской антиклинали (по данным бурения параметрической скважины 1-Верхняя Сочь). Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 80 с.
- Варсанюфьева В.А. (1940) Геологическое строение территории Печоро-Илычского государственного заповедника. *Тр. Печоро-Илычского гос. заповедника*, вып. 1, 5-214.
- Жемчугова В.А., Мельников С.В., Данилов В.Н. (2001) Нижний палеозой Печорского нефтегазоносного бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). М.: Академия горных наук, 110 с.
- Иванов К.С. (1987) Методы поисков и выделения конодонтов. Методические рекомендации. Свердловск, УНЦ АН СССР, 117 с.
- Матвеев В.А., Безнослова Т.М. (2023) Характеристика отложений верхнего венлока и нижнего лудлова в опорном разрезе силура на поднятии Чернова (Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция). *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, **18**(4). https://doi.org/10.17353/2070-5379/46_2023
- Мельников С.В. (1999) Конодонты ордовика и силура Тимано-Североуральского региона. СПб.: ВСЕГЕИ, 136 с.
- Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой) (1994) (Сост. Н.Я. Анцыгин). Екатеринбург. 95 с.
- Опорные разрезы верхнего силура и нижнего девона Приполярного Урала (1983) (Отв. ред. В.С. Цыганко, В.А. Черных). Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 74 с.
- Опорные разрезы верхнего ордовика и нижнего силура Приполярного Урала (1987) (Отв. ред. В.С. Цыганко, В.А. Черных). Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1987, 94 с.
- Соколова Л.В. (2022) Конодонты лландовери (нижний силур) обнажения 229 на р. Кожым (западный склон Приполярного Урала). *Региональная геология и металлогения*, **91**, 45-51. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2022_91_45-51
- Шеболкин Д.Н. (2023) Особенности состава, строения и условий формирования венлокских отложений южной части гряды Чернышева (Тимано-Североуральский регион). *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, **18**(1). https://doi.org/10.17353/2070-5379/9_2023
- Шеболкин Д.Н., Мянник П. (2014) Венлокские отложения южной части гряды Чернышева (Тимано-Североуральский регион). *Литосфера*, (1), 33-40.
- Юдин В.В. (1983) Варискиды Северного Урала. Л.: Наука, 173 с.
- Юдин В.В. (1994) Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ "Наука", 286 с.
- Allan J.R., Matthews R.K. (1982) Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, **29**, 797-817.
- Calner M., Jeppsson L. (2003) Carbonate platform evolution and conodont stratigraphy during the middle Silurian Mulde Event, Gotland, Sweden. *Geol. Mag.*, **140**(2), 173-203. <https://doi.org/10.1017/S0016756802007070>
- Flügel E. (2010) Microfacies of Carbonate Rocks, analysis, interpretation and application. Berlin: Springer, 984 p.
- Jeppsson L. (1997) A new latest Telychian, Sheinwoodian and Early Homerian (Early Silurian) Standard Conodont Zonation. *Transactions Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **88**, 91-114.
- Lee J.-H., Riding R. (2021) Keratolite-stromatolite consortia mimic domical and branched columnar stromatolites. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **571**, 110288. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110288>
- Lohmann K.C. (1988) Geochemical Patterns of Meteoric Diagenesis System and their Application to studies of Paleokarst. *Paleokarst*. Berlin; Heidelberg; New York; London; Paris; Tokyo; Hong Kong: Springer Verlag, 58-80.
- Luo C., Pei Y., Richoz S., Li Q., Reitner J. (2022) Identification and Current Palaeobiological Understanding of "Keratosa"-Type Nonspicular Demosponge Fossils in Carbonates: With a New Example from the Lowermost Triassic, Armenia. *Life*, **12**, 1348. <https://doi.org/10.3390/life12091348>
- Männik P., Antoshkina A.I., Beznosova T.M. (2000) The Llandovery-Wenlock boundary in the Russian Arctic. *Proc. Estonian Academy of Sciences. Geology*, **49**(2), 104-112.
- Männik P., Bogolepova O.K., Põldevere A., Gubanov A.P. (2009) New data on Ordovician-Silurian conodonts and stratigraphy from the Severnaya Zemlya Archipelago, Russian Arctic. *Geol. Mag.*, **146**(4), 497-516.
- Matveev V.A., Beznosova T.M., Gömze L.A. (2020) Wenlock-Ludlow boundary sediments on Chernov uplift (Arctic region of Russia). *Épito anyag – J. Silicate Based and Composite Materials*, **72**(5), 169-173. <https://doi.org/10.14382/epitoanyag-jsbcm.2020.28>
- Neuwieler F., Kershaw S., Boulvain F., Matysik M., Sendino C., McMeamin M., Munnecke A. (2023) Keratose sponges in ancient carbonates - A problem of interpretation. *Sedimentology*, **70**, 927-969. <https://doi.org/10.1111/sed.13059>
- Slavik L. (2014) Revision of the conodont zonation of the Wenlock-Ludlow boundary in the Prague Synform. *Estonian J. Earth Sci.*, **63**(4), 305-311. <https://doi.org/10.3176/earth.2014.35>
- Sokolova L.V. (2018) The Early Silurian Ozarkodina kozhimica group (Conodonta) from the Subpolar Urals.

Vestnik of Institute of Geology of Komi Science Center of Ural Branch RAS, **286**(10), 30-34. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-10-30-34>

REFERENCES

- Allan J.R., Matthews R.K. (1982) Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, **29**, 797-817.
- Antoshkina A.I., Afanas'ev A.K., Beznosova T.M. (1989) New stratigraphic scheme of the Upper Ordovician and Silurian of the north of the Urals (Yelets zone). Syktyvkar, Komi NTs UrO AN SSSR, 16 p. (In Russ.)
- Antropova E.V., Sokolova L.V. (2016) New data on the Silurian stromatoporoids and conodonts of the Padymejtyvis River section (Chernov Uplift). *Structure, matter, history of the lithosphere of the Timan-Northern Urals segment. Materials of the 25th scientific conference*. Syktyvkar, Geoprint, 1-7. (In Russ.)
- Belyaeva N.V., Yudin V.V., Korzun A.L., Belyaev A.A., Rudygin V.R., Grin'ko T.G., Beznosova T.M., Antoshkina A.I., Mikhailova Z.P., Stepanchak Ya.V. (1997) Deep structure of the western slope of the Urals in the Soch'inskaya anticline (according to parametric well 1-Verkhnyaya Soch' drilling). Syktyvkar, IG Komi NTs URO RAN, 80 p. (In Russ.)
- Beznosova T.M. (2008) Brachiopod communities and biostratigraphy of the Upper Ordovician, Silurian and Lower Devonian of the northerneastern margin of the Baltica palaeocontinent. Ekaterinburg, UrO RAN, 2017 p. (In Russ.)
- Beznosova T.M., Lukin V.Yu. (2009) Vojvyv regional stage - a new stratigraphic division. *Geology and mineral resources of the European North-East of Russia: Materials of the XV Geological Congress of the Komi Republic. V. II*. Syktyvkar, IG Komi NTc UrO RAN, 15-18. (In Russ.)
- Beznosova T.M., Matveev V.A. (2024) Stratotypic section of the Wenlockian Vojvyv horizon (western slope of the Subpolar Urals). *Lithosphere (Russia)*, **24**(1), 81-97. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-81-97>
- Beznosova T.M., Männik P. (2005) The Llandovery and Wenlock boundary in the north of the Baltic paleocontinent. *Dokl. AN*, **401**(5), 1-4. (In Russ.)
- Beznosova T.M., Lukin V.Yu., Mannik P. (2016) Age of horizons of the Lower Silurian of the European Northeast. *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, **263**(11), 10-14. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2016-11-10-14>. (In Russ.)
- Beznosova T.M., Matveev V.A., Shamsytdinova L.L. (2020) New data on stratigraphy and an updated correlation scheme for the Upper Ordovician and Silurian of the Timan-Pechora oil and gas province and the northern Urals. *Izv. Komi NTs UrO RAN. Ser.: Nauki o Zemle*, **46**(6), 75-89. <https://doi.org/10.19110/1994-5655-2020-6-75-89>. (In Russ.)
- Beznosova T.M., Männik P., Maydl' T.V., Lukin V.Yu., Matveev V.A. (2014) Depositional conditions and biota at the Llandovery/Wenlock boundary. *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, **231**(3), 14-18. (In Russ.)
- Calner M., Jeppsson L. (2003) Carbonate platform evolution and conodont stratigraphy during the middle Silurian Mulde Event, Gotland, Sweden. *Geol. Mag.*, **140**(2), 173-203. <https://doi.org/10.1017/S0016756802007070>
- Explanatory note to the stratigraphic scheme of the Urals (Precambrian, Paleozoic) (1994) (Ed. by N.Ya. Antsygin). Ekaterinburg. 95 p. (In Russ.)
- Flügel E. (2010) Microfacies of Carbonate Rocks, analysis, interpretation and application. Berlin, Springer, 984 p.
- Ivanov K.S. (1987) Methods for searching and isolating conodonts. Guidelines. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 117 p. (In Russ.)
- Jeppsson L. (1997) A new latest Telychian, Sheinwoodian and Early Homerian (Early Silurian) Standard Conodont Zonation. *Transactions Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **88**, 91-114.
- Lee J.-H., Riding R. (2021) Keratolite-stromatolite consortia mimic domical and branched columnar stromatolites. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **571**, 110288. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110288>
- Lohmann K.C. (1988) Geochemical Patterns of Meteoric Diagenesis System and their Application to studies of Paleokarst. *Paleokarst*. Berlin; Heidelberg; New York; London; Paris; Tokyo; Hong Kong, Springer Verlag, 58-80.
- Luo C., Pei Y., Richoz S., Li Q., Reitner J. (2022) Identification and Current Palaeobiological Understanding of "Keratosa"-Type Nonspicular Demosponge Fossils in Carbonates: With a New Example from the Lowermost Triassic, Armenia. *Life*, **12**, 1348. <https://doi.org/10.3390/life12091348>
- Männik P., Antoshkina A.I., Beznosova T.M. (2000) The Llandovery-Wenlock boundary in the Russian Arctic. *Proc. Estonian Academy of Sciences. Geology*, **49**(2), 104-112.
- Männik P., Bogolepova O.K., Põldevere A., Gubanov A.P. (2009) New data on Ordovician-Silurian conodonts and stratigraphy from the Severnaya Zemlya Archipelago, Russian Arctic. *Geol. Mag.*, **146**(4), 497-516.
- Matveev V.A., Beznosova T.M. (2023) Characterization of Upper Wenlock and Lower Ludlow deposits in the Silurian reference's section on the Chernov Uplift (Timan-Pechora Oil and Gas Province). *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, **18**(4). https://doi.org/10.17353/2070-5379/46_2023. (In Russ.)
- Matveev V.A., Beznosova T.M., Gömze L.A. (2020) Wenlock-Ludlow boundary sediments on Chernov uplift (Arctic region of Russia). *Épité anyag – J. Silicate Based and Composite Materials*, **72**(5), 169-173. <https://doi.org/10.14382/epitoanyag-jsbcm.2020.28>
- Mel'nikov S.V. (1999) Conodonts of the Ordovician and Silurian of the Timan-Northern Urals region. Saint Petersburg, VSEGEI, 136 p. (In Russ.)
- Neuwieler F., Kershaw S., Boulvain F., Matysik M., Sendino C., McMeamin M., Munnecke A. (2023) Keratose sponges in ancient carbonates - A problem of interpretation. *Sedimentology*, **70**, 927-969. <https://doi.org/10.1111/sed.13059>
- Reference sections of the Upper Silurian and Lower Devonian of the Subpolar Urals (1983) (Ed. by V.S. Tsyganko, V.A. Chernnykh). Syktyvkar, Komi filial AN SSSR, 74 p. (In Russ.)
- Reference sections of the Upper Ordovician and Lower Silurian of the Subpolar Urals (1987) (Ed. by V.S. Tsyganko, V.A. Chernnykh). Syktyvkar, Komi filial AN SSSR, 94 p. (In Russ.)
- Shebolkin D.N. (2023) Features of the composition, structure and conditions of Wenlock deposits formation in the southern part of the Chernyshev Ridge (Timan-Northern

- Urals region). *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, **18**(1). https://doi.org/10.17353/2070-5379/9_2023. (In Russ.)
- Shebolkin D.N., Mannik P. (2014) Wenlock deposits of the southern part of the Chernyshev Ridge (Timan-Northern Urals region). *Lithosphere (Russia)*, **1**, 33-40. (In Russ.)
- Slavik L. (2014) Revision of the conodont zonation of the Wenlock-Ludlow boundary in the Prague Synform. *Estonian J. Earth Sci.*, **63**(4), 305-311. <https://doi.org/10.3176/earth.2014.35>
- Sokolova L.V. (2018) The Early Silurian Ozarkodina kozhimica group (Conodonta) from the Subpolar Urals. *Vestnik of Institute of Geology of Komi Science Center of Ural Branch RAS*, **286**(10), 30-34. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-10-30-34>
- Sokolova L.V. (2022) Conodonts of the Llandovery (Lower Silurian) of the outcrop-229 on the Kozhym River (western slope of the Subpolar Urals). *Regional'naya geologiya i metallogeniya*, **91**, 45-51. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2022_91_45-51. (In Russ.)
- Varsanof'eva V.A. (1940) Geologic construction of Pechora-Ilych national reserve. *Tr. Pechoro-Ilychskogo gos. zapovednika*, vyp. 1, 1-214. (In Russ.)
- Yudin V.V. (1983) Variscides of the Northern Urals. Leningrad, Nauka Publ., 173 p. (In Russ.)
- Yudin V.V. (1994) Orogenesis of the northern part of Urals and Pai-Khoi. Ekaterinburg, UIF "Nauka", 286 p. (In Russ.)
- Zhemchugova V.A., Mel'nikov S.V., Danilov V.N. (2001) Lower Paleozoic Pechora oil and gas basin (structure, conditions of formation, oil and gas content). Moscow, Akademiya gornykh nauk, 110 p. (In Russ.)

УДК 569:551.793(470.13)

DOI: 10.24930/2500-302X-2025-25-1-79-95

Четвертичные отложения в разрезах Гарев и Журавский на Нижней Печоре

Д. В. Пономарев, Н. Н. Воробьев, Т. И. Марченко-Вагапова, В. А. Исаков

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

Поступила в редакцию 19.01.2024 г., принята к печати 31.05.2024 г.

Объект исследования. Четвертичные отложения, вскрывающиеся в районе д. Гарев и пос. Журавского (широтный отрезок р. Печоры, Усть-Цилемский район Республики Коми). **Цель.** Литолого-палинологическая характеристика и выявление особенностей геологического строения неоплейстоценовых отложений. **Материалы и методы.** Полевые наблюдения, включая измерения ориентировки длинных осей обломков в моренах, дополнялись изучением отложений минералогическим, петрографическим и палинологическим методами. **Результаты.** В сводном разрезе четвертичных отложений выделяются три горизонта моренных диамиктонов и разделяющие их водно-ледниковые и межледниковые осадки. Морена помусовского (окского) оледенения характеризуется наличием кристаллических пород среди грубообломочного материала и его северо-северо-западной ориентировкой. Песчаные и алевритовые, предположительно, флювиогляциальные отложения отделяют помусовские отложения от диамиктона печорской (днепровской) морены. Для печорской морены характерен комплекс валунов без кристаллических пород и повышенной долей песчаников, алевролитов и аргиллитов. Ориентировка длинных осей обломков разнонаправленная. Перекрывают печорский моренный диамиктон родионовские (шкловские), по-видимому, аллювиально-морские (дельтовые) пески и озерные глины. Глины содержат “холодные” спорово-пыльцевые спектры, свидетельствующие о существовании березовых редколесий и кустарниковой тундры в начале родионовского межледниковья. Выше лежащий диамиктон вычегодской (московской) морены отличается наличием кристаллических пород в составе комплекса валунов с северо-восточной, северо-западной и субширотной ориентировками. Верхняя часть разреза сложена лайскими (подпорожскими) грубопесчаными отложениями с гравием и галькой и полярными (осташковскими) покровными алевритами. **Выводы.** Установлены особенности геологического строения и стратиграфической приуроченности четвертичных отложений в районе д. Гарев и пос. Журавского на нижней Печоре. Сводный разрез четвертичных отложений сложен ледниковыми и межледниковыми осадками помусовского, печорского, родионовского, вычегодского, лайского и полярного горизонтов. Палинокомплексы из родионовских отложений указывают на развитие березовых редколесий и кустарниковой тундры в начале родионовского межледниковья. Показано наличие существенно различных представлений о строении разрезов, а также отмечается литологическая изменчивость однообразных моренных диамиктонов, которая заслуживает дальнейшего изучения.

Ключевые слова: четвертичные отложения, Европейский Северо-Восток, Печорская низменность, р. Печора, морены, спорово-пыльцевые комплексы, литологические особенности

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках темы НИР “Эволюция биоты и среды ее обитания как основа расчленения и геологической корреляции осадочного чехла Печорской плиты и ее складчатого обрамления” № 122040600008-5

Quaternary sediments in the Garevo and Zhuravsky sections in the Lower Pechora River

Dmitry V. Ponomarev, Nikita N. Vorobyev, Tatiana I. Marchenko-Vagapova, Vladislav A. Isakov

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

Received 19.01.2024, accepted 31.05.2024

Research subject. Quaternary sediments exposed near the Garevo village and Zhuravsky settlement (latitudinal section of the Pechora River, Ust-Tsilemsky District of the Komi Republic). **Aim.** The objective of this study is to reveal the litho-

Для цитирования: Пономарев Д.В., Воробьев Н.Н., Марченко-Вагапова Т.И., Исаков В.А. (2025) Четвертичные отложения в разрезах Гарев и Журавский на Нижней Печоре. *Литосфера*, **25**(1), 79–95. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-1-79-95>. EDN: AZCXBE

For citation: Ponomarev D.V., Vorobyev N.N., Marchenko-Vagapova T.I., Isakov V.A. (2025) Quaternary sediments in the Garevo and Zhuravsky sections in the Lower Pechora River. *Lithosphere (Russia)*, **25**(1), 79–95. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-1-79-95>. EDN: AZCXBE

logical and palynological characteristics and peculiarities of the geological structure of the Neopleistocene sediments. *Materials and Methods.* Field observations, including measurements of clast fabric in moraines, were supplemented by the study of sediments by mineralogical, petrographic and palynological methods. *Results.* In the consolidated section of Quaternary sediments, three horizons of moraine diamictos and separating them fluvioglacial and interglacial sediments are distinguished. The moraine of the Pomusovka (Oka) glaciation is characterized by the presence of crystalline rocks among the coarse clastic material and its north-northwest orientation. Sands and silts, probably fluvioglacial sediments, separate the Pomusovka sediments from the diamicton of the Pechora (Dnieper) moraine. The Pechora moraine is characterized by an assemblage of boulders without crystalline rocks and an increased proportion of sandstones, siltstones and mudstones. The orientation of the long axes of the debris is multidirectional. The Pechora morainic diamicton is overlain by Rodionovo (Shklov), presumably alluvial-marine (deltaic) sands and lake clays. The clays contain “cold” spore-pollen spectra, indicating the existence of sparse birch forests and shrub tundra at the beginning of the Rodionovo Interglacial. The overlying diamicton of the Vychehda (Moscow) moraine is characterized by the presence of crystalline rocks as a part of a complex of boulders with northeastern, northwestern, and sublatitudinal orientations. The upper part of the section is composed of Laya (Podporozhye) coarse sandy sediments with gravel and pebbles and Polar (Ostashkov) cover silts. *Conclusions.* The features of the geological structure and stratigraphic position of the Quaternary sediments in the vicinity of the Garevo village and Zhuravsky settlement in the lower course of the Pechora River have been established. The composite section of Quaternary deposits consists of glacial and interglacial sediments of the Pomusovka, Pechora, Rodionovo, Vychehda, Laya and Polar horizons. Palynocomplexes from the Rodionovo sediments indicate the development of sparse birch forests and shrub tundra at the beginning of the Rodionovo Interglacial. The presence of significantly different ideas about the structure of the sections according to different authors is shown, and the lithological variability of the same age morainic diamictos is noted, which deserves further study.

Keywords: *Quaternary deposits, northeastern part of European Russia, Pechora Lowland, Pechora River, moraines, spore-pollen spectra, lithological features*

Funding information

The work was carried out within the framework of the research project “Evolution of biota and their habitat as a basis for stratification and geological correlation of the sedimentary cover of the Pechora Plate and its folded frame” No. 122040600008-5

Acknowledgements

The authors are grateful to their colleagues G.N. Kablis, V.G. Kablis, and T.A. Ponomareva for their assistance during the field work. The authors express their sincere gratitude to the anonymous reviewer for valuable comments.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время у исследователей нет единства в представлениях о геологическом строении и возрасте четвертичных отложений, которые выходят на поверхность в береговых обнажениях р. Печоры в районе д. Гаревое и пос. Журавского. По данным карты четвертичных образований масштаба 1:2 500 000 (Застрожных и др., 2014), в районе от устья р. Цильмы до устья р. Ижмы широкое распространение имеют ледниковые отложения двух оледенений: печорского (днепровского, gII_4) и вычегодского (московского, gII_6), а также осадки лайского (подпорожского) ледниково-подпрудного озера ($lgIII_2$). По мнению А.С. Лаврова и Л.П. Потапенко (2005, 2012), в строении обнажения у пос. Журавского принимают участие четыре разновозрастных горизонта морен: нижнелоплейстоценовый, два среднелоплейстоценовых и верхнелоплейстоценовый. Н.Н. Воробьев (2021) приво-

дит описание двух моренных горизонтов в этом же разрезе – печорского и вычегодского, а Л.Н. Андричева (2024) выделяет здесь три толщи моренных диамиктонов: нижнелоплейстоценовую помусовскую (окскую) и две среднелоплейстоценовых (печорскую и вычегодскую). На относительно высокую мощность помусовской морены на этом отрезке нижней Печоры указывали также Б.И. Гуслицер и Э.И. Лосева (1979), не сообщая при этом, выходит ли диамиктон здесь на поверхность, но отмечая, что, как правило, отложения помусовского горизонта только в отдельных случаях выступают в основаниях береговых обнажений. Следует также упомянуть исследования разреза в овраге у д. Гаревое, проведенные Х.А. Арслановым с коллегами (1975), выделившими в его строении сулинские (микулинские) отложения с запредельной радиоуглеродной датировкой и теплыми спорово-пыльцевыми спектрами, которые другими исследователями не отмечаются.

В статье представлены результаты исследований отложений разрезов береговых обнажений Гаревое и Журавский, актуальность которых обусловлена сложностью и неоднозначностью интерпретации геологического строения и стратиграфической приуроченности четвертичных отложений в этих разрезах. Полевые наблюдения, литологические исследования ледниковых отложений, составляющих основную часть четвертичного разреза, и палинологическое изучение межморенных осадков проводились в целях выявления особенностей геологического строения и возрастной интерпретации четвертичных отложений в районе д. Гаревое и пос. Журавского. Предварительные результаты данной работы в очень сжатом виде опубликованы в статье, посвященной описанию интригующей находки фрагмента черепа моржа в 2 км выше д. Гаревое (Пономарев и др., 2023).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Материалы для статьи получены в результате комплексных геологических исследований неоплейстоценовых осадков, вскрытых в карьерах и береговых обнажениях широтного отрезка р. Печоры (в районе д. Гаревое и пос. Журавского). Отложения исследовались текстурным, петрографическим, минералогическим и палинологическим методами.

Тектурный анализ проведен по методике Л.Н. Ботвинкиной (1965) в целях детального изучения текстурных признаков осадочных пород: формы и размера слоев, пространственного положения и соотношения друг с другом. Особое внимание уделялось нарушениям и деформациям первичной слоистости осадков, вызванных движением неоплейстоценовых ледниковых покровов (текстуры захвата, отторженцы, экзарационные контакты).

В полевых условиях проводились замеры ориентировки удлиненных обломков пород и предварительное изучение петрографического состава валуноно-галечного материала из моренных диамиктонов для выяснения направлений переноса обломочного материала и установления питающих ледниковых провинций. Замерялись оси удлиненных обломков пород крупнее 1–3 см с соотношением сторон 1:3. Более детально петрографический состав крупных обломков определялся в лабораторных условиях по пробам, содержащим не менее 50 обломков (Лавров, 1976).

Подготовка проб для проведения минералогического анализа валунных суглинков выполнялась согласно методике М.Ф. Викуловой (1957) и заключалась в отмывке 200-граммовой навески осадков от частиц глинисто-алевритовой размерности. Оставшаяся часть пробы разделялась ситовым методом на стандартные гранулометриче-

ские фракции с последующим выделением фракции 0.25–0.1 мм в бромформе с удельным весом 2.9 г/см³. Далее эта фракция анализировалась минералогическим методом, так как она наиболее полно отражает материал питающих провинций и доступна для изучения (Андреичева, 1992, 2002). Полученный материал подвергался магнитной сепарации с дальнейшим изучением под бинокуляром в лаборатории геологии минерального сырья ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Обработка образцов для палинологических исследований выполнялась по общепринятым методикам (Гричук, Заклинская, 1948; Покровская, 1950; Erdtman, 1992). Изучение спор и пыльцы проводили с помощью цифрового биологического микроскопа “Motic BA 300” при увеличении 420. Для каждой пробы подсчитывалось более 250 пыльцевых зерен. Спорово-пыльцевые диаграммы строились с помощью программы “TILIA”. Интерпретация и расчет результатов спорово-пыльцевого анализа (СПА) проводились групповым способом. Споры и пыльца в спектрах объединялись в группы (пыльца деревьев и кустарников, пыльца трав, споры), далее определяли процентное содержание видов спор и пыльцевых зерен от 100% отмеченных форм.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В районе д. Гаревое и пос. Журавского четвертичные отложения выходят на поверхность в нескольких береговых обнажениях р. Печоры (табл. 1, рис. 1, 2). Кроме береговых разрезов, где абсолютная отметка уреза воды в Печоре составляет 13 м, четвертичные отложения также вскрыты в трех неглубоких карьерах на более высоких гипсометрических уровнях (абс. отм. 90–100 м). Наиболее интересный и полный разрез четвертичных отложений выходит в обн. 4, расположенном на правом берегу р. Печоры чуть ниже пос. Журавского (см. рис. 1, 2).

Обнажение 1 высотой 24 м расположено на правом берегу р. Печоры вблизи устья руч. Шабанова (N65° 25.750', E52° 23.852') в 2 км выше д. Гаревое. Разрез вскрывает два горизонта диамиктонов и разделяющий их слой песчаных осадков (см. рис. 2). Нижняя часть разреза сложена несортированным валунным суглинком темно-серого цвета видимой мощностью 13 м, распадающимся на оскольчатую отдельность (размером около 1 см). Выше по разрезу залегает слой светло-серого хорошо сортированного песка, перекрытого темно-коричневым глинистым песком с пятнами и затеками ожелезнения. По всему слою наблюдаются многочисленные включения блоков сизого нижележащего валунного суглинка. Мощность песчаных, предположительно, флювиогляциальных осадков составляет 3 м. Верхняя часть разреза представле-

Таблица 1. Сопоставление региональной стратиграфической схемы Тимано-Печоро-Вычегодского региона с межрегиональной стратиграфической схемой Восточно-Европейской платформы (Решение..., 1986) и предполагаемое сопоставление горизонтов с морскими изотопными стадиями (МИС)

Table 1. Comparison of the regional stratigraphic chart of the Timan-Pechora-Vychehda region with the interregional stratigraphic chart of the East European Platform (Resolution..., 1986) and the inferred comparison of horizons with marine isotope stages (MIS)

Раздел	Звено	Ступень	Региональные подразделения			Горизонты межрегиональной стратиграфической схемы	МИС	
			Надгоризонт	Горизонт	Индекс			
Неоплейстоцен	Q _{IV}		Голоценовый			Q _{IV} h	Голоцен	1
	Верхнее Q _{III}	4	Ненецкий	Полярный	Q _{III} ⁴ p	Осташковский	2	
		3		Бызовской	Q _{III} ³ bz	Ленинградский	3	
		2		Лайский	Q _{III} ² l	Подпорожский	4–5a–d	
		1	Сулинский			Q _{III} ¹ s	Микулинский	5e
	Среднее Q _{II}	6	Тимано-уральский	Вычегодский	Q _{II} ⁴ vc	Московский	6	
		5		Родионовский	Q _{II} ³ r	Шкловский	7	
		4		Печорский	Q _{II} ² pc	Днепровский	8	
		1–3	Чирвинский			Q _{II} ¹ c	Лихвинский	9–11?
	Нижнее Q _I	8	Коми-пермский	Помусовский	Q _I ⁶ pm	Окский	12	
		7		Вишеркский	Q _I ⁵ v	Беловежский	13–15?	
		6		Березовский	Q _I ⁴ b	Донской	16	
		3–5		Тумский	Q _I ³ t	Ильинский	?	
		2		Камский	Q _I ² k	Покровский	?	

на заметно более светлым, более песчаным диамиктоном серо-коричневого, иногда желтовато-коричневого цвета с текстурами оскольчатой отдельности. Важная особенность верхнего диамиктона в данном разрезе – крайняя редкость в нем грубообломочного материала.

Структурно-текстурные признаки диамиктонов позволяют считать их отложениями основной морены, при этом нельзя исключать того, что два горизонта диамиктонов в данном разрезе являются одной литологически изменчивой мореной. Из нижнего диамиктона отобрана валунно-галечная проба и замерена ориентировка удлиненных обломков пород (рис. 3). В составе обломков преобладают песчаники, алевролиты и аргиллиты (вместе 55%). Доля карбонатных пород составляет 25%, из них в большем количестве содержатся светлые известняки. На осадочные образования и кремнистые породы приходится 10–15%. Довольно высоко содержание древесного и каменного угля (около 5%). Замеры ориентировки удлиненных осей обломков пород дали преимущественное направление с северо-северо-запада в секторе 320–360°.

Минеральный состав тяжелой фракции в нижней морене представлен эпидотом (16.8 мас. %)–гранатом (16.8 мас. %)–амфиболом (19 мас. %) минеральной ассоциацией с довольно высокими содержаниями ильменита (8.6 мас. %) и сидерита (9 мас. %). Отмечаются также пирит (4.8 мас. %)

и метаморфические минералы (2.8 мас. %). В верхнем горизонте выделяется гранат (10.7 мас. %)–амфибол (18.4 мас. %)–эпидотовая (21.8 мас. %) ассоциация минералов тяжелой фракции с участием титановых (4.7 мас. %) и метаморфических (3 мас. %) минералов.

Обнажение 2 (N65°25.835' E52°21.519') высотой 20 м располагается на правом берегу р. Печоры у д. Гаревы (левый берег руч. Гаревского). Нижние 10 м разреза сложены серыми глинистыми мелко- и тонкозернистыми песками с субгоризонтальной и неясной волнистой слоистостью за счет глинистого материала (см. рис. 2). Выше залегают (8.5 м) ожелезненные, светлые, промытые, преимущественно крупнозернистые, полимиктовые пески с гравием и мелкой галькой, а также гравийно-грубопесчаные отложения с мелкой галькой. В песках преобладает слабонаклонная слоистость, обусловленная наличием на плоскостях напластования более крупнозернистого материала. Встречается также желобковая (мульдообразная) слоистость. Увеличение размерности песчаного и грубообломочного материала вверх по разрезу косвенно указывает на образование всей толщи песков в аллювиально-морских (дельтовых) условиях, хотя нельзя исключать их аллювиальный генезис. Пески с гравием перекрываются метровой пачкой серовато-коричневого плотного диамиктона, аналогичного осадкам верхнего диамиктона в обн. 1. В выве-



Рис. 1. Схематическая карта района исследований.

Разрезы: 1 – руч. Шабанов; 2 – д. Гаревое; 3 – овраг у д. Гаревое; 4 – Журавский; 5–7 – карьеры 1–3 соответственно.

Fig. 1. Schematic map of the study area.

Sections: 1 – Shabanov brook; 2 – Garevo village; 3 – ravine near Garevo; 4 – Zhuravsky; 5–7 – quarries 1–3, respectively.

трелом состоянии диамиктон светлого рыжевато-серого цвета. В нем часто встречаются включения промытого светло-серого мелко- и грубозернистого песка с гравием. Слой выклинивается ниже по течению. На диамиктоне лежат покровные алевриты мощностью 0.5 м.

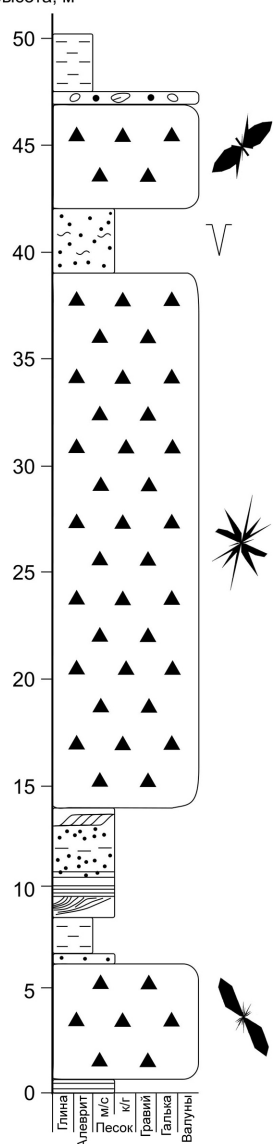
В петрографическом составе валунно-галечно-го материала в диамиктоне большую часть обломков составляют песчаники, алевриты и аргиллиты (40%), кремнистые породы (32%) (см. рис. 3). На карбонатные породы приходится 26%, причем большая часть представлена светлоокрашенными разностями (20%). Совсем в незначительном количестве присутствуют магматические породы (2%). Обломки пород ориентированы в двух направлениях: с северо-запада и почти субширотно (50–110°).

Минеральный состав представлен ильменит (10.5 мас. %)-гранат(17.9 мас. %)-амфибол(18.9 мас. %)-эпидотовой(19.8 мас. %) ассоциацией с пиритом (4.1 мас. %), минералами титана (2.9 мас. %) и метоморфическими минералами (3.1 мас. %).

Обнажение 3 расположено в 500 м ниже по течению обнажения 2 в стенке оврага, где вскрывается разрез высотой 16 м (N65°25.849' E52°20.807'). В основании на абс. отм. 27 м выходит диамиктон темно-го синевато-серого цвета видимой мощностью 0.6 м, перекрытый, предположительно, озерной серо-коричневой массивной глиной (3.5 м) (см. рис. 2). Выше лежит толща сыпучих песков (мощность 7.8 м) с мало-мощной покрывкой валунно-галечно-гравийных отложений (0.3 м). Венчает разрез пачка ярко-коричневых покровных лессовидных алевритов (3.5 м).

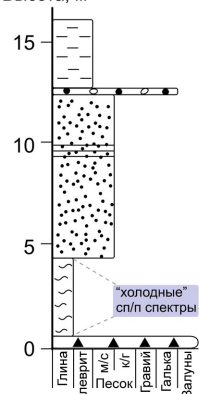
пос. Журавский (обн. 4)

Высота, м



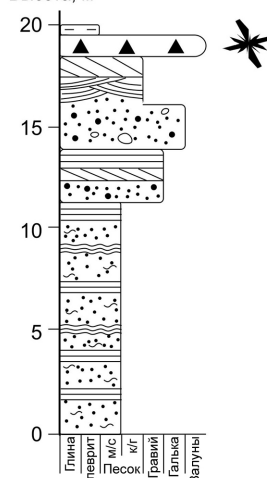
Овраг (обн. 3)

Высота, м



д. Гаревое (обн. 2)

Высота, м



руч. Шабанов (обн. 1)

Высота, м

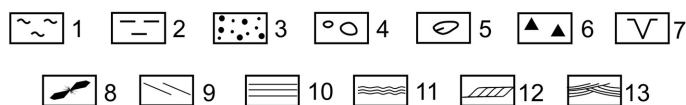
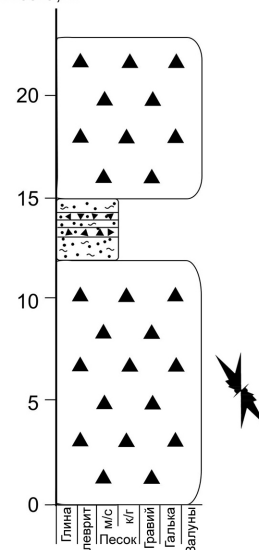


Рис. 2. Разрезы четвертичных отложений у руч. Шабанова (обн. 1), д. Гаревое (обн. 2), в овраге у д. Гаревое (обн. 3) и пос. Журавского (обн. 4).

1 – глина, 2 – алеврит, 3 – песок и гравий, 4 – галька, 5 – валуны, 6 – моренный диамиктон, 7 – псевдоморфозы по повторно-жильным льдам, 8 – ориентировка длинных осей обломков, 9 – косая слоистость, 10 – горизонтальная слоистость, 11 – волнистая слоистость, 12 – слоистость восходящей ряби, 13 – желобковая (мульдобразная) слоистость.

Fig. 2. Sections of Quaternary sediments near Shabanov brook (loc. 1), Garevo village (loc. 2), ravine near Garevo (loc. 3) and Zhuravsky settlement (loc. 4).

1 – clay, 2 – silt, 3 – sand and gravel, 4 – pebbles, 5 – boulders, 6 – diamicton, 7 – ice wedges, 8 – orientation of clasts, 9 – cross-bedding, 10 – horizontal bedding, 11 – undulating bedding, 12 – climbing ripples, 13 – through cross-bedding.

Проведено палинологическое исследование (70 обр.) глинистых отложений мощностью 3.5 м, перекрывающих диамиктон, залегающий в основании разреза в овраге у д. Гаревое (рис. 4). После проведенного анализа выделены два спорово-пыльцевых комплекса.

Спорово-пыльцевой комплекс I (интервал 0.65–1.8 м). В общем составе спектра преобладает пыльца древесных растений (до 55.8%), затем постепенно начинают доминировать споровые растения (55.8%). Трав отмечено 10–28%. Среди пыльцы древесных растений доминируют мелколи-

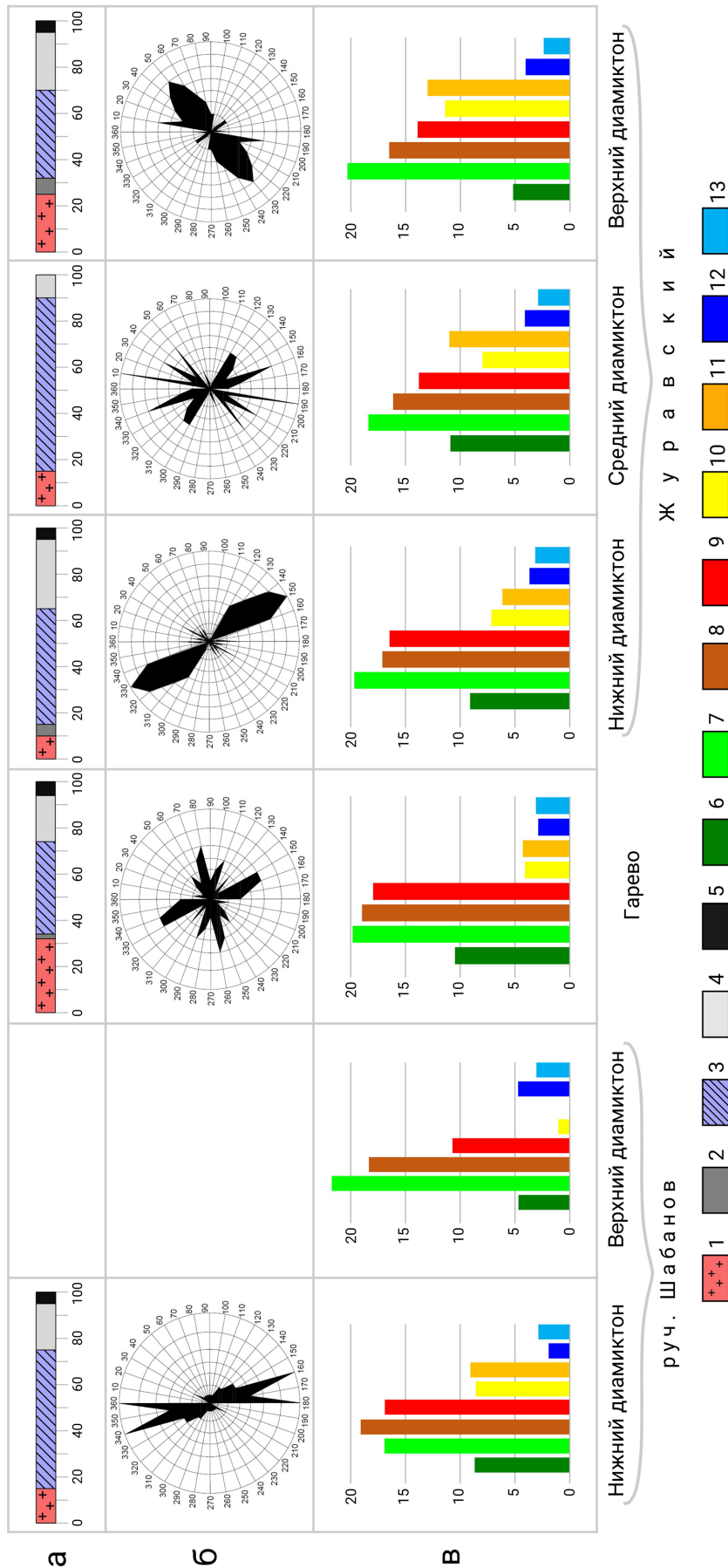


Рис. 3. Литологические особенности моренных диамиктонов.

а – петрографический состав крупнообломочного материала, б – ориентировка длинных осей обломков, в – минеральный состав тяжелой фракции. 1 – кремнистые породы; 2 – магматические и метаморфические породы; 3 – песчаники, алевролиты и аргиллиты; 4 – светло-серые и белые известняки; 5 – темно-серые и черные известняки и доломиты; 6 – ильменит; 7 – эпидот; 8 – амфибол; 9 – гранат; 10 – пирит; 11 – сидерит; 12 – группа титановых минералов; 13 – группа метаморфических минералов.

Fig. 3. Lithologic features of morainic diamictons.

a – petrographic composition of coarse clastic material, б – orientation of long axes of clasts, в – mineral composition of the heavy fraction. 1 – siliceous rocks; 2 – igneous and metamorphic rocks; 3 – sandstones and mudstones; 4 – light gray and white limestones; 5 – dark gray and black limestones and dolomites; 6 – ilmenite; 7 – epidote; 8 – amphibole; 9 – garnet; 10 – pyrite; 11 – siderite; 12 – group of titanium minerals; 13 – group of metamorphic minerals.

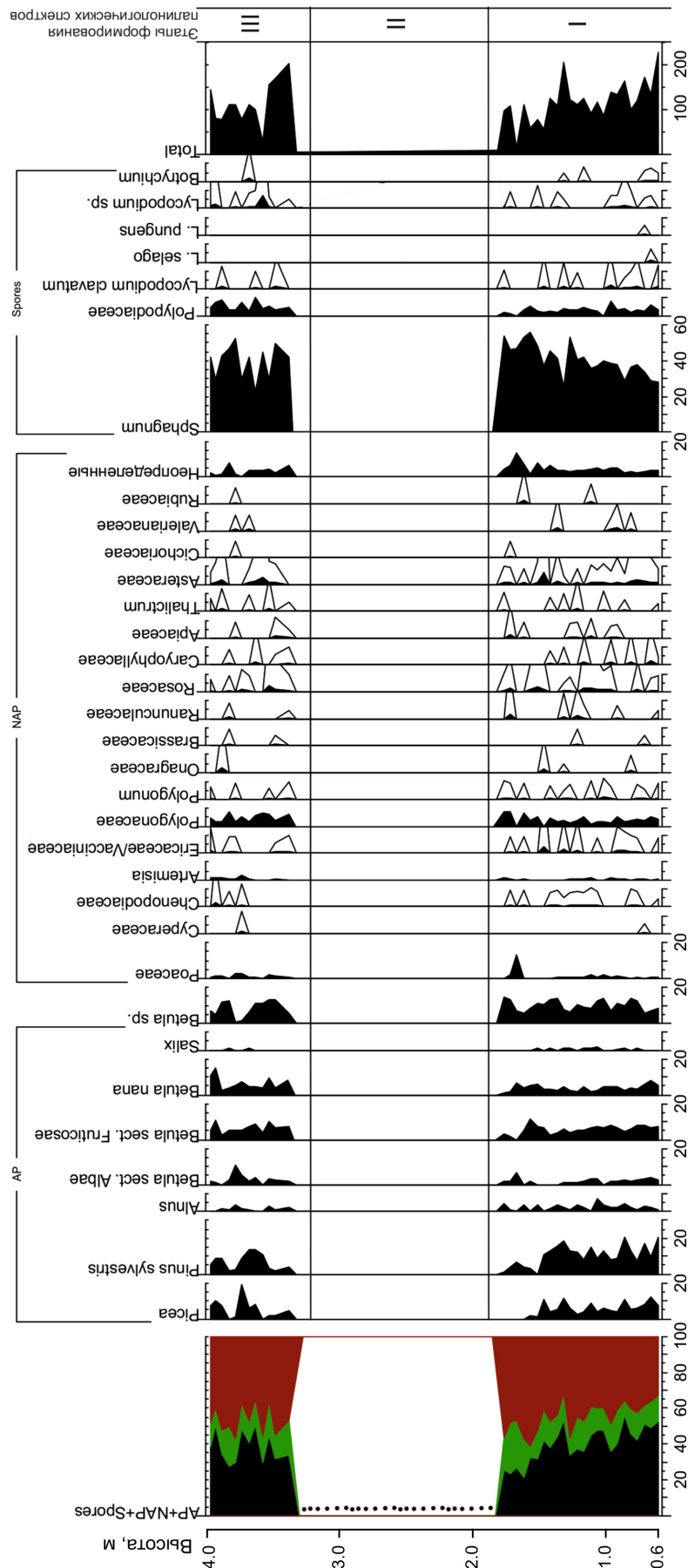


Рис. 4. Спорно-пыльцевая диаграмма глинистых отложений разреза в овраге у д. Гареево (обн. 3).
Fig. 4. Spore-pollen diagram of clay sediments from the section in the ravine near the Garevo village (loc. 3).

ственные породы, в первую очередь это виды рода *Betula* sp.: участие *Betula* sect. *Fruticosae* достигает 11%, *Betula nana* – 1–6%, *Betula* sect. *Albae* составляет около 2–3%. Пыльца *Alnus* sp. в некоторых образцах составляет 4–6%. *Salix* sp. единична. Представители хвойных пород *Picea* sp. и *Pinus sylvestris* отмечены по 11 и 20% соответственно, а вверх по разрезу их участие значительно уменьшается. Состав травянистых растений беден и немногочислен, представлен злаками, полынями, маревыми, вересковыми *Ericaceae*, разнотравьем *Polygonaceae*, *Ranunculaceae* (до 7%), *Caryophyllaceae*, *Apiaceae*, *Asteraceae* и др. Среди споровых господствуют сфагновые мхи (до почти 56%), отмечены папоротники семейства *Polypodiaceae*, *Lycopodium clavatum*, *L. pungens*, *L. selago*, *Botrychium* sp. Спорово-пыльцевые спектры этого периода характеризуют распространение редколесий из сосны, ели с примесью березы и участков ерниковых тундр из кустарниковой, карликовой березы и ивняков с единичной ольхой, большим участием сфагновых мхов в напочвенном покрове.

В интервале 1.85–3.35 м наблюдается присутствие единичных зерен спор и пыльцы, что не позволяет охарактеризовать палеогеографические условия.

Спорово-пыльцевой комплекс II (интервал 3.4–4.0 м). В общем составе спектра чаще преобладают споровые растения (около 34–57%), пыльца древесных пород составляет 29–50%. Трав встречено около 10–20%. Среди древесных форм преобладают мелколиственные породы, в первую очередь это виды рода *Betula* sp.: *Betula nana* – до 15%, участие *Betula* sect. *Fruticosae* составляет почти 11%, доля *Betula* sect. *Albae* колеблется от 0 до 10%. Постоянно отмечена пыльца хвойных пород *Picea* sp. (до 19% в одном образце), *Pinus sylvestris* (до 14%). Встречена *Alnus* sp., единично *Salix* sp. Среди пыльцы травянистых в небольшом количестве отмечена пыльца злаков и полыней *Artemisia* sp., осоки *Cyperaceae*, маревые *Chenopodiaceae*, вересковые *Ericaceae*. Состав мезофильного разнотравья представлен видами семейств *Polygonaceae* (до 8%), *Ranunculaceae*, *Rosaceae*, *Caryophyllaceae*, *Apiaceae*, *Brassicaceae* и *Asteraceae*. Среди споровых господствуют сфагновые мхи (до почти 52%). Достаточно велико присутствие папоротников из семейства *Polypodiaceae*. Плауны семейства *Lycopodiaceae*, *Botrychium* sp. отмечены единично. Палинологические спектры этого этапа свидетельствуют о том, что на данной территории господствовали ерниковые кустарниковые тундры, редколесья из сосны, ели и березы. В напочвенном покрове распространены сфагновые болота.

Таким образом, по данным палинологического анализа глинистых отложений в основании обн. 3 (овраг у д. Гаревы) выделяются два палинокомплекса, разделенных интервалом разреза с единич-

ными зернами спор и пыльцы. Палинокомплексы отражают развитие редколесий из сосны, ели, примесью березы и участков ерниковых тундр из кустарниковой, карликовой березы и ивняков, большим участием сфагновых мхов в напочвенном покрове и в целом свидетельствуют о развитии относительно холодных климатических условий во время формирования отложений.

Обнажение 4. Как отмечалось выше, наиболее полный разрез четвертичных отложений, в котором выходят три разновозрастных горизонта диамиктонов, вскрыт в обн. 4 около пос. Журавского (см. рис. 2) (N65°25.407' E52°16.482'). Обнажение длиной 120 м и высотой 50 м частично закрыто крупными оползнями. В самой нижней части разреза вскрываются плотные отложения, представленные беспорядочным переслаиванием мелко- и тонкозернистых глинистых и алевроитовых песков, серых и коричневых алевроитов (мощность 0.45 м) (см. рис. 2). Выше залегает очень плотный серый рассланцованный в подошве (“нижний”) диамиктон (5.5 м) основной морены, отделенный от “среднего” диамиктона в основном мелкозернистыми глинистыми песками и алевроитами мощностью от 10 до 0.5 м. Алевроиты и мелкозернистые пески с тонкой горизонтальной слоистостью и слоистостью восходящей ряби представляют собой, предположительно, водно-ледниковые осадки. “Средний” диамиктон темно-серого (сизого) цвета с коричневым оттенком, с оскольчатой отдельностью, многочисленными трещинами, с омарганцеванием по трещинам (мощность 25 м). Омарганцевание придает породе специфический красно-фиолетовый цвет. Выше залегает слой глинистых песков (3 м) с морозобойными трещинами, над которым располагается еще один (5 м) горизонт диамиктона светло-серого цвета (“верхний” диамиктон). Осадки “верхнего” диамиктона перекрыты валунно-галечно-гравийными отложениями в несортированном песчано-алевритовом заполнителе (0.6 м). Венчает разрез толща ярко-коричневых лессовидных алевроитов (2.5 м).

Грубообломочный материал из нижнего диамиктона в основном представлен слабоокатанными обломками. Доля песчаников, алевролитов и аргиллитов составляет около 50% (см. рис. 3). На карбонатные породы приходится 30%, они представлены преимущественно светлоокрашенными разностями. Количество кремнистых пород не превышает 10%, а кварцитопесчаников и кристаллических пород содержится поровну – по 5%. Встречен один обломок криноидного известняка и древесный уголь. Замеры ориентировки удлиненных осей обломков пород показали преимущественное направление с северо-северо-запада в секторе 300–360°.

Большую часть обломков в средней диамиктовой толще составляют песчаники, алевролиты

и аргиллиты (75%). Существенно меньше известняков (10%) и кремнистых пород (около 10–15%). Встречаются единичные обломки белемнитов. Измерения ориентировки удлинённых осей обломков показывают очень большой разброс значений, что затрудняет установление направления движения ледника (см. рис. 3).

В верхнем диамиктоне обломки песчаников, алевролитов и аргиллитов составляют 38%. Меньше содержится обломков известняков (30%), которые в основном представлены светлоокрашенными разностями. На долю кремнистых пород приходится около 25%. В небольшом количестве встречены магматические породы (7%). Ориентировка удлинённых обломков пород показывает направление движения ледника с северо-востока в секторе 10–70°.

Тяжелая фракция нижнего диамиктового горизонта представлена гранатом (16.5%), амфиболом (17.1%), эпидотовой (19.7%) минеральной ассоциацией с участием ильменита (9.1%), пирита (7.2%), сидерита (6.2%) и группы титановых минералов (3.7%). В составе минералов среднего горизонта найдены ильменит (10.9%), сидерит (11%), гранат (13.8%), амфибол (16.1%), эпидот (18.4%) и пирит (7.8%). Верхний горизонт представлен пиритом (11.4%), сидеритом (13%), гранатом (13.9%), амфиболом (16.5%), эпидотовой (20.3%) ассоциацией с ильменитом (5.2%). Содержание минералов титана в среднем и верхнем диамиктонах составляет по 4.1%.

Обнажения 5–7 располагаются в карьерах на высоких гипсометрических уровнях. В стенке действующего карьера (обн. 5, N65°26.084' E52°18.581') примерно на абс. высоте 95 м вскрыты песчаные отложения (мощность 2.1 м), перекрытые маломощным (0.4 м) слоем валунно-галечных отложений в сильноглинистом грубопесчаном заполнителе (рис. 5). Среди крупных обломков встречаются валуны розовых гранитов. Верхние 0.4 м разреза сложены ярко-коричневым покровным алевролитом.

В стенке карьера высотой 6 м (обн. 6, N65°26.195' E52°19.176') выходят отложения красно-коричневого цвета, представленные грубым слабоглинистым песком с высоким содержанием грубообломочного материала (мощность 5.5 м) – в основном мелкой и средней гальки и гравия (см. рис. 5). Сверху эти осадки перекрыты сильнопесчаным красно-коричневым алевролитом мощностью 0.4 м.

В карьере высотой 5 м (обн. 7, N65°26.184' E52°19.476') вскрывается 4.5-метровая толща крупно- и грубозернистого песка с мелкой галькой и гравием с примесью грубообломочного материала, представленного в основном хорошо окатанной мелкой и средней галькой, изредка небольшими валунами (см. рис. 5). Верхний метр сложен гравийно-галечными осадками в крупнопесчаном заполнителе с линзами промытого черного гравия. Венчает разрез ярко-коричневый алевролит мощностью 0.5 м.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В основании сводного разреза залегает “нижний” моренный горизонт, отделенный от вышележащего “среднего” моренного диамиктона слоем песчаных и алевроитовых, предположительно, флювиогляциальных отложений (рис. 6). “Нижний” диамиктон, выходящий на поверхность в обн. 4, вероятнее всего, является отложениями морены помусовского (окского) оледенения раннего неоплейстоцена, развивавшегося из скандинавского центра (Гуслицер, Лосева, 1979; Ehlers et al., 2013; Андреева, 2017). Об этом свидетельствуют его положение в разрезе, северо-северо-западная ориентировка грубообломочного материала и наличие в его составе кристаллических пород. Следует отметить, что в общем моренные горизонты в изученных обнажениях характеризуются очень сходным минеральным составом тяжелой фракции, не сильно различающимся петрографическим составом грубообломочного материала и различной ориентировкой длинных осей обломков (см. рис. 3).

“Средний” диамиктон, залегающий в основании обн. 1 и средней части обн. 4, по нашему мнению, имеет печорский (днепровский) возраст. Диамиктовые отложения печорской морены характеризуются повышенной долей песчаников, алевролитов и аргиллитов (55 и 75%) и отсутствием кристаллических пород в составе грубообломочного материала. Ориентировка длинных осей обломков северо-северо-западная (обн. 1) и разнонаправленная (обн. 4).

“Средний” и “верхний” моренные горизонты разделены отложениями родионовского (шкловского) горизонта, представленными озерными глинами с холодными спорово-пыльцевыми спектрами над “средним” (печорским) моренным диамиктоном, залегающим в основании обн. 3. Возможно, родионовский возраст имеют и аллювиально-морские (дельтовые) осадки под “верхним” моренным горизонтом, выклинивающимся в обн. 2 (см. рис. 6).

Родионовские глины в обн. 3 содержат “холодные” спорово-пыльцевые спектры, указывающие на развитие березовых редколесий и кустарниковой тундровой растительности. По нашему мнению, эти спектры отражают ландшафтно-климатические характеристики начала родионовского межледниковья, как они описаны, например, в стратотипическом разрезе Родионово (Дурягина, Коноваленко, 1993). При этом середина и окончание родионовского межледниковья характеризуются более теплыми климатическими условиями, которые в оптимумы этого интервала приводили к развитию темнохвойных лесов с примесью широколиственных пород (Дурягина, Коноваленко, 1993).

Интересные данные из этого обнажения (обн. 3) получены Х.А. Арслановым с коллегами (1975). Здесь они описали отложения противополож-

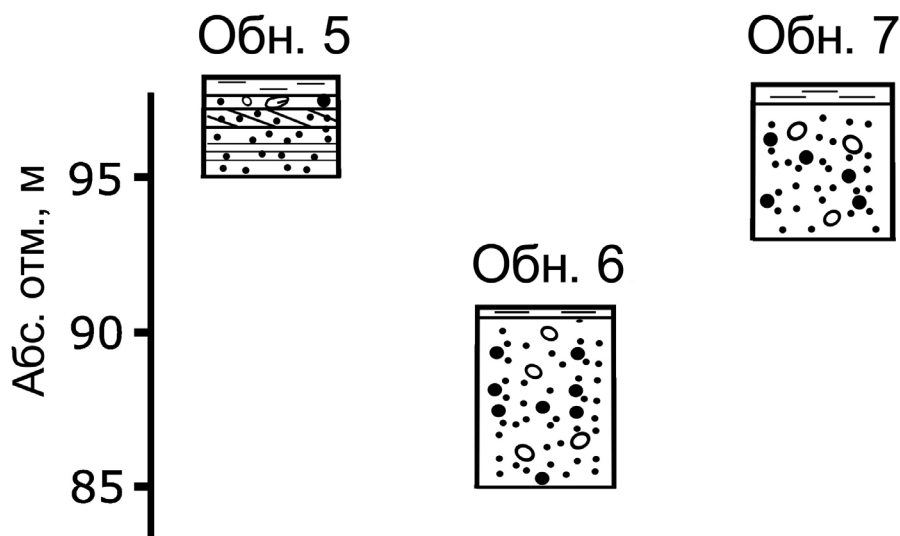


Рис. 5. Разрезы четвертичных отложений в карьерах (обн. 5–7).

Условные обозначения см. на рис. 2.

Fig. 5. Sections of Quaternary deposits in the quarries (loc. 5–7).

Symbols see in Fig. 2.

ной стенки оврага, которые не были обнажены в 2019 г., когда мы проводили здесь полевые работы. Это континентальные осадки, представленные алевритами с включениями торфа с теплыми спорово-пыльцевыми спектрами. Они залегали стратиграфически выше глин, из которых нами описаны холодные палиноспектры. Запредельная радиоуглеродная датировка, полученная по торфу, и теплые спорово-пыльцевые комплексы позволили Х.А. Арсланову с коллегами (1975) предположить сулинский (микулинский) возраст этих осадков. Палинологические спектры из торфа, алеврита и песков отражают смену шести палинозон: М1 – максимума хвойных пород (сосны и ели); М2 – березы и сосны без участия широколиственных пород; М3–М5 – березы, лещины и липы; М6 – березы без участия широколиственных пород; М7 – максимума хвойных пород (верхний максимум ели); М8 – березы и сосны. Зона М3–М5 сопоставляется с климатическим оптимумом сулинского (микулинского) межледникового, во время которого, по их мнению, сформировался слой торфа (Арсланов и др., 1975).

Можно отметить сходство строения разреза и литологического состава родионовских отложений в обнажении в овраге у д. Гарёво (обн. 3) и родионовских осадков в обн. Родионово (Дурагина, Коноваленко, 1993) и обн. 8-Сейда (Андреичева, 2002; Astakhov, 2013), в которых нижняя часть родионовских отложений представлена алевритами и глинами, а верхняя часть – торфом. Весьма вероятно, что теплые спектры, описанные Х.А. Арслановым

с коллегами (1975), не микулинские, а родионовские и отражают растительность не начала, а середины и окончания родионовского интервала. По нашему мнению, в обнажении в овраге у д. Гарёво (обн. 3) нами описаны холодные палиноспектры начала родионовского межледникового, а Х.А. Арслановым с коллегами (1975) – теплые спектры середины и окончания данного интервала, а разрезы двух бортов оврага, таким образом, взаимно дополняют друг друга.

“Верхний” моренный диамиктон, выклинивающийся в обн. 2 и вскрывающийся в верхней части обн. 4 (см. рис. 6), по нашему мнению, представляет ледниковые осадки вычегодского (московского) оледенения. Для комплекса грубообломочного материала из вычегодской морены характерно наличие кристаллических пород – 2% в обн. 2 и 7% в обн. 4. Обломки пород ориентированы с северо-запада почти субширотно (обн. 2) и с северо-востока (обн. 4) (рис. 3).

В отношении возраста и условий формирования отложений верхней части разреза практически нет сомнений. Из толщи промытых грубых песков с гравием и галькой, обнажающихся в карьерах на абс. отм. 100 м, получены три ОСЛ датировки: 93 ± 13 , 76 ± 12 и 88 ± 11 тыс. лет (Mangerud et al., 1999). Предполагается, что эти отложения являются осадками прибрежной фации обширного подпрудного озера (Коми озера), существовавшего в раннем валдае. Покровные лессовидные алевриты красно-коричневого цвета, вскрытые почти в каждом разрезе, вероятно, являются субаэраль-

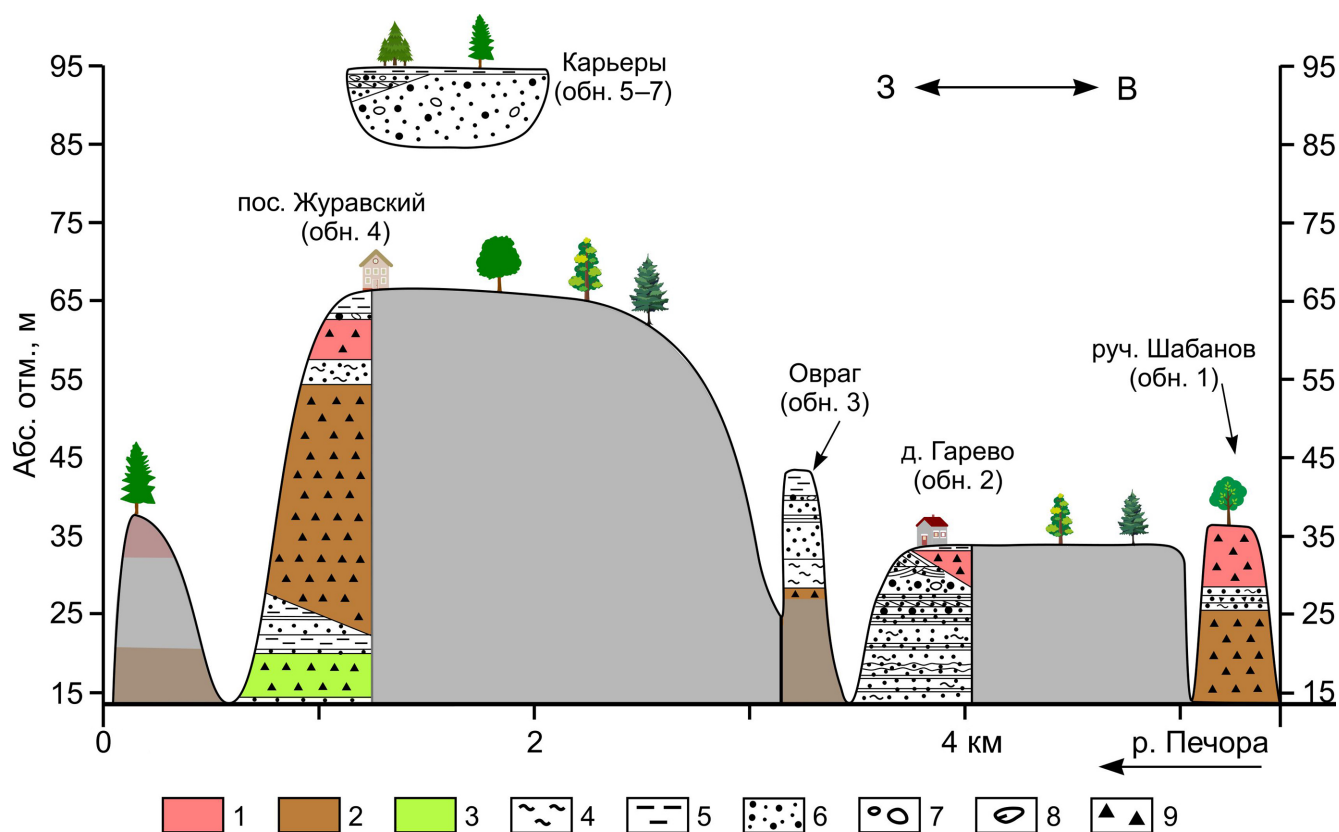


Рис. 6. Схематический разрез четвертичных отложений, вскрывающихся на правом берегу р. Печоры от д. Гарёво до пос. Журавского.

1–3 – морены: 1 – “верхняя”, 2 – “средняя”, 3 – “нижняя”; 4 – глина; 5 – алевролит; 6 – песок и гравий; 7 – галька; 8 – валуны; 9 – моренный диамиктон.

Fig. 6. Schematic section of Quaternary sediments exposed on the right bank of the Pechora River from Garevo village to Zhuravsky settlement.

1–3 – tills: 1 – “upper”, 2 – “middle”, 3 – “lower”; 4 – clay; 5 – siltstone; 6 – sand and gravel; 7 – pebbles; 8 – boulders; 9 – diamicton.

ными отложениями, сформированными во второй половине позднего неоплейстоцена на удалении от края ледника в условиях ослабления ветровой деятельности (Астахов, Свендсен, 2011; Astakhov, 2014).

Наша точка зрения на строение разреза в обн. 4 согласуется с данными Л.Н. Андреичевой (2024), которая также выделяет здесь три моренных горизонта (помусовский, печорский и вычегодский), и мнением о широком распространении двух среднечетвертичных моренных диамиктонов – печорского и вычегодского – в разрезах береговых обнажений широтного отрезка и низовьев Печоры (Гуслицер, 1973; Гуслицер, Лосева, 1979; Гуслицер, 1981; Решение..., 1986; Лосева и др., 1991; Застрожнов и др., 2014). В дальнейшем возраст среднечетвертичных моренных горизонтов и разделяющих их роговиковых отложений, а также их привязка к изотопным стадиям подтверждена ге-

охронометрическими данными (Astakhov, 2004, 2013).

По данным Л.Н. Андреичевой (2024), в обн. 4 у пос. Журавского особенностями помусовского моренного диамиктона являются наличие карбонатов (48%), песчаников, алевролитов и аргиллитов мезозоя (31%), кремнистых пород (менее 10%), кварцитопесчаников и кристаллических пород (по 5%), а также присутствие обломков пород северо-западного сноса: нефелиновых сиенитов, гранитов, гранитогайсов, северо-тиманских базальтов с ага-тами. Удлиненные оси обломков ориентированы с северо-северо-запада. В составе тяжелой фракции преобладают амфибол (10 %), лимонит (13%), гранат (15%) и эпидот (41%). Печорские ледниковые отложения характеризуются следующим составом крупнообломочного материала: мезозойские песчаники, алевролиты и аргиллиты – 40 %, карбонатные породы – 34%, кварцитопесчаники и квар-

циты – 13%, конкреции пирита и сидерита – 6%, граниты, глинисто-углистые и глинисто-известковистые сланцы – 2.5%. Ориентировка обломков северо-восточная (30–70°). Тяжелая фракция состоит в основном из сидерита (10%), граната (20%) и эпидота (28%) с участием пирита (8%), ильменита (7%) и амфибола (7%). В составе крупнообломочного материала вычегодского диамиктона карбонатные породы (50%), юрских и нижнемеловых – песчаники, алевролиты, аргиллиты (20%), полимиктовые песчаники, гравелиты и кремни (17%), дальнеприносные метаморфические и магматические породы (20%). Ориентировка осей обломков с северо-запада на юго-восток. Тяжелая фракция представлена амфибол(11%)-сидерит(12%)-гранат(14%)-эпидотовой(35%) ассоциацией минералов.

Существуют также и другие точки зрения на геологическое строение четвертичных отложений в районе д. Гарёво и пос. Журавского. Так, по данным Н.Н. Воробьева (2021), обработавшего данные полевых исследований А.В. Ячменева (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН), в строении разреза у пос. Журавского принимают участие только два моренных диамиктона – печорский и вычегодский. В петрографическом составе крупнообломочного материала печорской морены преобладают карбонатные породы (46%), песчаники и алевролиты составляют около 30%, кварцитопесчаники – 10%, кристаллические породы – 5%. В вычегодской морене большая часть обломков представлена карбонатными породами (38%), на долю песчаников, алевролитов и аргиллитов приходится 20%, как и на дальнеприносные магматические и метаморфические породы, составляющие в сумме около 20%. Следует отметить существенную вариабельность ориентировок длинных осей обломков в диамиктонах (особенно в печорском) разрезов широтного отрезка Печоры не только обнажения у пос. Журавского, но и береговых обнажений Васильевка и Кипиево (Воробьев, 2021). Так, в печорском моренном горизонте ориентировка с севера на юг, северо-северо-восточная, субширотная и разнонаправленная, а в вычегодском – северо-западная и субширотная.

По данным А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко (2005, 2012), в обн. 4 вскрываются четыре горизонта морен: нижнелепесточный (помусовский), два среднелепесточных (печорский и вычегодский), а также верхнелепесточный (полярный) (рис. 7). А.С. Лавров и Л.П. Потапенко (2005, 2012) не приводят характеристику петрографического состава валунов из нижнего моренного диамиктона в данном разрезе и вообще в Печорской низменности. В Западном Притиманье петрографический комплекс обломков пород в этой морене аналогичен таковому в моренах, формирование которых связано с Фенноскандинавским центром оледенения. По их данным, комплекс валунов в пе-

чорской морене на 65–80% представлен терригенными и карбонатными темноокрашенными породами палеозоя Пай-Хоя и Новой Земли с примесью светлых карбонатов, а также присутствуют мезозойские сидериты, угли и песчаники. Ориентировка обломков с севера на юг. Валунный комплекс вычегодской морены содержит в своем составе обломки метаморфизованных терригенных и карбонатных пород Новоземельско-Пайхойской области сноса примерно в равных количествах (10–30%), светло-серые карбонаты и обломки базальтов, агатов, песчаников Северного Тимана, а также серые и бурые слабокарбонатные песчаники нижнего мела. Доля кристаллических пород – гранитов и гнейсов Кольско-Карельской области – незначительна. Обломочный материал в вычегодской морене в разрезах района с. Усть-Цильмы, судя по рис. 13 в монографии А.С. Лаврова и Л.П. Потапенко (2005), ориентирован в двух направлениях: с севера-северо-запада и субширотного.

Самый верхний моренный горизонт, обнажающийся в д. Гарёво и пос. Журавском, считается А.С. Лавровым и Л.П. Потапенко (2005, 2012) полярным. Для него характерны темно-серые метаморфизованные песчаники, алевролиты и сланцы, кварциты, темно-серые и светло-серые известняки, доломиты и мергели с Тимана, Пай-Хоя и Новой Земли с участием бурых и серых карбонатных песчаников, мергелей, сидерита, лимонита и каменного угля верхнепермских, триасовых и нижнемеловых отложений, а также немногочисленные обломки кристаллических пород. Ориентировка обломков в диамиктоне в разрезах в районе с. Усть-Цильмы существенно варьируется – с севера, северо-запада и северо-востока (Лавров, Потапенко, 2005, 2012).

Следует отметить, что позднеплейстоценовый возраст “верхнего” моренного диамиктона (Лавров, Потапенко, 2005, 2012; Застрожных и др., 2014) в изученных обнажениях (и в целом в районе широтного отрезка Печоры) не подтверждается результатами исследований по международному проекту “PECHORA”, которыми показано, что ранне- и среднелепесточное оледенение имело крайне ограниченное распространение на территории Большеземельской тундры, а поздневалдайский ледник не выходил за пределы шельфа (Mangerud et al., 1999; Svendsen et al., 2004).

Сравнивая наши данные по минералогическому составу тяжелой фракции моренных диамиктонов между собой, можно отметить, что они различаются незначительно, за исключением пробы их верхней морены у руч. Шабанова (обн. 1). В этой пробе почти отсутствуют пирит и сидерит, что, скорее всего, связано с отбором образцов из выветрелой части породы, где пирит и сидерит окислились, на что указывает повышенное содержание гидроокислов железа. В целом минеральные составы тя-

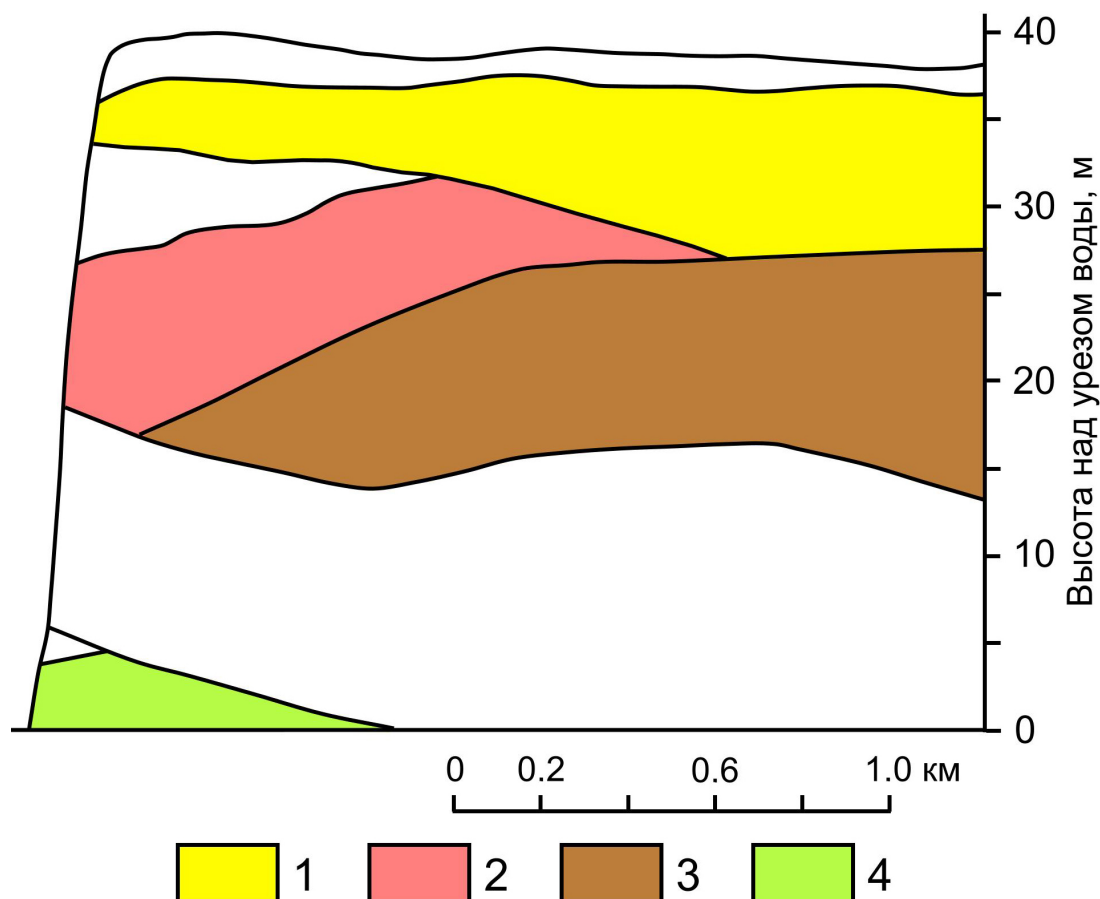


Рис. 7. Схема строения правого берега р. Печоры у пос. Журавского по данным А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко (2012, рис. 21).

Морены: 1 – полярная, 2 – вычегодская, 3 – печорская, 4 – помусовская.

Fig. 7. Scheme of the structure of the right bank of the Pechora River near Zhuravsky settlement according to A.S. Lavrov and L.M. Potapenko (2012, Fig. 21).

Tills: 1 – Polar, 2 – Vychegda, 3 – Pechora, 4 – Pomusovka.

желой фракции трех моренных толщ из изученных нами разрезов довольно сходны, при этом их отличительной особенностью является высокое содержание амфиболов и граната. Вероятно, это указывает на то, что все моренные горизонты в той или иной степени формировались с участием минералов из магматических и метаморфических пород северо-западного сноса.

По нашим данным, все горизонты морен по петрографическому составу обломков пород и их ориентировке демонстрируют относительно небольшие различия, которые, однако, имеют довольно высокое значение. Так, кристаллические породы в относительно незначительных количествах (до 7%) найдены только в верхнем (вычегодском) и нижнем (помусовском) моренных диамиктонах, что подтверждает их формирование из Фенноскандинавского центра оледенения. Повышенное

участие терригенных пород (песчаников, алевролитов и аргиллитов) за счет уменьшения участия карбонатных и кремнистых пород характерно, наоборот, для среднего (печорского) диамиктона и связано, по-видимому, с продвижением ледника с северо-северо-востока.

В целом обращают на себя внимание различия моренных горизонтов по литологическим признакам у разных авторов. Так, наши данные довольно существенно отличаются от материалов Л.Н. Андреичевой (2024) и в значительно меньшей степени от результатов А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко (2005, 2012) и Н.Н. Воробьева (2021). В основном различия касаются “верхнего” (вычегодского) диамиктона, в котором Н.Н. Воробьев (2021) и Л.Н. Андреичева (2024) отмечают существенно более высокое содержание кристаллических пород (20% в обн. 4). При этом состав валунных

комплексов в диамиктонах в обн. 4 в публикациях А.С. Лаврова и Л.П. Потапенко (2005, 2012) в общем сходен с нашими данными. Ориентировка длинных осей обломков, по данным Л.Н. Андреичевой (2024), как правило, выдержана в разных разрезах: северо-северо-восточная – для печорского диамиктона и северо-западная – для вычегодского. Однако, по нашим данным и материалам А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко (2005, 2012) и Н.Н. Воробьева (2021), ориентировка существенно варьируется. Вероятно, литологическая изменчивость моренных диамиктонов не только в районе д. Гарёво и пос. Журавского, но и шире – на протяжении широтного отрезка Печоры – может являться следствием влияния ледников из различных центров оледенения и заслуживает, по нашему мнению, специального изучения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По нашим данным, в сводном разрезе четвертичных отложений в районе д. Гарёво и пос. Журавского на Нижней Печоре вскрываются моренные и водно-ледниковые отложения трех оледенений и разделяющие их межледниковые осадки. В основании разреза на песчаных отложениях залегает морена помусовского (окского) оледенения, среди грубообломочного материала которой найдены кристаллические породы, а ориентировка длинных осей обломков северо-северо-западная. От вышележащей мощной толщи печорского (днепровского) моренного диамиктона помусовские ледниковые отложения отделены слоем, предположительно, флювиогляциальных песчаных и алевритовых осадков. Валунный комплекс морены печорского оледенения характеризуется отсутствием кристаллических пород, повышенной долей песчаников, алевритов и аргиллитов при разнонаправленной ориентировке длинных осей обломков. Над печорскими ледниковыми отложениями залегают родионовские (шкловские) озерные глины с “холодными” спорово-пыльцевыми спектрами и, вероятно, аллювиально-морские (дельтовые) осадки. Палинокомплексы свидетельствуют о развитии березовых редколесий и кустарниковой тундровой растительности и, по нашему мнению, отражают ландшафтно-климатические условия, существовавшие в начале родионовского межледниковья. Выше залегает вычегодский (московский) моренный диамиктон, в составе грубообломочного материала которого найдены кристаллические породы, а ориентировка длинных осей обломков варьируется: северо-восточная, северо-западная и субширотная. Самая верхняя часть сводного разреза сложена промытыми грубопесчаными с гравием и галькой отложениями подпрудного озера, существовавшего в раннем валдае, и покровными алевритами полярного времени.

Наши исследования и обзор существующих представлений о геологическом строении четвертичных отложений и литологических особенностях моренных горизонтов в районе д. Гарёво и пос. Журавского показывают, что точки зрения разных авторов на строение разрезов и литологию морен в значительной степени отличаются друг от друга. Литологическая изменчивость разновозрастных моренных диамиктонов заслуживает дальнейшего изучения, и ее следует учитывать при выявлении особенностей строения и стратиграфической приуроченности четвертичных отложений широтного отрезка и низовьев Печоры.

Благодарности

Авторы благодарны своим коллегам Г.Н. Каблису, В.Г. Каблису и Т.А. Пономаревой за помощь при проведении полевых работ. Искреннюю признательность авторы выражают анонимному рецензенту статьи за ценные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреичева Л.Н. (2024) Геологическое строение четвертичных отложений в долине нижней Печоры. *Вестн. геонаук*, **1**, 16-23.
- Андреичева Л.Н. (2017) Корреляция неоплейстоценовых тиллов севера Русской равнины по петрографическому составу крупнообломочного материала. *Литология и полезн. ископаемые*, **1**, 82-95.
- Андреичева Л.Н. (1992) Основные морены Европейского Северо-Востока России и их литостратиграфическое значение. СПб.: Наука, 125 с.
- Андреичева Л.Н. (2002) Плейстоцен Европейского Северо-Востока. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 322 с.
- Арсланов Х.А., Бердовская Г.Н., Лосева Э.И., Филонов Б.А. (1975) Новые данные о континентальных микунинских отложениях на нижней Печоре. *Вестн. Ленинградск. ун-та*, **24**, 139-142.
- Астахов В.И., Свендсен Й.И. (2011) Покровная формация финального плейстоцена на крайнем северо-востоке Европейской России. *Регион. геология и металлогения*, **47**, 12-27.
- Ботвинкина Л.Н. (1965) Методическое руководство по изучению слоистости. М.: Наука, 260 с.
- Викулова М.Ф. (1957) Общая характеристика глин. *Методич. руководство по петрографо-минералогическому изучению глин*. М.: Гос. науч.-техн. изд-во литры по геологии и охране недр, 7-90.
- Воробьев Н.Н. (2021) Отложения среднего неоплейстоцена в нижнем течении р. Печоры. *Вестн. геонаук*, **5**(317), 37-43.
- Гричук В.П., Заклинская Е.Д. (1948) Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: ОГИЗ ГЕОГРАФИЗ, 224 с.
- Гуслицер Б.И. (1973) Возраст валунных суглинков и межморенных отложений в районе с. Кипиево (нижняя Печора) по данным изучения костей грызунов. *Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР. Ежегодник-1972*. Сыктывкар, 71-77.

- Гуслицер Б.И. (1981) Сопоставление разрезов плейстоценовых отложений бассейнов Печоры и Вычегды по ископаемым остаткам грызунов. *Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области*, М.: Наука, 28-37.
- Гуслицер Б.И., Лосева Э.И. (1979) Верхний кайнозой Печорской низменности. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 44 с.
- Дурагина Д.А., Коноваленко Л.А. (1993) Палинология плейстоцена северо-востока Европейской части России. СПб.: Наука, 124 с.
- Застрожнов А.С., Минина Е.А., Шкатова В.К., Тарноградский В.Д., Снежко О.Н., Рыжкова В.М., Астахов В.И., Гусев Е.А. (2014) Карта четвертичных образований территории Российской Федерации. М-б 1:2 500 000. ВСЕГЕИ: ВНИИОкеангеология.
- Лавров А.С. (1976) Петрографический метод датирования морен и результаты его применения при аэрофотогеологическом картировании северо-восточной части Русской равнины. *Экспресс-информация. Общая и региональная геология; геологическое картирование*, **10**, 21-29.
- Лавров А.С., Потапенко Л.М. (2012) Неоплейстоцен Печорской низменности и Западного Притиманья (стратиграфия, палеогеография, хронология). М.: Можайский полиграф. комбинат, 191 с.
- Лавров А.С., Потапенко Л.М. (2005) Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М.: Аэрогеология, 222 с.
- Лосева Э.И., Андреичева Л.Н., Дурагина Д.А., Коноваленко Л.А., Кочев В.А. (1991) Обоснование возраста плейстоценовых горизонтов Европейского Северо-Востока. Сер. препринтов "Науч. докл". Вып. 273. Сыктывкар, 27 с.
- Покровская И.М. (1950) Лабораторная обработка проб для производства пылецевого анализа. *Пылецевой анализ*. М.: Гос. изд-во геол. лит-ры, 29-45.
- Пономарев Д.В., Крюкова Н.В., Андреичева Л.Н., Пузаченко А.Ю., Воробьев Н.Н., Марченко-Вагапова Т.И., ван Кольфсхотен Т., ван дер Плихт Й. (2023) Находка плейстоценового моржа (*Odobenus rosmarus* L., 1758) на севере Европейской России (р. Печора). *Палеонтол. журн.*, **6**, 76-86.
- Решение 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы (Ленинград-Полтава-Москва, 1983 г.) с региональными стратиграфическими схемами. (1986) (Под ред. И.И. Краснова, Е.П. Зарриной). Л., 156 с.
- Astakhov V.I. (2004) Middle Pleistocene glaciations of the Russian North. *Quat. Sci. Rev.*, **23**, 1285-1311.
- Astakhov V.I. (2013) Pleistocene glaciations of northern Russia – a modern view. *Boreas*, **42**(1), 1-24.
- Astakhov V.I. (2014) The postglacial Pleistocene of the northern Russian mainland. *Quat. Sci. Rev.*, **92**, 388-408.
- Ehlers J., Astakhov V., Gibbard P.L., Mangerud J., Svendsen J.I. (2013) Glaciations. Middle Pleistocene in Eurasia. (Eds S.A. Elias, C.J. Mock). *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, 172-179.
- Erdtman G. (1992) Erdtman's Handbook of Palynology. 2nd ed. Copenhagen, 580 p.
- Mangerud J., Svendsen J.I., Astakhov V.I. (1999) Age and extent of the Barents and Kara ice sheets in Northern Eurasia. *Boreas*, **28**, 46-80.
- Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingólfsson Ó., Jakobsson M., Kjær K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.P., Lyså A., Mangerud J., Matioushkov A., Murray A., Möller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M.J., Spielhagen R.F., Stein R. (2004) Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quat. Sci. Rev.*, **23**, 1229-1271.
- Andreicheva L.N. (2017) Correlation of Neopleistocene tills in the northern Russian plain: Evidence from petrography of the coarse-clastic material. *Lithol. Mineral Resources*, **52**, 69-79.
- Andreicheva L.N. (2024) Geological structure of Quaternary deposits in the lower Pechora valley. *Vestnik Geonauk*, **1**, 16-23. (In Russ.)
- Andreicheva L.N. (1992) Main moraines of the European North-East of Russia and their lithostratigraphic significance. St.Petersburg, Nauka Publ., 125 p. (In Russ.)
- Andreicheva L.H. (2002) Pleistocene of the European North-east. Ekaterinburg, UB RAS Publ., 322 p. (In Russ.)
- Arslanov H.A., Berdovskaya G.N., Loseva E.I., Filonov B.A. (1975) New data on continental Mikulino sediments in the Lower Pechora. *Vestnik Leningradskogo Universiteta*, **24**, 139-142. (In Russ.)
- Astakhov V.I. (2004) Middle Pleistocene glaciations of the Russian North. *Quat. Sci. Rev.*, **23**, 1285-1311.
- Astakhov V.I. (2013) Pleistocene glaciations of northern Russia – a modern view. *Boreas*, **42**(1), 1-24.
- Astakhov V.I. (2014) The postglacial Pleistocene of the northern Russian mainland. *Quat. Sci. Rev.*, **92**, 388-408.
- Astakhov V.I., Svendsen J.I. (2011) The cover formation of the final Pleistocene in the far northeast of European Russia. *Region. Geol. i Metallogeniya*, **47**, 12-27. (In Russ.)
- Botvinkina L.N. (1965) Methodological guide to the study of layering. Moscow, Nauka, 260 p. (In Russ.)
- Duryagina D.A., Konovalenko L.A. (1993) Palynology of the Pleistocene of the north-east of European Russia. St.Petersburg, Nauka Publ., 124 p. (In Russ.)
- Ehlers J., Astakhov V., Gibbard P.L., Mangerud J., Svendsen J.I. (2013) Glaciations. Middle Pleistocene in Eurasia. (Eds S.A. Elias, C.J. Mock). *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, 172-179.
- Erdtman G. (1992) Erdtman's Handbook of Palynology. 2nd ed. Copenhagen, 580 p.
- Grichuk V.P., Zaklinskaya E.D. (1948) Analysis of fossil pollen and spores and its application in paleogeography. Moscow, OGIZ GEOGRAFGIZ Publ., 224 p. (In Russ.)
- Guslitsker B.I. (1973) Age of boulder loams and intermoraine deposits in the vicinity of the village of Kipievo (lower Pechora) according to the data of rodent bones. *Geology and Mineral Resources of the North-East of the European part of the USSR. Yearbook-1972*. Syktyvkar, 71-77. (In Russ.)
- Guslitsker B.I. (1981) Comparison of sections of Pleistocene deposits of the Pechora and Vychegda basins based on fossil remains of rodents. *Pliocene and Pleistocene of the Volga-Ural region*, Moscow, Nauka Publ., 28-37. (In Russ.)
- Guslitsker B.I., Loseva E.I. (1979) Upper Cenozoic of the Pe-

- chora Lowland. Syktyvkar, Komi Fil. AN SSSR Publ., 44 p. (In Russ.)
- Lavrov A.S. (1976) Petrographic method of dating moraines and the results of its application in aerial photogeological mapping of the northeastern part of the Russian Plain. Express information. *General and regional geology: geological mapping*, **10**, 21-29. (In Russ.)
- Lavrov A.S., Potapenko L.M. (2005) Neopleistocene of the North-East of the Russian Plain. Moscow, Aerogeologiya Publ., 222 p. (In Russ.)
- Lavrov A.S., Potapenko L.M. (2012) Neopleistocene of the Pechora Lowland and Western Pritimania (stratigraphy, paleogeography, chronology). Moscow, Mozhaiskii poligrafich. kombinat, 191 p. (In Russ.)
- Loseva E.I., Andreicheva L.N., Duryagina D.A., Konovnenko L.A., Kochev V.A. (1991) Substantiation of the age of Pleistocene horizons in the European North-East. Ser. preprints "Scientific reports". Iss. 273. Syktyvkar, 27 p.
- Mangerud J., Svendsen J.I., Astakhov V.I. (1999) Age and extent of the Barents and Kara ice sheets in Northern Eurasia. *Boreas*, **28**, 46-80.
- Pokrovskaya I.M. (1950) Laboratory processing of samples for the production of pollen analysis. *Pollen analysis*. Moscow, Gos. Izd-vo geolog. liter., 29-45. (In Russ.)
- Ponomarev D.V., Kryukova N.V., Andreicheva L.N., Puzachenko A.Y., Vorob'ev N.N., Marchenko-Vagapova T.I., van Kol'fskhoten T., van der Plicht J. (2023) Pleistocene Walrus *Odobenus rosmarus* (L., 1758) Discovered in Northern European Russia (Pechora River). *Paleontol. Zhurnal*, **57**(6), 671-680 (transl. from *Paleontol. J.*, **6**, 76-86).
- Resolutions of the 2nd Interdepartmental Stratigraphic Meeting on the Quaternary System of the East European Platform (Leningrad-Poltava-Moscow, 1983) with Regional Stratigraphic Schemes. (1986) (Ed. I. I. Krasnov, E.P. Zarrina). Leningrad, 156 p. (In Russ.)
- Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingólfsson Ó., Jakobsson M., Kjær K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.P., Lyså A., Mangerud J., Matioushkov A., Murray A., Möller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M.J., Spielhagen R.F., Stein R. (2004) Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quat. Sci. Rev.*, **23**, 1229-1271.
- Vikulova M.F. (1957) General characterization of clays. *Methodical guide for petrographic and mineralogical study of clays*. Moscow, State Scientific and Technical Publishing House of Literature on Geology and Protection of Subsoil, 7-90. (In Russ.)
- Vorob'ev N.N. (2021) Middle Neopleistocene deposits in the lower reaches of the Pechora River. *Vestnik Geonauk*, **5**(317), 37-43. (In Russ.)
- Zastorozhnov A.S., Minina E.A., Shkatova V.K., Tarnogradskii V.D., Snezhko O.N., Ryzhkova V.M., Astakhov V.I., Gusev E.A. (2014) Map of Quaternary formations of the territory of the Russian Federation. Scale 1:2 500 000. VSEGEI, VNII Okeangeologiya Publ. (In Russ.)

$\alpha^{Al}E$ индексы глинистых пород рифея Южного Урала и особенности выветривания (первая попытка анализа)

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 30.01.2024 г., принята к печати 21.03.2024 г.

Объект исследований – глинистые породы (глинистые алевролиты, глинистые сланцы и аргиллиты) нижнего, среднего и верхнего рифея Башкирского мегаантиклинория Южного Урала (стратотип рифея). **Метод исследований.** По валовому химическому составу (основные породообразующие оксиды и некоторые редкие и рассеянные элементы) для глинистых пород рассчитаны величины $\alpha^{Al}E$, позволяющие судить об интенсивности выветривания материнских пород на водосборах. Выполнено сопоставление значений $\alpha^{Al}E$, характерных для илов и взвеси современных рек Южной Африки, Северной Евразии и Северной Америки, а также глинистых пород ряда свит рифея Южного Урала. **Результаты.** Установлено, что кривые $\alpha^{Al}E$ для глинистых пород различных свит рифея Южного Урала в существенной степени похожи друг на друга. Для них характерны умеренные величины $\alpha^{Al}Na$, достаточно высокие $\alpha^{Al}Ca$ и $\alpha^{Al}Sr$ и преимущественно низкие значения ряда других $\alpha^{Al}E$. Для глинистых пород большинства стратиграфических уровней стратотипа рифея $\alpha^{Al}Na_{cp}$ близки или сопоставимы с теми, что свойственны взвеси рек умеренного климата. Средние величины $\alpha^{Al}K$ в глинистых сланцах также сопоставимы с величинами данного параметра, рассчитанными нами для взвеси рек умеренного климата, например Лены или Гудзона. Илы рек Южной Африки обладают, напротив, несколько более высокими $\alpha^{Al}K$. В то же время глинистые сланцы стратотипа рифея обладают несколько более высокими $\alpha^{Al}Ba_{cp}$, нежели илы рек Южной Африки или взвесь рек умеренного климатического пояса Северной Евразии или Северной Америки. **Выводы.** “Прямое” сопоставление рядов подвижности $\alpha^{Al}E$ для глинистых пород стратотипа рифея и таковых для илов и взвеси ряда рек Южной Африки, Северной Евразии и Северной Америки позволяет высказать предположение, что для эпох накопления терригенных отложений рифея Южного Урала был характерен климат, напоминавший современный умеренный климат северного полушария.

Ключевые слова: рифей, Южный Урал, глинистые породы, $\alpha^{Al}E$ индексы выветривания

Источник финансирования

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

$\alpha^{Al}E$ indices of Riphean clay rocks of the Southern Urals and weathering features (first attempt at analysis)

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 30.01.2024, accepted 21.03.2024

Research subject. The clay rocks (fine-grained clayey siltstones, shales and mudstones) of the Lower, Middle and Upper Riphean of the Bashkir megaanticlinorium of the Southern Urals (Riphean stratotype). **Materials and Methods.** The $\alpha^{Al}E$ values are calculated for clay rocks based on the bulk chemical composition (major rock-forming oxides and some trace elements), which makes it possible to judge the intensity of weathering of source rocks in catchments. A comparison was made of the $\alpha^{Al}E$ values characteristic of silts and particulate suspended matter of a number of modern rivers in South Africa, Northern Eurasia and North America, as well as clay rocks of a number of the Riphean formations of the Southern Urals. **Results.** The $\alpha^{Al}E$ curves for clay rocks of the various Riphean formations of the Southern Urals are significantly similar to each other. They are characterized by moderate values of $\alpha^{Al}Na$, fairly high values of $\alpha^{Al}Ca$ and $\alpha^{Al}Sr$, and predominantly low values of a number of other $\alpha^{Al}Es$. For clay rocks of most stratigraphic levels of the Riphean stratotype, $\alpha^{Al}Na_{average}$ are close or comparable to those characteristic of suspensions in the rivers of temperate climate.

Для цитирования: Маслов А.В. (2025) $\alpha^{Al}E$ индексы глинистых пород рифея Южного Урала и особенности выветривания (первая попытка анализа). *Литосфера*, **25**(1), 96–113. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-1-96-113>. EDN: BTEY TJ

For citation: Maslov A.V. (2025) $\alpha^{Al}E$ indices of Riphean clay rocks of the Southern Urals and weathering features (first attempt at analysis). *Lithosphere (Russia)*, **25**(1), 96–113. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-1-96-113>. EDN: BTEY TJ

The average $\alpha^{Al}K$ values in shales are also comparable to those calculated for particulate suspended matter in the rivers of temperate climate, for example, the Lena or the Hudson. The silts of the rivers of South Africa, on the contrary, have slightly higher $\alpha^{Al}K$. At the same time, the shales of the Riphean stratotype have slightly higher $\alpha^{Al}B_{average}$ than the silts of the rivers of South Africa or the particulate suspended matter of the rivers of the temperate climatic zone of Northern Eurasia or North America. *Conclusions.* Based on “direct” comparison of $\alpha^{Al}E$ for clayey rocks of the Riphean stratotype and those for silts and particulate suspended matter of a number of rivers in South Africa, Northern Eurasia and North America, we can conclude that the eras of accumulation of terrigenous deposits of the Riphean of the Southern Urals were characterized by a climate reminiscent of the modern temperate climate of the northern hemispheres.

Keywords: *Riphean, Southern Urals, clay rocks, $\alpha^{Al}E$ indices, weathering*

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

In preparing this work, analytical data kindly provided by E.Z. Gareev, M.T. Krupenin, V.M. Gorozhanin and S.G. Kovalev were used. Analytical materials obtained from some of the clay rock samples selected by these colleagues were also involved. Illustrations for the article were made by N.S. Glushkova. The author is sincerely grateful to all of the listed colleagues, as well as to the anonymous reviewers who took the trouble to familiarize themselves with the text.

ВВЕДЕНИЕ

Реконструкция климатических обстановок докембрия, как и во многих случаях фанерозоя, опирается не только на собственно литологические приемы, но и, особенно в последние годы, на разнообразные литогеохимические подходы. Обзор последних на русском языке можно найти в публикации (Маслов, Подковыров, 2023а). Некоторые из них ранее уже были применены к рассмотрению палеоклиматических характеристик рифея Южного Урала (Маслов и др., 2003, 2016; Маслов, Подковыров, 2023б и ссылки в этих работах). Но, как это часто бывает, в указанный обзор вошли не все широко используемые индикаторы палеоклимата, тогда как, напротив, имеющие уже больше историческое значение оказались в той или иной мере освящены.

В настоящей публикации этот недостаток исправлен в отношении широко используемых для расшифровки особенностей современного выветривания (и, соответственно, в той или иной мере – климата) на палеоводосборах так называемых альфа-индексов – α values (αE) (Gaillardet et al., 1999) и $\alpha^{Al}E$ (Garzanti et al., 2013). В качестве модельного объекта выбраны хорошо исследованные осадочные последовательности стратотипа рифея Башкирского мегантиклинория Южного Урала – бурзянская, юрматинская и каратауская серии.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ СТРАТОТИПА РИФЕЯ

Стратотипический разрез рифея, расположенный в пределах западной и центральной зон Башкирского мегантиклинория на западном склоне Южного Урала, сложен терригенными и карбонатно-терригенными осадочными последовательностями, среди которых на некоторых уровнях встречаются и вулканиты (Стратотип..., 1983; Маслов и др., 2001, 2002). Он объединяет три крупные седиментационные серии: бурзянскую, юрматинскую и каратаускую (рис. 1). Исходя из современного официального определения возраста нижней границы венда (600 млн лет (Стратиграфический..., 2019)), можно предполагать, что рифейский возраст имеет и бакеевская свита ашинской серии, несогласно залегающая на породах каратауской серии, но так ли это действительно – покажет время. Так как подробная характеристика названных серий дана в работах (Козлов, 1982; Стратотип..., 1983; Маслов, 1988; Маслов и др., 2001, 2002; Нижний..., 1989; Пучков, 2010; Семихатов и др., 2015; и др.), то далее мы остановимся лишь на самых общих моментах. Вещественный состав глинистых пород стратотипа рифея рассмотрен нами ранее в монографии (Маслов и др., 1999). Все анализируемые нами тонкозернистые обломочные породы мы считаем, как и ранее, механогенными.

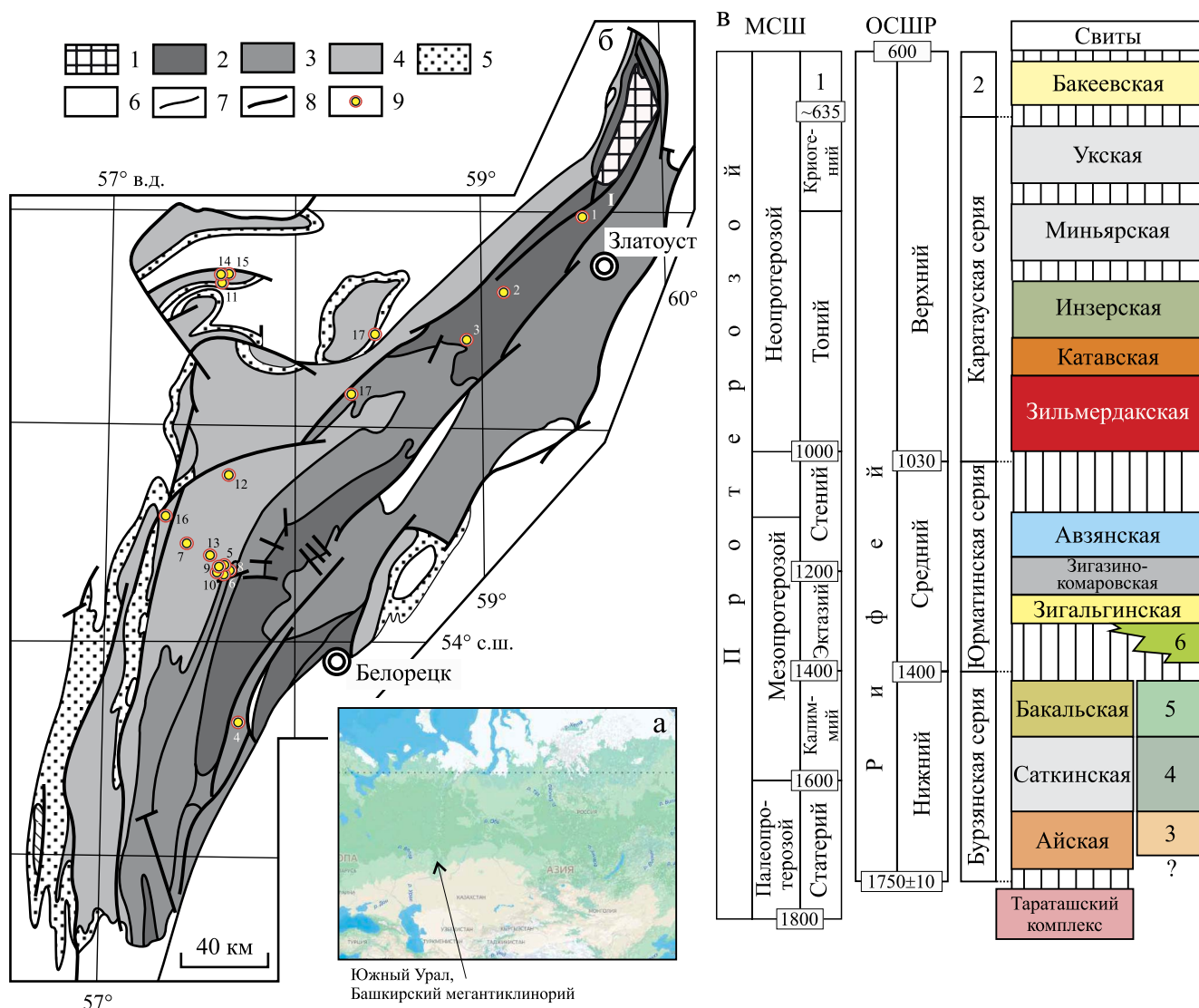


Рис. 1. Обзорная схема (а), схематическая геологическая карта Башкирского мегантиклинория (Маслов и др., 2022) с изменениями (б) и сводная стратиграфическая колонка стратотипа рифея с положением районов отбора образцов на исследование валового химического состава глинистых пород (в).

а: Географическая основа заимствована с сайта <https://yandex.ru/maps/?ll=48.507137%2C56.097075&z=3.16>.

б: 1 – архей–нижний протерозой; 2 – нижний рифей; 3 – средний рифей; 4 – верхний рифей; 5 – венд; 6 – палеозой; 7 – геологические границы; 8 – разрывные нарушения; 9 – районы отбора образцов глинистых пород (1 – разрезы айской свиты по р. Ай выше г. Кусы; 2 – разрезы саткинской свиты в окрестностях г. Сатка; 3 – бакальская свита, естественные разрезы и разрезы в карьерах Бакальского рудного поля; 4 – обнажения машакской свиты на хр. Бол. Шатак; 5 – обнажения зигазино-комаровской свиты в районе хут. Катаскин; 6 – обнажения авзянской свиты там же; 7 – разрез бирьянской подсвиты зильмердакской свиты на восточном склоне хр. Зильмердак западнее пос. Инзер; 8 – разрез бирьянской подсвиты на левом борту долины р. Мал. Инзер против д. Реветь; 9 – разрез нугушской подсвиты зильмердакской свиты там же; 10 – разрез бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты там же; 11 – обнажения той же подсвиты на южной окраине г. Миньяр; 12 – разрез той же подсвиты по правому борту долины р. Лемеза выше устья руч. Шаркраук; 13 – фрагменты разрезов и обнажения инзерской свиты в окрестностях пос. Инзер; 14 – фрагмент разреза инзерской свиты у ж.д. ст. Бьянка; 15 – разрез миньярской свиты в щебеночном карьере выше ж.д. ст. Бьянка; 16 – разрез нижней подсвиты уксской свиты в окрестностях хут. Кулмас; 17 – разрез бакеевской свиты на восточной окраине г. Усть-Катав). Подробную информацию о строении этих разрезов можно найти в (Маслов и др., 2001)). I – Тараташский антиклинорий.

в: 1 – эдиакарий; 2 – ашинская серия; 3 – большеинзерская свита; 4 – суранская свита; 5 – юшинская свита; 6 – машакская свита. Вертикальная штриховка – перерывы без указания длительности. 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 венда, среднего и нижнего рифея показан в соответствии с представлениями (Краснобаев и др., 2013а, 2013б; Семихатов и др., 2015).

Fig. 1. Overview diagram (a), schematic geological map of the Bashkir meganticlinorium (Maslov et al., 2022) with modifications (б) and a summary stratigraphic column of the Riphean stratotype with the position of sampling areas to study the bulk chemical composition of clay rocks (в).

a: Geographical basis taken from the site <https://yandex.ru/maps/?ll=48.507137%2C56.097075&z=3.16>

б: 1 – Archean–Lower Proterozoic; 2 – Lower Riphean; 3 – Middle Riphean; 4 – Upper Riphean; 5 – Vendian; 6 – Paleozoic; 7 – geological boundaries; 8 – discontinuities; 9 – areas of sampling of clayey rocks (1 – cross-sections of the Ai Formation along the Ai River above the Kusa town; 2 – cross-sections of the Satka Formation in the vicinity of the Satka town; 3 – Bakal Formation, natural cross-sections and cross-sections in the quarries of the Bakal ore field; 4 – outcrops of the Mashak Formation on the Bolshoi Shatak Ridge; 5 – outcrops of the Zigaza-Komarovo Formation in the area of Kataskin village; 6 – outcrops of the Avzyan Formation in the same place; 7 – cross-section of the Biryán Subformation of the Zilmerdak Formation on the eastern slope of the Zilmerdak ridge, west of the Inzer village; 8 – cross-section of the Biryán subformation on the left side of the Malyi Inzer river near Revet village; 9 – cross-section of the Nugush Subformation of the Zilmerdak Formation in the same place; 10 – cross-section of the Bederyshin Subformation of the Zilmerdak Formation in the same place; 11 – outcrops of the same subformation on the southern outskirts of the Minyar town; 12 – cross-section of the same subformation on the right side of the Lemeza river valley, above the mouth of the Sharkrauk stream; 13 – fragments of cross-sections and outcrops of the Inzer Formation in the vicinity of the Inzer village; 14 – fragment of the Inzer Formation cross-section near the Bianca railway station; 15 – cross-section of the Minyar Formation in the crushed stone quarry above the Bianca railway station; 16 – cross-section of the lower subformation of the Uk Formation in the vicinity of Kulmas village; 17 – cross-section of the Bakeevo Formation on the eastern outskirts of Ust-Katav town). Detailed information about all these cross-sections can be found in (Maslov et al., 2001)). 1 – Taratash anticlinorium. в: 1 – Ediacaran; 2 – Asha Group; 3 – Bolshoi Inzer Formation; 4 – Suran Formation; 5 – Yusha Formation; 6 – Mashak Formation. Vertical shading – breaks without indicating duration. MCIII – International Stratigraphic Chart (version v2020/03, www.stratigraphy.org). OCШП – 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 Vendian, Middle and Lower Riphean is shown in accordance with the ideas (Krasnobaev et al., 2013a, 2013b; Semikhatov et al., 2015).

Бурзянская серия (мощность 4000–7000 м) залегает несогласно на метаморфических породах архея–раннего протерозоя и объединяет на северо-востоке Башкирского мегантиклинория (Тараташский антиклинорий) айскую, саткинскую и бакальскую свиты. Айская свита представлена преимущественно терригенными породами; в ее нижней части присутствуют вулканиты с возрастом циркона 1752 ± 11 млн лет (Краснобаев и др., 2013б). Саткинская свита сложена в основном доломитами; глинистые сланцы характерны только для ее третьей/средней (половинкинской) подсвиты. Возраст раннего диагенеза известняков, залегающих у кровли свиты, равен 1550 ± 30 млн лет (Кузнецов и др., 2008). Бакальская свита представлена в нижней части низкоуглеродистыми глинистыми сланцами, а в верхней – несколькими толщами терригенных и карбонатных пород. Возраст раннего диагенеза известняков этого уровня бурзяния оценивается в 1430 ± 30 млн лет (Кузнецов и др., 2003). В центральной части Башкирского мегантиклинория с названными стратонами параллелизуются соответственно большеинзерская, суранская и юшинская свиты (Стратотип..., 1983).

На бурзянской серии с перерывом и угловым несогласием залегают терригенные и терригенно-карбонатные образования юмартинской серии (мощность 4500–6000 м), объединяющей машакскую, зигальгинскую, зигазино-комаровскую и авзянскую свиты. Машакская свита, развитая в осевой части Башкирского мегантиклинория, сложена терригенными породами, чередующимися с метабазами и метариолитами. Для циркона из метариолитов получены U-Th-Pb возрасты 1383 ± 3 , 1386 ± 5 и 1386 ± 6 млн лет (Краснобаев

и др., 2013а). Начальные этапы “машакского магматического события” имели место 1409 ± 89 млн лет назад (Sm-Nd метод (Ковалев и др., 2019)). В Тараташском антиклинории машакская свита отсутствует и бакальская свита нижнего рифея перекрыта кварцевыми песчаниками зигальгинской свиты. Глинистых сланцев в составе зигальгинской свиты нет. Зигазино-комаровская свита состоит из пачек переслаивания глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Pb-Pb изотопный возраст раннедиагенетических фосфоритов из основания свиты составляет 1330 ± 20 млн лет (Овчинникова и др., 2013). Авзянская свита включает несколько карбонатных и терригенных толщ. На основании С-хемостратиграфических данных считается, что формирование отложений этого уровня стратотипа рифея происходило не позже ~1270 млн лет назад (Bartley et al., 2007).

Каратауская серия (тип верхнего рифея) объединяет зильмердакскую, катавскую, инзерскую, миньярскую и укскую свиты. Мощность серии составляет от 3500 до 6000 м. 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 ряде разрезов в ее

основании присутствует толща сероцветных известняков (подинзерские слои). Rb-Sr изотопный возраст раннедиагенетического иллита из глинистых сланцев составляет 805–835 млн лет (Горохов и др., 2019). Ранний диагенез известняков подинзерских слоев имел место 836 ± 25 млн лет (Овчинникова и др., 1998). Миньярская свита сложена преимущественно доломитами, Pb-Pb изотопный возраст которых равен 780 ± 85 млн лет (Овчинникова и др., 2000). Укская свита в нижней части представлена терригенными и карбонатными породами, а в верхней – известняками. Al-разности глауконита из нижней подсвиты укской свиты имеют возраст 660–690 млн лет (Зайцева и др., 2008). На западном крыле Башкирского мегантиклинория (бассейн р. Зилим в районе д. Толпарово) на глинистых известняках катавской свиты залегают конгломераты и терригенные породы толпаровской и суировской свит ашинской серии, выполняющие глубокую врезанную долину в отложениях каратауской серии (Келлер и др., 1984). Аналогами их в других районах Башкирского мегантиклинория считаются терригенные отложения бакеевской свиты. Rb-Sr возраст глауконита бакеевской свиты оценивается в 638 ± 13 (Kuznetsov et al., 2017) или 642 ± 9 млн лет (Зайцева и др., 2019).

Степень постседиментационных изменений пород рифея Башкирского мегантиклинория варьирует от метагенеза (для отложений бурзянской серии) до начального катагенеза (венд и верхи верхнего рифея) (Анфимов, 1997; и др.). Подавляющее большинство глинистых пород рифея, за исключением бирьянской подсвиты зильмердакской свиты, характеризуется значениями $K_2O/Na_2O < 20$, что, в соответствии с представлениями (Bolnar et al., 2005), дает основание предполагать незатронутость их процессами К-метасоматоза. Тонкозернистые обломочные породы бирьянской подсвиты ассоциируют с аркозовыми и субаркозовыми песчаниками, и свойственные им высокие величины K_2O/Na_2O связаны, очевидно, с присутствием в их составе тонко-растертого калиевого полевого шпата.

В раннем и среднем рифее в пределах современного Башкирского мегантиклинория и прилегающих к нему с запада районах Восточно-Европейской платформы существовали, по всей видимости, относительно небольшие эпикратонные/надрифтовые бассейны (Формирование..., 1986; и др.), а для позднего рифея может быть реконструирован латеральный ряд формаций, напоминающий последовательность отложений пассивной континентальной окраины (Пучков, 2005). Накопление осадочных толщ айской и машакской свит происходило на фоне плюмовых событий (Пучков, 2018). Источником основной массы кластики в рифее являлись кристаллические породы цоколя Восточно-Европейской платформы (Акимова, 1967; Карта...,

1983; Стратотип..., 1983; Маслов, 1988; Маслов и др., 2001, 2018; Зайцева и др., 2022).

Содержание редких и рассеянных элементов в глинистых породах стратотипа рифея сопоставимо с содержанием в среднем постархейском австралийском глинистом сланце (PAAS (Taylor, McLennan, 1985)). Присущие им значения индикаторных отношений (Th/Sc, Zr/Sc и др.) позволяют считать, что в рифее в областях сноса преобладали кислые магматические/метаморфические образования (Маслов и др., 2016, 2022). Этот вывод не исключает того, что продукты размыва иных по составу комплексов пород из-за особенностей транспортировки кластики (далекий перенос, выветривание и т. п.) просто не достигали приемных бассейнов.

Геохимические характеристики глинистых пород рифея Южного Урала и “открывающегося” в сторону него с запада Камско-Бельского авлакогена указывают на формирование их под влиянием либо крупных речных систем (реки категории 1 по классификации (Bayon et al., 2015)), на водосборах которых присутствовали разные, в том числе осадочные, породные ассоциации, либо рек категории 2, дренировавших водосборы, сложенные преимущественно осадочными образованиями (Маслов, 2019, 2020). Это дает основание считать, что располагавшиеся в рифее к западу от стратотипической местности палеоводосборы охватывали существенные территории.

ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ СТРАТОТИПА РИФЕЯ (ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ)

Как следует из приведенной краткой характеристики типового разреза рифея, в нем в большинстве случаев отсутствуют яркие литоклиматические индикаторы, однозначно указывающие на определенные климатические обстановки. Это заставляет исследователей использовать для реконструкции палеоклимата тонкие особенности состава пород, а также их разнообразные литогеохимические характеристики. Так, присутствие в составе глинистых сланцев верхней части айской свиты палыгорскита (Сульман, Демчук, 1978) позволило ряду авторов считать климат начала рифея близким к аридному. На это же как будто указывают присутствие аркозовых песчаников в основании айской свиты и мощные толщи доломитов в разрезах саткинской свиты. Напротив, преобладание в глинистых сланцах бакальской свиты Fe-и Fe-Mg-хлоритов предполагает существование гумидного климата на палеоводосборах (Сульман и др., 1974; Карпова, Тимофеева, 1975). Об этом же свидетельствуют, вероятно, широко распространенные в разрезах бурзянской серии низкоуглеро-

дистые глинистые сланцы. В то же время В.П. Парначев (1987), основываясь на повышенных содержаниях фтора и хлора в породах саткинской и бакальской свит, считал, что накопление осадочных последовательностей середины и конца бурзяния происходило в эвапоритовых водоемах аридной зоны.

Существенно кварцевый состав псаммитов машакской и зигальгинской свит, а также лемезинской подсвиты зильмердакской свиты указывает в традиционной парадигме на формирование исходных осадков в обстановках глубокого химического выветривания кислого субстрата при преобладании гумидного/тропического влажного климата. Присутствие в доломитах, залегающих среди пестроцветных глинисто-алевролитов-карбонатных отложений авзянской свиты, включений гипса, а в красноцветных алевролитах там же Мг-хлоритов (Крупенин и др., 2002) также может указывать на эвапоритовый характер бассейна осадконакопления/обстановки аридного климата. Об эвапоритовой природе отложений так называемого кужинского комплекса (средний/верхний рифей?) свидетельствуют высокие концентрации фтора и хлора в карбонатных и терригенных породах, пестроцветная окраска пород, включения гипса в доломитах и барит-сфалерит-галенитовая минерализация (Парначева, 1987). В пользу сказанного говорит и тяжелый изотопный состав серы в сульфидах Кужинского барит-полиметаллического месторождения (Широбокова, 1992). По данным В.Н. Подковырова и Э.З. Гареева (1995), основанным на анализе литохимических особенностей глинистых сланцев юрматинской серии, климат первой половины юрматиния был ближе к семиаридному, а позднее почти аридным.

Аркозовые песчаники бирьянской подсвиты зильмердакской свиты, как и аркозы базальных уровней бурзяния, традиционно рассматриваются как индикаторы аридного/семиаридного климата. На это же указывает присутствие в пачках переслаивания алевролитов и аргиллитов названной свиты псевдоморфоз по галиту и многочисленных трещин усыхания и литохимические характеристики аргиллитов (Гареев, 1987; Маслов, 1988; Маслов и др., 2013). Накопление красноцветных известняков и мергелей катавской свиты происходило также, вероятно, в условиях, приближавшихся к аридным (Карта..., 1983; Маслов, 1988; Маслов, Гареев, 1988; Парначев, 1988). Напротив, инзерский и нижняя часть укского уровней представлены глауконито-кварцевыми песчаниками и алевролитами, что предполагает формирование исходных осадков в обстановках теплого гумидного климата, а преобладание доломитов в разрезах миньярской свиты указывает, по всей видимости, на возврат аридных обстановок. Сглаженно-упорядоченный тип распределения средних содержаний ред-

ких и рассеянных элементов в ряду “песчаники-карбонаты” на инзерском уровне также указывает на существование в середине позднего рифея в областях размыва климата, близкого к гумидному (Гареев, 1988). О накоплении в гумидного климатических обстановках осадочных последовательностей авзянского и зильмердакского уровней свидетельствуют повышенные против кларка содержания Мп в обломочных породах (Гареев, 1989).

Исследование химического состава глинистых пород стратотипа рифея с использованием диаграммы Ронова-Хлебниковой и анализ вариаций гидролизатного, алюмокремниевое и натриевого модулей (Юдович, Кетрис, 2000), а также химического индекса изменения (CIA (Nesbitt, Young, 1982)) позволили наметить общую картину палеоклиматических обстановок накопления осадочных толщ (Маслов, Гареев, 1999; Маслов и др., 1999). Так, в течение раннего рифея на водосборах происходило постепенное вызревание поступавшего в область седиментации пелитового материала. Максимально зрелыми в литохимическом отношении в составе бурзянской серии являются глинистые сланцы бакальского уровня. Средний рифей характеризовался поступлением вначале алюмосиликокластики варьирующей степени зрелости; к концу юрматиния она стала выше, что, вероятно, отражает нарастание гумидности в областях размыва. Для каратавия показан переход от умеренно зрелого материала ко все более зрелой тонкой алюмосиликокластике. Средние значения CIA варьируют в глинистых породах рифея от менее 60 до ≈ 75 (Маслов и др., 2016), что предполагает в целом невысокую и умеренную интенсивность процессов выветривания на палеоводосборах. Сказанное подтверждается и другими литогеохимическими особенностями тонкозернистых обломочных пород (более высоким, чем в UCC, значением K/Cs_{cp} ; величинами K_2O/Al_2O_3 и Ga/Rb , характерными для иллитсодержащих глин/продуктов преимущественно холодного, аридного или семиаридного климата и др.).

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Для настоящего исследования использована актуализированная база данных о валовом химическом составе аргиллитов, глинистых сланцев и глинистых алевролитов, опубликованная в виде дополнительных материалов к статье (Маслов, Подковыров, 2023б). Она включает сведения о содержании основных породообразующих оксидов и ряда редких и рассеянных элементов для 76 образцов, отобранных из хорошо известных естественных разрезов рифея и некоторых скважин (см. рис. 1б). Определение содержания указанных компонентов проведено в разные годы в ПГО “Башкиргеология” (Уфа), ИГГ УрО РАН (Екатерин-

бург) и ИГ УФИЦ РАН (Уфа) методами “мокрой химии”, рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС). Точность исследований методом РФА составляла 1–5% для элементов с содержанием выше 1–5 мас. % и до 12–15% для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %. Пределы обнаружения для SiO_2 и Al_2O_3 составляли 0.22 и 0.16 мас. %, для MgO и MnO – 0.37 и 0.02 мас. %, суммарного железа (Fe_2O_3^*) – 0.06, K_2O и Na_2O – 0.04 и 0.15, P_2O_5 – 0.03 мас. %. Пределы обнаружения редких, редкоземельных и высокозарядных элементов варьировали от 0.005 до 0.1 мкг/г. Относительные стандартные отклонения результатов измерений не превышали 30%. Качество контролировалось использованием стандартных образцов OU-10 и MGT-1.

Содержание SiO_2 в глинистых породах рассматриваемой нами в данной работе выборки варьирует от ≈ 46.62 до ≈ 67.07 мас. % (среднее – 60.23 ± 3.91 мас. %). Среднее содержание TiO_2 составляет 0.82 ± 0.20 мас. %. Величина $\text{Al}_2\text{O}_{3\text{cp}}$ равна 17.70 ± 2.48 мас. % (минимум – 7.45, максимум – 22.30 мас. %). Минимальное количество Fe_2O_3^* равно 1.83, максимальное достигает 10.58 мас. % ($\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{cp}}^* = 6.38 \pm 1.99$ мас. %). Среднее содержание оксидов магния и кальция составляет соответственно 2.40 ± 1.00 и 0.90 ± 1.72 мас. % (пределы вариации – 0.40–6.07 и 0.07–11.20 мас. %). Величина $\text{Na}_2\text{O}_{\text{cp}}$ равна 0.94 ± 0.58 , а $\text{K}_2\text{O}_{\text{cp}}$ – 5.77 ± 2.14 мас. %. Потери при прокаливании варьируют от 2.08 до 14.65 мас. %. Среднее содержание в глинистых породах всей выборки Sr и Ba составляет 40.67 ± 25.27 и 433.33 ± 203.73 мкг/г. Величина Rb_{cp} равна 118.01 ± 57.14 мкг/г. Среднее содержание Y, Nb и Th составляет соответственно 21.17 ± 15.52 , 15.38 ± 5.11 и 11.15 ± 5.08 мкг/г. Величины Be_{cp} , Cs_{cp} и U_{cp} равны 3.12 ± 1.92 , 5.66 ± 2.73 и 2.78 ± 1.45 мкг/г. Содержание легких редкоземельных элементов (ЛРЗЭ) варьирует от 4.54 до 419.76 мкг/г (среднее – 139.11 ± 85.08 мкг/г), тяжелых – от 0.83 до 50.25 мкг/г (среднее – 15.17 ± 8.80 мкг/г). Для свит, представленных более чем тремя образцами глинистых пород средние, минимальные и максимальные содержания перечисленных компонентов приведены в табл. 1. В этой же таблице указаны используемые нами при расчетах содержания названных компонентов в верхней континентальной коры (UCC (Rudnick, Gao, 2014)).

По соотношению $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ и $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ в соответствии с представлениями авторов монографии (Юдович, Кетрис, 2000), глинистые породы стратотипа рифея могут считаться исходно принадлежавшими каолинитовым, смектитовым с примесью каолинита и иллита, хлорит-смектит-иллитовым и иллитовым глинам со значительной примесью дисперсных полевых шпатов (Маслов, Подковыров, 2023б).

ОБСУЖДЕНИЕ ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Известно, что интенсивность выветривания можно рассчитать для каждого химического элемента, вовлеченного в инконгруэнтное выветривание силикатных минералов (Garzanti et al., 2014 и ссылки там). Первоначально для этого использовалось сравнение концентрации данного элемента с концентрацией элемента немобильного (это могли быть и редкоземельные элементы, и Sc, и Ti, и Th, и др.) в образцах и в верхней континентальной коре (α values/ αE (Gaillardet et al., 1999)). Однако, так как РЗЭ, Th и Ti содержатся преимущественно в плотных акцессорных минералах и, таким образом, их концентрация в осадке сильно зависит от гидравлической сортировки, было предложено (Garzanti et al., 2013) рассчитывать значения α для любого элемента E по отношению к немобильному Al. В связи с тем что Al нехарактерен для плотных акцессориев, значения α^{AlE} могут быть использованы и для оценки выветривания в образцах, где концентрация акцессориев достаточно велика. Для расчета α^{AlE} применяется формула $[\text{Al}/\text{E}]_{\text{обр}}/[\text{Al}/\text{E}]_{\text{UCC}}$ (Garzanti et al., 2013, 2014; Dinis et al., 2020). Величина $\alpha^{\text{AlE}} \approx 1$ означает, что концентрация элемента E по отношению к неподвижному Al сравнима с концентрацией элемента в UCC. Значения $\alpha^{\text{AlE}} \gg 1$ указывают на деплетирование в породе данного элемента, которое можно объяснить выветриванием. Соответственно, $\alpha^{\text{AlE}} \ll 1$ предполагают обогащение. Величины α^{AlE} для большинства подвижных элементов выше во фракции <2 мкм, где концентрируются глинистые минералы, богатые Al. Малоподвижные элементы (такие как Sc, Y, РЗЭ, Ti, Nb), демонстрирующие во время выветривания тенденцию к относительному обогащению, часто характеризуются значениями $\alpha^{\text{AlE}} < 1$. Во фракции <32 мкм оксид титана, ТРЗЭ, Y и Nb также обладают величинами $\alpha^{\text{AlE}} < 1$.

Хотя значения α^{Al} и минимизируют эффекты гидравлической сортировки, они подвержены влиянию других, более тонких эффектов, например суспензионной сортировке. Так, во взвеси Амазонки и Ганга-Брахмапутры содержание Na увеличивается с глубиной воды быстрее, чем Sr и Ca, тогда как Nd, Sm и Th имеют тенденцию к небольшому уменьшению, а Cs, Rb, K, Be и Ba уменьшаются более медленными темпами, чем Mg, Ti и Al. В результате значения αE и α^{AlE} в толще воды меняются по-разному, однако расхождения между ними невелики (Garzanti et al., 2013).

Как показано в публикации (Garzanti et al., 2014 и ссылки в этой работе), речные илы тропической части Южной Африки демонстрируют умеренное обеднение щелочными и щелочноземельными металлами по сравнению с ее экваториальными областями. Так, средние значения CIA и индекса выветривания Паркера (WIP (Parker, 1970)) для

Таблица 1. Среднее, минимальное и максимальное содержание породообразующих оксидов и ряда редких и рассеянных элементов в глинистых породах рифея Южного Урала

Table 1. Average, minimum and maximum contents of rock-forming oxides and a number of rare and trace elements in the Riphean clay rocks of the Southern Urals

Компонент	Свита, подсвита								УСС
	Айская	Бакальская	Машакская	Зигазино-комаровская	Бирьянская	Бедерышинская	Инзерская	Укокая	
SiO ₂ , мас. %	65.15 ± 0.78 64.72–66.53	60.80 ± 2.49 56.15–63.43	59.67 ± 3.20 54.96–66.20	64.49 ± 2.27 60.71–66.56	59.18 ± 4.35 52.21–66.46	57.80 ± 1.86 55.31–59.81	59.59 ± 1.32 58.19–62.14	60.15 ± 2.45 56.15–62.51	66.62
TiO ₂	0.60 ± 0.09 0.46–0.70	0.76 ± 0.04 0.72–0.82	0.95 ± 0.34 0.61–1.62	0.84 ± 0.08 0.76–0.96	0.72 ± 0.13 0.60–1.12	0.82 ± 0.12 0.66–1.02	0.91 ± 0.15 0.72–1.18	0.91 ± 0.07 0.85–1.03	0.64
Al ₂ O ₃	15.94 ± 1.60 13.46–17.74	19.34 ± 0.53 18.71–20.00	18.69 ± 1.75 15.98–21.30	16.71 ± 1.94 14.56–20.20	18.18 ± 2.41 15.16–22.26	14.41 ± 3.33 7.45–17.42	19.04 ± 1.59 16.21–20.81	16.99 ± 0.70 16.17–17.95	15.40
Fe ₂ O ₃ *	4.89 ± 1.26 3.07–5.99	7.44 ± 1.69 5.54–10.58	9.10 ± 0.86 7.90–10.32	5.87 ± 1.16 4.01–7.38	6.60 ± 1.30 4.76–8.78	5.97 ± 2.06 3.20–8.88	6.51 ± 1.86 3.55–9.18	4.52 ± 0.43 3.88–5.09	5.04
MgO	2.60 ± 2.01 0.40–5.80	1.43 ± 0.36 1.00–2.00	2.11 ± 0.76 1.13–3.35	2.84 ± 0.76 1.87–3.67	2.21 ± 0.54 1.44–3.34	4.24 ± 0.93 3.37–6.07	2.10 ± 0.34 1.73–2.65	2.61 ± 0.26 2.18–2.90	2.48
CaO	0.57 ± 0.44 0.27–1.27	0.80 ± 1.24 0.07–4.04	0.18 ± 0.13 0.09–0.52	0.38 ± 0.13 0.20–0.56	0.20 ± 0.14 0.07–0.62	2.41 ± 2.46 0.27–7.43	0.85 ± 0.89 0.19–2.50	2.10 ± 1.83 0.30–4.95	3.59
K ₂ O	5.41 ± 1.98 4.10–8.85	3.43 ± 0.92 2.13–5.26	3.91 ± 0.99 2.70–6.08	3.84 ± 1.26 2.28–5.76	8.49 ± 0.96 6.88–10.11	6.47 ± 1.86 3.03–9.10	4.99 ± 0.96 3.28–6.14	5.99 ± 0.29 5.68–6.29	2.80
Na ₂ O	1.69 ± 0.67 0.69–2.33	1.05 ± 0.51 0.20–2.16	0.58 ± 0.24 0.29–0.96	1.81 ± 0.64 0.76–2.40	0.41 ± 0.25 0.08–1.08	1.10 ± 0.13 0.86–1.24	1.27 ± 0.10 1.14–1.42	0.88 ± 0.22 0.65–1.29	3.27
P ₂ O ₅	0.23 ± 0.08 0.13–0.31	0.10 ± 0.08 0.06–0.30	0.13 ± 0.05 0.08–0.26	0.09 ± 0.04 0.02–0.13	0.15 ± 0.06 0.08–0.35	0.18 ± 0.03 0.14–0.22	0.12 ± 0.05 0.09–0.23	0.10 ± 0.01 0.08–0.11	0.15
П.п.п.	2.78 ± 0.46 2.08–3.30	5.14 ± 0.78 4.35–6.95	4.23 ± 1.07 2.25–5.32	3.81 ± 0.88 3.00–5.34	3.92 ± 1.08 2.40–5.75	6.68 ± 2.61 3.70–11.56	4.59 ± 1.33 2.23–6.90	5.69 ± 1.63 3.63–8.20	
Be, мкг/г	1.19 ± 0.38 0.56–1.50	2.75 ± 0.55 2.19–3.71	2.06 ± 0.72 0.91–3.14	1.22 ± 0.72 0.34–2.44	5.57 ± 2.52 2.31–11.26	3.11 ± 0.69 2.32–4.22	2.97 ± 0.92 1.41–4.38	2.80 ± 0.39 2.34–3.53	2.1
Rb	84.47 ± 34.25 34.42–121.66	119.57 ± 29.62 56.07–150.01	69.72 ± 47.55 14.04–140.80	76.08 ± 43.56 25.63–134.48	173.21 ± 65.69 44.91–320.17	148.42 ± 18.94 123.12–178.64	101.47 ± 49.27 26.87–165.15	127.72 ± 43.42 60.82–174.29	84

Таблица 1. Окончание
Table 1. Ending

Компонент	Свита, подсвита								UCC
	Айская	Бакальская	Машакская	Зигазино-комаровская	Бирьянская	Бедерышинская	Инзерская	Укская	
Y	$\frac{8.67 \pm 5.77}{3.75-15.81}$	$\frac{18.93 \pm 8.81}{2.60-32.78}$	$\frac{19.91 \pm 15.94}{1.51-48.27}$	$\frac{8.55 \pm 4.80}{3.64-16.52}$	$\frac{32.37 \pm 21.42}{0.53-88.13}$	$\frac{32.57 \pm 7.85}{22.45-44.98}$	$\frac{20.20 \pm 11.96}{1.89-32.56}$	$\frac{17.50 \pm 7.41}{2.76-22.47}$	21
Nb	$\frac{9.29 \pm 2.83}{4.92-12.50}$	$\frac{15.47 \pm 2.86}{12.61-19.94}$	$\frac{14.26 \pm 3.64}{10.42-19.82}$	$\frac{9.02 \pm 2.63}{4.67-11.61}$	$\frac{18.54 \pm 4.25}{11.67-24.05}$	$\frac{17.98 \pm 5.63}{13.12-29.70}$	$\frac{15.02 \pm 2.75}{11.59-19.67}$	$\frac{19.56 \pm 4.27}{15.78-26.96}$	12
Cs	$\frac{3.37 \pm 1.98}{0.61-5.30}$	$\frac{4.54 \pm 1.64}{3.29-8.68}$	$\frac{2.50 \pm 1.27}{1.00-4.39}$	$\frac{4.42 \pm 2.42}{0.92-7.43}$	$\frac{7.00 \pm 2.65}{2.78-11.67}$	$\frac{7.13 \pm 2.38}{4.68-11.62}$	$\frac{5.60 \pm 1.02}{4.36-7.51}$	$\frac{8.76 \pm 1.01}{7.69-10.00}$	4.9
Ba	$\frac{681.18 \pm 145.41}{441.59-830.25}$	$\frac{516.00 \pm 97.71}{317.84-634.26}$	$\frac{283.99 \pm 97.82}{148.45-400.20}$	$\frac{520.31 \pm 260.35}{132.15-818.91}$	$\frac{486.80 \pm 212.16}{19.23-893.35}$	$\frac{537.78 \pm 214.41}{332.94-951.60}$	$\frac{283.07 \pm 99.15}{91.00-455.31}$	$\frac{343.43 \pm 146.27}{78.94-460.12}$	624
Th	$\frac{9.02 \pm 3.17}{4.92-12.80}$	$\frac{14.75 \pm 3.35}{6.37-17.65}$	$\frac{8.44 \pm 4.60}{2.63-14.89}$	$\frac{6.32 \pm 2.88}{2.14-10.53}$	$\frac{14.12 \pm 5.99}{0.66-25.55}$	$\frac{12.60 \pm 1.17}{11.04-14.26}$	$\frac{10.97 \pm 5.18}{3.05-16.29}$	$\frac{9.28 \pm 4.03}{1.21-11.91}$	10.5
U	$\frac{2.35 \pm 0.81}{0.95-2.95}$	$\frac{2.13 \pm 0.18}{1.89-2.51}$	$\frac{2.13 \pm 0.45}{1.50-2.85}$	$\frac{1.78 \pm 0.38}{1.34-2.26}$	$\frac{4.76 \pm 1.64}{0.71-7.91}$	$\frac{3.33 \pm 0.72}{2.27-4.19}$	$\frac{2.22 \pm 0.46}{1.76-3.22}$	$\frac{2.12 \pm 0.42}{1.62-2.68}$	2.7
ЛРЗЭ	$\frac{93.11 \pm 46.08}{53.92-150.68}$	$\frac{196.32 \pm 62.33}{33.06-230.27}$	$\frac{125.73 \pm 120.83}{14.44-407.63}$	$\frac{80.35 \pm 41.83}{40.63-152.00}$	$\frac{175.73 \pm 105.97}{4.54-419.76}$	$\frac{168.43 \pm 27.90}{131.38-210.02}$	$\frac{139.28 \pm 69.17}{33.89-225.20}$	$\frac{99.84 \pm 41.35}{17.56-128.85}$	137.8
ТРЗЭ	$\frac{10.40 \pm 6.19}{4.84-17.98}$	$\frac{13.36 \pm 4.32}{3.61-19.00}$	$\frac{13.71 \pm 9.10}{2.77-31.82}$	$\frac{9.44 \pm 3.48}{6.33-15.56}$	$\frac{22.44 \pm 11.88}{0.83-50.25}$	$\frac{21.62 \pm 3.10}{18.64-27.51}$	$\frac{14.65 \pm 5.97}{4.87-22.24}$	$\frac{11.46 \pm 4.51}{2.33-14.01}$	14.34
n	5	9	10	6	16	7	8	6	

Примечание. В числителе – среднее арифметическое и стандартное отклонение, в знаменателе – минимальное и максимальное содержание. П.п.п. – потери при прокаливании. n – количество проанализированных образцов.

Note. The numerator contains the arithmetic average and standard deviation, the denominator contains the minimum and maximum content. П.п.п. – loss on ignition. n – number of analyzed samples.

илов рек засушливой Намибии составляют соответственно 53 ± 9 и 58 ± 8 . Для более влажных районов их величины выше. Так, илы Лимпопо имеют $ClA_{cp} \approx 60$, а в некоторых притоках, дренирующих породы кристаллического фундамента, ClA поднимается до 70. Илы Окаванго и Верхней Замбези, сформированные во влажных районах Анголы и Замбии, обладают значениями $ClA_{cp} \approx 80$. Значения $\alpha^{Al}Na$ составляют от 2 до 5 для рек засушливой Намибии. В илах Лимпопо и большей части Замбези они несколько выше (3–10), а в Верхней Замбези и Окаванго достигают величин 13–28 (для Окаванго средняя величина $\alpha^{Al}Na$, рассчитанная нами по данным (Garzanti et al., 2014), равна 19 (рис. 2а)). Величина $\alpha^{Al}Sr$ составляет около 3 в Намибии, поднимается примерно до 5 в бассейне Лимпопо, а в илах Верхней Замбези равна 6. Менее выражено деплетирование Ba, Mg и Rb; значения $\alpha^{Al}Ba$, $\alpha^{Al}Mg$ и $\alpha^{Al}Rb$ в илах рек Южной Африки в основном составляют менее 2. Таким образом, наблюдается следующая последовательность подвижности элементов (по данным валовой геохимии осадков): $\alpha^{Al}Na \gg \alpha^{Al}Sr > \alpha^{Al}K > \alpha^{Al}Ca > \alpha^{Al}Ba > \alpha^{Al}Mg \geq \alpha^{Al}Rb \geq \alpha^{Al}Cs$ (Garzanti et al., 2014). Конечно, в указанном ряду возможны те или иные вариации, обусловленные преимущественно различным составом эродированного субстрата, но если они и меняют общую картину, то незначительно.

Приведенный ряд подвижности элементов наблюдается и для других объектов (Gaillardet et al., 2003; Bouchez et al., 2011). Связано это с тем, что небольшие катионы, такие как Na или Sr, удаляются из кор выветривания, тогда как более крупные сохраняются в них за счет в том числе адсорбции на вторичных минералах (Nesbitt et al., 1980). Ba и Rb удерживаются сильнее относительно K, а Cs (в достаточной степени растворимый), настолько прочно удерживается на поверхности глинистых минералов, что может даже накапливаться в почвах (Kronberg et al., 1987; Garzanti et al., 2013).

Во влажных экваториальных областях, прежде всего в высокогорьях Восточно-Африканской рифтовой зоны, подвижность Na, Ca, Sr, Mg, K, Ba и Rb оказывается значительно выше – в 40, 30, 15, 5, 4, 3 и 2 раза соответственно. Экстремальное обеднение Na, Ca и в меньшей степени Sr в илах, сформированных из продуктов выветривания гранитно-гнейсовых пород кристаллического фундамента может быть следствием интенсивного выветривания плагиоклаза, тогда как в детрите, рециклированном из осадочных или метаосадочных источников, это отражает, скорее всего, дефицит плагиоклаза в материнских породах (Garzanti et al., 2013 и ссылки в этой работе).

Если рассчитать по данным, приведенным в монографии (Савенко, 2006), величины $\alpha^{Al}E$ для взвеси рек умеренного климата, таких как Северная Двина, Лена (полностью течет по вечной мерзло-

те), Святого Лаврентия и Гудзон, то мы увидим, что они значительно ниже, чем те, что характерны для названных африканских рек (см. рис. 2б). Так, для взвеси Северной Двины значения $\alpha^{Al}Mg$, $\alpha^{Al}Ba$, $\alpha^{Al}Na$, $\alpha^{Al}Ca$ и $\alpha^{Al}Sr$ составляют 1.26, 1.07, 1.98, 1.07 и 1.12, а величины $\alpha^{Al}K$ равна 0.62. Для взвеси Лены значения $\alpha^{Al}Mg$, $\alpha^{Al}K$, $\alpha^{Al}Ba$ равны 1.00, 0.90 и 0.77; величины $\alpha^{Al}Na$ и $\alpha^{Al}Sr$ несколько выше 1 (1.37 и 1.48 соответственно) а $\alpha^{Al}Ca$ – 2.07. Взвесь Святого Лаврентия характеризуется значениями большинства рассматриваемых параметров менее 1.60, и только величина $\alpha^{Al}Sr$ для нее составляет 2.46. Для взвеси Гудзона $\alpha^{Al}Mg \approx 0.60$, значения $\alpha^{Al}K$ и $\alpha^{Al}Ba$ находятся в интервале между 1.10 и 1.13, а индексы $\alpha^{Al}Ca$, $\alpha^{Al}Sr$ и $\alpha^{Al}Na$ имеют значения соответственно 2.20, 2.63 и 3.87.

Таким образом, ряды подвижности элементов для илов рек тропических и субтропических областей Африки и взвесей рек умеренных областей Северной Евразии и Северной Америки заметно различаются (табл. 2). Для первых прежде всего характерны заметно более высокие средние величины $\alpha^{Al}Na$ и $\alpha^{Al}K$, также в ряде случаев – $\alpha^{Al}Sr$. Значения $\alpha^{Al}Ca$, как и большинства других альфа-индексов, в обеих выборках, напротив, сопоставимы и, как правило, в основном составляют менее 2. Все сказанное может быть, на наш взгляд, в той или иной степени использовано для расшифровки процессов выветривания геологического прошлого. Естественно, мы отдаем себе отчет в том, что в рассматриваемом примере с осадочными последовательностями рифея Южного Урала тонкозернистая алюмосиликокластика (гранулометрический аналог тонкой, < 32 мкм, речной взвеси) хотя и транспортировалась в конечные бассейны стока крупными реками, но слагает в основном прибрежно- и мелководно-морские толщи, состав которых в той или иной мере отличается от состава речных илов и сегодня (Garzanti et al., 2019; Dinis et al., 2020). Кроме того, свой вклад в трансформацию исходного состава этого материала могли внести разнообразные вторичные процессы, из которых K-метасоматоз далеко не единственный. Тем не менее даже грубая оценка корректности выводов, получаемых с помощью рассматриваемого подхода, представляется интересной.

Обращаясь к рассмотрению рядов подвижности элементов в глинистых породах рифея Южного Урала, следует иметь в виду еще одно, критически важное, обстоятельство. Хорошо известно, что средний химический состав стратисферы отличается от среднего состава “гранитно-метаморфического слоя” содержанием летучих компонентов, щелочноземельных и щелочных элементов (например, среднее содержание кальция в стратисфере почти втрое выше). Эта особенность, как неоднократно подчеркивал А.Б. Ронов (1993, с. 69), “...до сих пор остается самой загадочной чертой геохи-

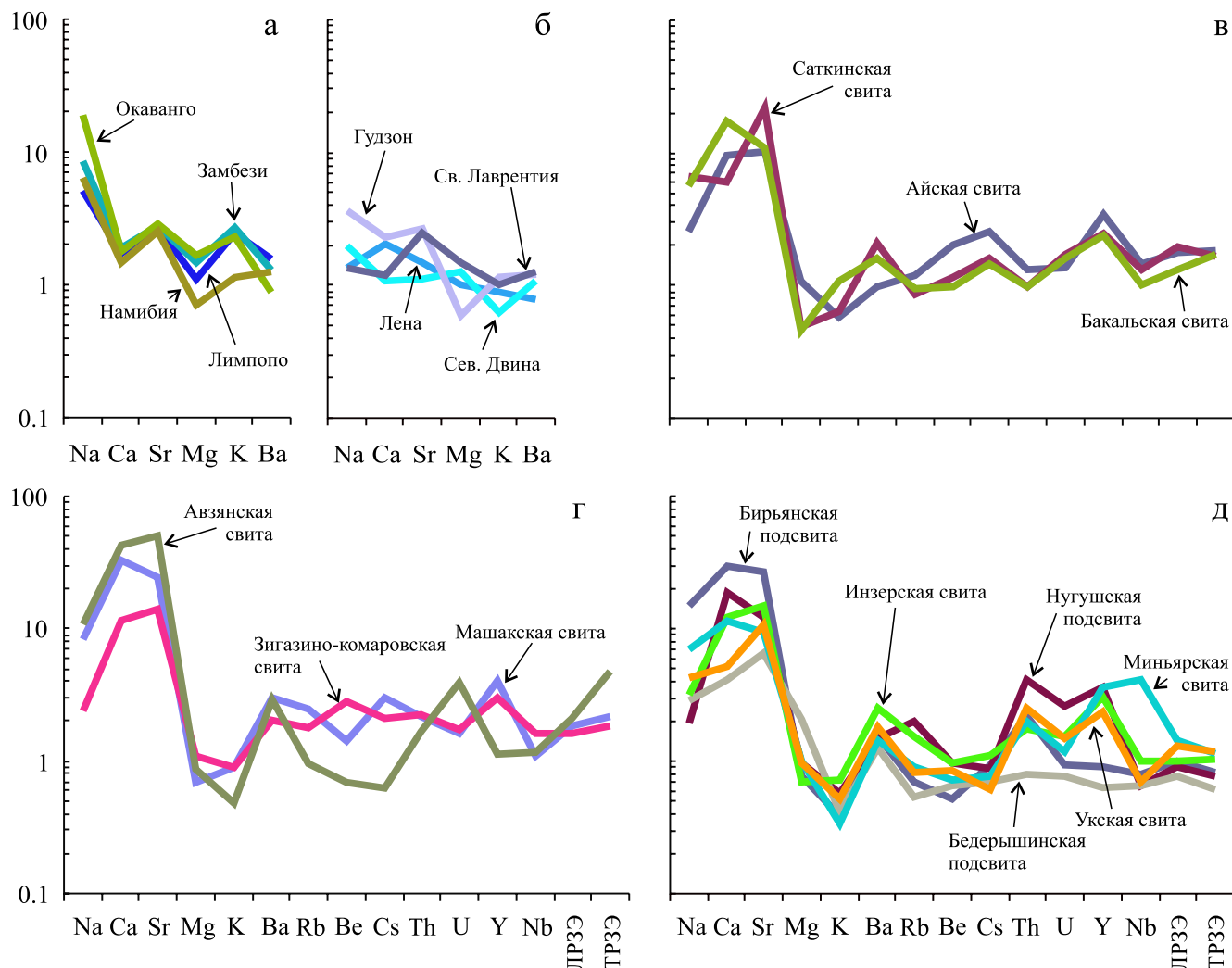


Рис. 2. Вариации средних величин α^{AlE} в илах некоторых рек Южной Африки (а), во взвеси ряда рек Северной Евразии и Северной Америки (б) и глинистых породах рифея Южного Урала (в – нижний рифей, г – средний рифей, д – верхний рифей).

Fig. 2. Variations of average α^{AlE} values in the silts of some rivers of South Africa (а), in the suspension of a number of rivers in Northern Eurasia and North America (б) and in the clayey rocks of the Riphean of the Southern Urals (в – Lower Riphean, г – Middle Riphean, д – Upper Riphean).

мии поверхностных оболочек”. Установлено, что на фоне сокращения с течением времени на палеоводосборах площади выходов основных эффузивов и возрастания площади осадочных пород содержание кальция в породах областей питания постепенно снижается вплоть до раннего протерозоя, а затем начинает увеличиваться. Соответственно со временем менялся и состав терригенных продуктов выветривания и растворов, поступавших в конечные водоемы стока. Все сказанное позволяет исключить из дальнейшего обсуждения данные о содержании в глинистых породах рифея Южного Урала как кальция, так и геохимически тесно связанного с ним стронция. Не будем мы также спе-

циально останавливаться на анализе значений альфа-индексов для Rb, Be, Cs, Th, U, Y, Nb, ЛРЗЭ и ТРЗЭ, средние значения которых в большинстве случаев (за исключением Y) составляют менее 2, т. е. слабо реагируют на климатические обстановки выветривания и транспортировки тонкой алюмосиликокластики.

Кривые значений α^{AlE} для глинистых пород различных свит рифея Южного Урала в целом в существенной степени похожи друг на друга. Для них характерны умеренные величины α^{AlNa} , достаточно высокие значения α^{AlCa} и α^{AlSr} и преимущественно низкие величины остальных α^{AlE} (см. рис. 2в). Средние величины α^{AlNa} для глини-

Таблица 2. Средние значения $\alpha^{Al}E$ для илов некоторых рек Южной Африки, взвеси ряда рек Северной Евразии и Северной Америки и глинистых пород рифея Южного Урала

Table 2. Average $\alpha^{Al}E$ values for silts of some rivers in South Africa, suspended particulate matter from a number of rivers in Northern Eurasia and North America, and Riphean clay rocks of the Southern Urals

$\alpha^{Al}E$	Лимпопо	Замбези	Окаванго	Реки Намибии	Лена	Северная Двина	Гудзон	Святой Лаврентий
$\alpha^{Al}Na$	5.05	8.58	19.23	6.37	1.37	1.98	3.87	1.36
$\alpha^{Al}Ca$	1.71	1.91	1.77	1.46	2.07	1.07	2.20	1.18
$\alpha^{Al}Sr$	2.74	2.75	2.88	2.56	1.48	1.12	2.63	2.46
$\alpha^{Al}Mg$	1.09	1.45	1.65	0.71	1.00	1.26	0.60	1.51
$\alpha^{Al}K$	2.41	2.66	2.30	1.15	0.90	0.62	1.10	1.02
$\alpha^{Al}Ba$	1.55	1.31	0.87	1.26	0.77	1.07	1.13	1.25
	Айская свита	Бакальская свита	Машакская свита	Зигазино- комаровская свита	Бирьянская подсвита	Бедерышинская подсвита	Инзерская свита	Укская свита
$\alpha^{Al}Na$	2.52	5.61	8.28	2.42	14.79	2.84	3.20	4.29
$\alpha^{Al}Ca$	9.69	17.41	32.81	11.50	29.68	4.16	12.27	5.20
$\alpha^{Al}Sr$	10.15	10.99	24.39	14.15	26.71	6.44	14.92	10.73
$\alpha^{Al}Mg$	1.07	0.46	0.70	1.08	0.76	2.08	0.69	0.96
$\alpha^{Al}K$	0.58	1.09	0.91	0.89	0.39	0.41	0.71	0.52
$\alpha^{Al}Ba$	0.99	1.58	3.05	2.01	1.55	1.26	2.53	1.80

стых пород айской, бакальской, зигазино-комаровской, укской и инзерской свит не превышают 5.61. Для тонкозернистых обломочных пород машакской свиты этот индекс выше – 8.28, а для глинистых сланцев бирьянской подсвиты зильмердакской свиты, ассоциирующих с аркозовыми и субаркозовыми песчаниками, достигает 14.79 (правда, скорее всего, это не результат выветривания, а в определенной мере артефакт, обусловленный доминированием в породах-источниках тонкой алюмосиликокластиков калиевых полевых шпатов, а не плагиоклазов). Таким образом, для глинистых пород большинства стратиграфических уровней рифея Южного Урала средние значения $\alpha^{Al}Na$ близки или сопоставимы с теми, что характерны для взвеси рек умеренного климата. Средние величины $\alpha^{Al}K$ в глинистых сланцах, варьирующие в интервале значений 0.39–1.09, также близки величинам данного параметра, рассчитанным нами для взвеси рек умеренного климата (например, для взвеси Лены $\alpha^{Al}K$ равен 0.90, а для взвеси Гудзона – 1.10). Илы рек Южной Африки обладают, напротив, несколько более высокими в среднем величинами $\alpha^{Al}K$ (см. табл. 2). В то же время глинистые сланцы рифея практически всех перечисленных в табл. 2 стратонов обладают несколько более высокими средними величинами $\alpha^{Al}Ba$, нежели илы рек Южной Африки или взвесь рек умерен-

ного климатического пояса Северной Евразии или Северной Америки.

ВЫВОДЫ

Исследования показали существенное сходство рядов подвижности величин $\alpha^{Al}E$ для глинистых пород различных свит рифея Южного Урала. Для них характерны умеренные значения $\alpha^{Al}Na$, высокие величины $\alpha^{Al}Ca$ и $\alpha^{Al}Sr$ и преимущественно низкие значения остальных $\alpha^{Al}E$. Это довольно удивительно и дает основания думать, что они могут контролироваться не только и не столько климатом, сколько какими-то постседиментационными трансформациями. Если не акцентировать на данном факте внимание, исключить из анализа по ряду причин параметры $\alpha^{Al}Ca$ и $\alpha^{Al}Sr$ и считать возможным прямое сопоставление рядов подвижности для глинистых пород рифея и таковых для илов и взвеси рек Южной Африки, Северной Евразии и Северной Америки, то можно видеть, что свойственные глинистым породам рифея Южного Урала средние значения $\alpha^{Al}Na$ близки к тем, что свойственны взвеси рек умеренного климата. Средние величины $\alpha^{Al}K$ в глинистых сланцах и аргиллитах различных свит рифея также сопоставимы со значениями $\alpha^{Al}K$ для взвеси рек умеренного климата. Это позволяет в первом прибли-

жении считать, что для эпох накопления терригенных отложений стратотипа рифея был характерен климат, напомиавший современный умеренный климат северного полушария, но так ли это на самом деле – сказать трудно из-за слишком большого числа факторов, не поддающихся прямому учету.

Благодарности

При подготовке настоящей работы использован ряд данных, любезно предоставленных Э.З. Гареевым и М.Т. Крупениным. Привлечены также аналитические материалы, полученные по некоторым из образцов глинистых пород рифея Южного Урала, отобранных В.М. Горожаниным и С.Г. Ковалевым. Иллюстрации к статье выполнены Н.С. Глушковой. Всем перечисленным коллегам, как и анонимным рецензентам, взявшим на себя труд ознакомления с текстом, автор искренне признателен.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акимов Г.Н. (1967) Косая слоистость в породах зильмердакской свиты на Южном Урале. *Материалы по стратиграфии и тектонике Урала*. Л.: ВСЕГЕИ, 36-65.
- Анфимов Л.В. (1997) Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 288 с.
- Гареев Э.З. (1988) Геохимические особенности и условия осадконакопления отложений инзерской свиты в стратотипическом разрезе на Южном Урале. *Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты*. Уфа: БФАН СССР, 29-35.
- Гареев Э.З. (1989) Геохимия осадочных пород стратотипического разреза рифея. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ РАН, 24 с.
- Гареев Э.З. (1987) Условия формирования зильмердакских отложений по геохимическим данным на примере стратотипического разреза по р. Малый Инзер (Южный Урал). *Геохимия осадочных формаций Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 29-36.
- 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. <https://doi.org/10.31857/S0869-592X2723-30>
- 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. <https://doi.org/10.31857/S0869-592X27582-96>
- 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. Наука о Земле*, **503**(2), 90-96. <https://doi.org/10.31857/S2686739722040193>
- Карпова Г.В., Тимофеева З.В. (1975) Литогенез и стадии изменения рифейских отложений Южного Урала. *Литология и полез. ископаемые*, (2), 45-55.
- Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления (со снятыми фанерозойскими отложениями) (1983) Масштаб 1 : 2 500 000. Объясн. зап. Л.: ВСЕГЕИ, 172 с.
- Келлер Б.М., Вейс А.Ф., Горожанин В.М. (1984) Толпаровский разрез верхнего докембрия (Южный Урал). *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (9), 119-124.
- 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>
- Козлов В.И. (1982) Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 128 с.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Бушарина С.В., Сергеева Н.Д., Падерин И.П. (2013а) 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. (2013б) Цирконология навашских 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.
- Крупенин М.Т., Ларионов Н.Н., Гуляева Т.Я., Демчук И.Г. (2002) Новые данные об особенностях седиментации в бассейнах авзянского времени среднего рифея. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 149, 43-49.
- Маслов А.В. (1988) Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 133 с.
- Маслов А.В. (2019) К реконструкции категорий рек, сформировавших выположение осадочных бассейнов рифея в области сочленения Восточно-Европейской платформы и современного Южного Урала. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (5), 28-36. <https://doi.org/10.32454/0016-7762-2019-5-28-36>
- Маслов А.В. (2020) Типы питающих провинций верхнедокембрийских отложений Волго-Уральской области. *Вестн. Перм. ун-та. Геология*, **19**(2), 101-110. <https://doi.org/10.17072/psu.geol/19.2.101>

- Маслов А.В., Гареев Э.З. (1988) Литолого-геохимические особенности верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория на Южном Урале. *Сов. геология*, (2), 57-66.
- Маслов А.В., Гареев Э.З. (1999) Петрохимические особенности позднедокембрийских осадочных ассоциаций Башкирского мегантиклинория. *Литология и полез. ископаемые*, (1), 78-91.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н. (2023а) Индексы химического выветривания и их использование для палеоклиматических реконструкций (на примере разреза венда–нижнего кембрия Подольского Приднестровья). *Литология и полез. ископаемые*, (3), 249-273. <https://doi.org/10.31857/S0024497X22700033>
- Маслов А.В., Подковыров В.Н. (2023б) Интенсивность химического выветривания в позднем докембрии: новые данные по стратотипу рифея (Южный Урал). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **31**(2), 109-124. <https://doi.org/10.31857/S0869592X23020060>
- 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., Гражданкин Д.В., Гой Ю.Ю. (2013) Прimitивные палеопочвы в разрезах зильмердакской свиты (текстурный и литогеохимический аспекты). *Литосфера*, (2), 45-64.
- 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. <https://doi.org/10.31857/S086956520002995-7>
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. (2003) Литологические, литохимические и геохимические индикаторы палеоклимата (на примере рифея Южного Урала). *Литология и полез. ископаемые*, (5), 427-446.
- 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. <https://doi.org/10.31857/S0869592X22010045>
- 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., Граунов О.В. (2016) Изменения палеоклимата в позднем докембрии (по данным изучения верхнедокембрийского разреза Южного Урала). *Литология и полез. ископаемые*, (2), 129-149. <https://doi.org/10.7868/S0024497X16020051>
- Нижний рифей Южного Урала (1989) (Отв. ред. М.А. Семихатов). М.: Наука, 208 с.
- 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., 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., 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. <https://doi.org/10.7868/S0869565213220209>
- Парначев В.П. (1988) Магматизм и осадконакопление в позднедокембрийской истории Южного Урала. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 33 с.
- Парначев В.П. (1987) Фтор и хлор в позднедокембрийских осадочных породах Башкирского мегантиклинория в связи с вопросами их седиментации. *Геохимия вулканических и осадочных пород Южного Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 35-46.
- Подковыров В.Н., Гареев Э.З. (1995) Эволюция составов терригенных пород юрматинской серии рифея Южного Урала. *Геологическое изучение и использование недр*. Научно-техн. информ. сб. Вып. 1. М.: АОЗТ “Геоинформмарк”, 25-36.
- Пучков В.Н. (2005) Эволюция литосферы: от Печорского океана к Тиманскому орогену, от Палеоуральского океана к Уральскому орогену. *Проблемы тектоники Центральной Азии*. М.: ГЕОС, 309-342.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Пучков В.Н. (2018) Плюмы – новое слово в геологии Урала. *Литосфера*, **18**(4), 483-499.
- Ронов А.Б. (1993) Стратисфера, или осадочная оболочка Земли (количественное исследование). М.: Наука, 144 с.
- Савенко В.С. (2006) Химический состав взвешенных наносов рек мира. М.: ГЕОС, 174 с.
- 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. <https://doi.org/10.7868/S0869592X15060083>
- Стратиграфический кодекс России (2019) (Отв. ред. А.И. Жамойда). СПб.: ВСЕГЕИ, 96 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология (1983) (Отв. ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков). М.: Наука, 184 с.
- Сульман А.М., Демчук И.Г. (1978) Глинистые минералы в рифейских осадочных отложениях Башкирского мегантиклинория. *Докембрийские толщи Башкирского мегантиклинория на Урале и их металло-*

- гения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 16-24.
- Сульман А.М., Демчук И.Г., Петрищева В.Г. (1974) Новые данные о минеральном составе глинистых сланцев бакальской свиты на Южном Урале. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 122, 26-27.
- Формирование земной коры Урала (1986) (Отв. ред. С.Н. Иванов, С.Г. Самыгин). М.: Наука, 248 с.
- Широбокова Т.И. (1992) Стратиформное полиметаллическое и баритовое оруденение Урала. Свердловск: УрО РАН, 137 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000) Основы литохимии. СПб.: Наука, 479 с.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.06.018>
- Bayon G., Toucanne S., Skonieczny C., Andre L., Bermell S., Cheron S., Dennielou B., Etoubleau J., Freslon N., Gauchery T., Germain Y., Jorry S.J., Menot G., Monin L., Ponzevera E., Rouget M.-L., Tachikawa K., Barrat J.A. (2015) Rare earth elements and neodymium isotopes in world river sediments revisited. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **170**, 17-38. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.08.001>
- Bolnar R., Kamber B.S., Moorbath S., Whitehouse M.J., Collerson K.D. (2005) Chemical characterization of earth's most ancient clastic metasediments from the Isua Greenstone Belt, southern West Greenland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**, 1555-1573. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.09.023>
- Bouchez J., Gaillardet J., France-Lanord C., Maurice L., Dutra-Maia P. (2011) Grain size control of river suspended sediment geochemistry: clues from Amazon River depth profiles. *Geochim. Geophys. Geosyst.*, **12**, Q03008. <https://doi.org/10.1029/2010GC003380>
- Dinis P.A., Garzanti E., Hahn A., Vermeesch P., Cabral-Pinto M. (2020) Weathering indices as climate proxies. A step forward based on Congo and SW African river muds. *Earth-Science Rev.*, **201**, 103039. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103039>
- Gaillardet J., Dupré B., Allègre C.J. (1999) Geochemistry of large river suspended sediments: silicate weathering or recycling tracer? *Geochim. Cosmochim. Acta*, **63**, 4037-4051. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00307-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00307-5)
- Gaillardet J., Viers J., Dupré B. (2003) Trace elements in river waters. *Treatise on Geochemistry*. Vol. 5. (Ed. by H.D. Holland, K.K. Turekian). Oxford: Pergamon, 225-272. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/05165-3>
- Garzanti E., Padoan M., Setti M., López-Galindo A., Villa I.M. (2014) Provenance versus weathering control on the composition of tropical river mud (southern Africa). *Chem. Geol.*, **366**, 61-74. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.12.016>
- Garzanti E., Padoan M., Setti M., Peruta L., Najman Y., Villa I.M. (2013) Weathering geochemistry and Sr-Nd isotope fingerprinting of equatorial upper Nile and Congo muds. *Geochim. Geophys. Geosyst.*, **14**, 292-316. <https://doi.org/10.1002/ggge.20060>
- Garzanti E., Vermeesch P., Vezzoli G., Ando S., Botti E., Limonta M., Dinis P., Hahn A., Baudet D., De Grave J., Yaya N.K. (2019) Congo River sand and the equatorial quartz factory. *Earth-Science Rev.*, **197**, 102918. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102918>
- Kronberg B.I., Nesbitt H.W., Fyfe W.S. (1987) Mobilities of alkalis, alkaline earths and halogens during weathering. *Chem. Geol.*, **60**, 41-49. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(87\)90108-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(87)90108-2)
- 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. *Precambrian Res.*, **298**, 157-173. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.06.011>
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**, 715-717. <https://doi.org/10.1038/299715a0>
- Nesbitt H.W., Markovics G., Price R.C. (1980) Chemical processes affecting alkalis and alkali earths during continental weathering. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**, 1659-1666. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(80\)90218-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(80)90218-5)
- Parker A. (1970) An index of weathering for silicate rocks. *Geol. Mag.*, **107**, 501-504. <https://doi.org/10.1017/S0016756800058581>
- Rudnick R.L., Gao S. (2014) Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry*. 2nd ed. Vol. 4. (Ed. by H.D. Holland, K.K. Turekian). Oxford: Elsevier, 1-51. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6>
- 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.

REFERENCES

- sediment geochemistry: Clues from Amazon River depth profiles. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **12**, Q03008. <https://doi.org/10.1029/2010GC003380>
- Dinis P.A., Garzanti E., Hahn A., Vermeesch P., Cabral-Pinto M. (2020) Weathering indices as climate proxies. A step forward based on Congo and SW African river muds. *Earth-Science Rev.*, **201**, 103039. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103039>
- Formation of the earth's crust of the Urals. (1986) (Ed. by S.N. Ivanov, S.G. Samygin). Moscow, Nauka Publ., 248 p. (In Russ.)
- Gaillardet J., Dupré B., Allègre C.J. (1999) Geochemistry of large river suspended sediments: Silicate weathering or recycling tracer? *Geochim. Cosmochim. Acta*, **63**, 4037-4051. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00307-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00307-5)
- Gaillardet J., Viers J., Dupré B. (2003) Trace elements in river waters. *Treatise on Geochemistry*. Vol. 5. (Ed. by H.D. Holland, K.K. Turekian). Oxford: Pergamon, 225-272. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/05165-3>
- Gareev E.Z. (1987) Conditions for the formation of Zilmerdak deposits according to geochemical data using the example of a stratotype section along the river. Maly Inzer (Southern Urals). *Geochemistry of sedimentary formations of the Urals*. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 29-36. (In Russ.)
- Gareev E.Z. (1988) Geochemical features and sedimentation conditions of deposits of the Inzer Formation in the stratotype section in the Southern Urals. *Upper Precambrian of the Southern Urals and eastern Russian Plate*. Ufa, BFAN SSSR, 29-35. (In Russ.)
- Gareev E.Z. (1989) Geochemistry of sedimentary rocks of the Riphean stratotype section. Abstr. cand. geol. and min. sci. diss. Moscow, GEOKHI, 24 p. (In Russ.)
- Garzanti E., Padoan M., Setti M., López-Galindo A., Villa I.M. (2014) Provenance versus weathering control on the composition of tropical river mud (southern Africa). *Chem. Geol.*, **366**, 61-74. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.12.016>
- Garzanti E., Padoan M., Setti M., Peruta L., Najman Y., Villa I.M. (2013a) Weathering geochemistry and Sr-Nd isotope fingerprinting of equatorial upper Nile and Congo muds. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **14**, 292-316. <https://doi.org/10.1002/ggge.20060>
- Garzanti E., Vermeesch P., Vezzoli G., Ando S., Botti E., Limonta M., Dinis P., Hahn A., Baudet D., De Grave J., Yaya N.K. (2019) Congo River sand and the equatorial quartz factory. *Earth-Science Rev.*, **197**, 102918. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102918>
- Gorokhov I.M., Zaitseva T.S., Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Kovach V.P., Konstantinova G.V., Turchenko T.L., Vasil'eva I.M., Arakelyants M.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 *Stratigrafiya. Geol. Korrelyatsiya*, **27**(2), 3-30). <https://doi.org/10.1134/S0869593819020035>
- Karpova G.V., Timofeeva Z.V. (1975) Lithogenesis and stages of change in Riphean deposits of the Southern Urals. *Litol. Polez. Iskop.*, (2), 45-55. (In Russ.)
- Keller B.M., Weiss A.F., Gorozhanin V.M. (1984) Tolpavovskiy section of the Upper Precambrian (Southern Urals). *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, (9), 119-124. (In Russ.)
- Kovalev S.G., Maslov A.V., Kovalev S.S., Vysotskii S.I. (2019) New data on the Sm-Nd age of picrites in the Lysogorsk complex, Southern Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **488**(1), 1018-1021 (translated from *Dokl. AN*, **488**(1), 595-598). <https://doi.org/10.1134/S1028334X19090034>
- Kozlov V.I. (1982) Upper Riphean and Vendian of the Southern Urals. Moscow, Nauka Publ., 128 p. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Busharina S.V., Sergeeva N.D., Paderin I.P. (20136) 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 *Stratigrafiya. Geol. Korrelyatsiya*, **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., Lepekina 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>
- Kronberg B.I., Nesbitt H.W., Fyfe W.S. (1987) Mobilities of alkalis, alkaline earths and halogens during weathering. *Chem. Geol.*, **60**, 41-49. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(87\)90108-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(87)90108-2)
- Krupenin M.T., Larionov N.N., Gulyaeva T.Ya., Demchuk I.G. (2002) New data on the features of sedimentation in the basins of the Avzyan time of the Middle Riphean. *Tr. IGG URO RAN*, vyp. 149, 43-49. (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. *Precambrian Res.*, **298**, 157-173. <https://doi.org/10.1016/j.precambres.2017.06.011>
- Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Kaurova O.K., Krupenin M.T., Maslov A.V. (2003) Sr isotope characteristics and Pb-Pb age of limestones of the Bakal Formation (type section of the Lower Riphean, Southern Urals). *Dokl. AN*, **391**(6), 794-798. (In Russ.)
- 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 *Stratigrafiya. Geol. Korrelyatsiya*, **16**(2), 16-34). <https://doi.org/10.1134/S0869593808020020>
- Lower Riphean of the Southern Urals. (1989) (Ed. by M.A. Semikhatov). Moscow, Nauka Publ., 208 p. (In Russ.)
- Map of Precambrian formations of the Russian Platform and its folded framing (with removed Phanerozoic sediments). (1983) Scale 1 : 2.500.000. Explanatory note. Leningrad, VSEGEI, 172 p. (In Russ.)
- Maslov A.V. (1988) Lithology of the Upper Riphean deposits of the Bashkir meganticlinorium. Moscow, Nauka Publ., 133 p. (In Russ.)
- Maslov A.V. (2020) Provenance Types of the Upper Precambrian Deposits of Volga-Ural Region. *Vestn. Perm. univ. Geologiya*, **19**(2), 101-110. <https://doi.org/10.17072/psu.geol/19.2.101>. (In Russ.)
- Maslov A.V. (2019) To reconstruction of the river's categories which formed sedimentary basins of Riphean basins

- in the region of the Eastern European platform and modern South Urals juncture. *Izv. Vuzov. Geologiya i Razvedka*, (5), 28-36. <https://doi.org/10.32454/0016-7762-2019-5-28-36>. (In Russ.)
- Maslov A.V., Erokhin Y.V., Gerdes A., Ronkin Y.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). <https://doi.org/10.1134/S1028334X18100136>
- Maslov A.V., Gareev E.Z. (1988) Lithological and geochemical features of the Upper Riphean deposits of the Bashkir meganticlinorium in the Southern Urals. *Sov. Geol.*, (2), 57-66. (In Russ.)
- Maslov A.V., Gareev E.Z. (1999) Petrochemical features of Late Precambrian sedimentary associations of the Bashkir meganticlinorium. *Litol. Polez. Iskop.*, (1), 78-91. (In Russ.)
- Maslov A.V., Gareev E.Z., Krupenin M.T., Demchuk I.G. (1999) Thin-grained aluminosiliconclastics in the Upper Precambrian section of the Bashkir meganticlinorium (towards the reconstruction of formation conditions). Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 324 p. (In Russ.)
- Maslov A.V., Grazhdankin D.V., Goj Yu.Yu. (2013) Primitive paleosols in South Urals Zilmerdak Formation (structural and lithogeochemical aspects). *Lithosphere (Russia)*, (2), 45-64. (In Russ.)
- Maslov A.V., Krupenin M.T., Gareev E.Z. (2003) Lithological, lithochemical and geochemical indicators of paleoclimate (using the example of the Riphean of the Southern Urals). *Litol. Polez. Iskop.*, (5), 427-446. (In Russ.)
- Maslov A.V., Krupenin M.T., Gareev E.Z., Anfimov L.V. (2001) Riphean of the western slope of the Southern Urals (classical sections, sedimentation and lithogenesis, minerageny, geological natural monuments). 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.Y., 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 *Stratigrafiya. Geol. Korrelyatsiya*, **30**(1), 33-54). <https://doi.org/10.1134/S0869593822010038>
- Maslov A.V., Olovyanishnikov V.G., Isherskaya M.V. (2002) Riphean of the eastern, northeastern and northern periphery of the Russian Platform and the 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. (2023a) Chemical Weathering Indexes: Implication for Paleoclimatic Reconstructions, with the Vendian-Lower Cambrian Section of Podolian Transnistria as Example. *Lithol. Miner. Res.*, **58**(3), 213-234 (translated from *Litologiya i Polez. Iskopaemye*, (3), 249-273). <https://doi.org/10.1134/S0024490222700043>
- Maslov A.V., Podkovyrov V.N. (2023b) Intensity of Chemical Weathering in the Late Precambrian: New Data on the Riphean Stratotype, South Urals. *Stratigr. Geol. Correl.*, **31**(1), 1-16 (translated from *Stratigrafiya. Geol. Korrelyatsiya*, **31**(2), 3-21). <https://doi.org/10.1134/S0869593823020065>
- Maslov A.V., Podkovyrov V.N., Gareev E.Z., Graunov O.V. (2016) Paleoclimate changes in the Late Precambrian: Evidence from the Upper Precambrian section of the South Urals. *Lithol. Miner. Res.*, **51**(2), 117-135 (translated from *Litologiya i Polez. Iskopaemye*, (2), 129-149). <https://doi.org/10.1134/S002449021602005X>
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**, 715-717. <https://doi.org/10.1038/299715a0>
- Nesbitt H.W., Markovics G., Price R.C. (1980) Chemical processes affecting alkalis and alkali earths during continental weathering. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**, 1659-1666. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(80\)90218-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(80)90218-5)
- 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). <https://doi.org/10.1134/S1028334X13080047>
- Ovchinnikova G.V., Vasilyeva I.M., Semikhatov M.A. (2000) Possibilities of Pb-Pb dating of carbonate rocks with open U-Pb systems: Minyar Formation of the Upper Riphean stratotype, Southern Urals. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **8**(6), 3-19. (In Russ.)
- Ovchinnikova G.V., Vasilyeva G.V., Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Gorokhovskiy B.M., Levsky L.K. (1998) U-Pb systematics of Proterozoic carbonate rocks: Inzer Formation of the Ural Riphean stratotype (Southern Urals). *Stratigr. Geol. Korrel.*, **6**(4), 20-31. (In Russ.)
- Parker A. (1970) An index of weathering for silicate rocks. *Geol. Mag.*, **107**, 501-504. <https://doi.org/10.1017/S0016756800058581>
- Parnachev V.P. (1987) Fluorine and chlorine in Late Precambrian sedimentary rocks of the Bashkir meganticlinorium in connection with issues of their sedimentation. *Geochemistry of volcanic and sedimentary rocks of the Southern Urals*. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 35-46. (In Russ.)
- Parnachev V.P. (1988) Magmatism and sedimentation in the Late Precambrian history of the Southern Urals. Abstr. dokt. geol. and min. sci. diss. Sverdlovsk, IGG UrO RAN, 33 p. (In Russ.)
- Podkovyrov V.N., Gareev E.Z. (1995) Evolution of the composition of terrigenous rocks of the Yurmatinsky series of the Riphean of the Southern Urals. *Geological study and use of subsoil*. Scientific and technical information sat. Vol. 1. Moscow, Geoinformmark Publ., 25-36. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2005) Evolution of the lithosphere: from the Pechora Ocean to the Timan Orogen, from the Paleoural Ocean to the Ural Orogen. *Problems of tectonics of Central Asia*. Moscow, GEOS Publ., 309-342. (In Russ.)
- Puchkov V.N. Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DesignPoligraphService Publ., 2010. 280 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2018) The Plumes – a new word in Geology of the Urals. *Lithosphere (Russia)*, **18**(4), 483-499. (In Russ.)
- Riphean stratotype. Stratigraphy. Geochronology. (1983)

- (Ed. by B.M. Keller, N.M. Chumakov). Moscow, Nauka Publ., 184 p. (In Russ.)
- Ronov A.B. (1993) Stratisphere, or sedimentary shell of the Earth (quantitative study). Moscow, Nauka Publ., 144 p. (In Russ.)
- Rudnick R.L., Gao S. (2014) Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry*. 2nd ed. Vol. 4. (Ed. by H.D. Holland, K.K. Turekian). Oxford, Elsevier, 1-51. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6>
- Savenko V.S. (2006) Chemical composition of suspended sediments from rivers around the world. Moscow, GEOS Publ., 174 p. (In Russ.)
- Semikhatov M.A., Chumakov N.M., Kuznetsov A.B. (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 *Stratigrafiya. Geol. Korrelyatsiya*, **23**(6), 16-27). <https://doi.org/10.1134/S0869593815060088>
- Shirobokova T.I. (1992) Stratiform polymetallic and barite mineralization of the Urals. Sverdlovsk, UrO RAN, 137 p. (In Russ.)
- Stratigraphic Code of Russia. (2019) (Ed. by A.I. Zhamoïda). St.Petersburg, VSEGEI, 96 p. (In Russ.)
- Sul'man A.M., Demchuk I.G. (1978) Clay minerals in Riphean sedimentary deposits of the Bashkir meganticlinorium. *Precambrian strata of the Bashkir meganticlinorium in the Urals and their metallogeny*. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 16-24. (In Russ.)
- Sul'man A.M., Demchuk I.G., Petrishcheva V.G. (1974) New data on the mineral composition of clay shales of the Bakal Formation in the Southern Urals. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 122, 26-27. (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.
- 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) Mössbauer 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 *Stratigrafiya. Geol. Korrelyatsiya*, **16**(3), 3-25). <https://doi.org/10.1134/S0869593808030015>
- Zaitseva T.S., Kuznetsov A.B., Adamskaya E.V., Plotkina Y.V., Sergeeva N.D. (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. NAN. Nauki o Zemle*, **503**(2), 90-96). <https://doi.org/10.1134/S1028334X22040195>
- Zaitseva T.S., Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Konstantinova G.V., Gorozhanin V.M., Ivanovskaya T.A. (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 *Stratigrafiya. Geol. Korrelyatsiya*, **27**(5), 82-96). <https://doi.org/10.1134/S0869593819050083>

УДК 553.24:553.41

DOI: 10.24930/2500-302X-2025-25-1-114-133

Минералогия и петрогенезис интрузивных пород Кутуевского Au-Cu-порфирового рудопоявления (Южный Урал)

С. Е. Знаменский

Институт геологии УФИЦ РАН, 450077, г. Уфа, ул. Карла Маркса, 16/2, e-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

Поступила в редакцию 14.02.2024 г., принята к печати 25.04.2024 г.

Объект исследований. Минералогия, петролого-геохимические особенности и условия формирования габбро-диоритов и диоритов, слагающих рудоносные интрузии Кутуевского Au-Cu-порфирового рудопоявления в зоне Главного Уральского разлома на Южном Урале. **Методы.** Содержание петрогенных оксидов определялось методом “мокрой химии”, редких элементов – методами ICP-MS на масс-спектрометре ELAN 9000 и ICP-AES на масс-спектрометре ICPE-9000. Изучение химического состава минералов производилось на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega Compact с энергодисперсионным анализатором Xplorer 15 Oxford Instruments. **P-T** параметры образования оценены с помощью минеральных геотермобарометров. **Результаты и выводы.** Породообразующими минералами габбро-диоритов и диоритов являются плагиоклаз, первичный состав которого был близок к андезину ($An = 32.83–34.43\%$), и клинопироксен, представленный авгитом ($Wo_{43.9–44.0}En_{45.2–45.5}Fs_{10.6–10.8}$) и диопсидом ($Wo_{45.2–47.9}En_{42.1–44.8}Fs_{9.2–10.3}$). Среди акцессорных минералов установлены циркон, магнетит, титанит, апатит, титаномagnetит. Клинотипироксен в значительной степени замещен зеленой роговой обманкой ($6.956–7.169$ ф.к. Si , $0.73–0.76$ $Mg/(Mg + Fe^{2+})$), генетическая природа которой не установлена. Кристаллизация клинопироксена происходила при $T = 1010–1072^\circ C$ и $P = 1.35–1.78$ кбар. Показано, что интрузивные породы Кутуевского рудопоявления и других порфировых проявлениях зоны ГУР на Южном Урале имеют близкие петрогеохимические характеристики, которые соответствуют магматическим породам, формирующимся на ранних стадиях развития энсиматических островных дуг. Они обладают умеренно-калиевым составом, имеют нормальную щелочность, известково-щелочной или переходный толеитовый – известково-щелочной состав. В качестве источника магм для габбро-диоритов и диоритов рудопоявления предполагаются шпинелевые перидотиты литосферной мантии, метасоматизированные субдукционными флюидами. Процессы коровой контаминации также оказывали влияние на состав.

Ключевые слова: Южный Урал, Au-Cu-порфировое оруденение, интрузивные породы, клинопироксен, шпинелевые перидотиты, температура кристаллизации

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках программы государственного заказа ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2025-0014

Mineralogy and petrogenesis of intrusive rocks of the Kutuevsky Au-Cu-porphyry ore occurrence (Southern Urals)

Sergey E. Znamensky

Institute of Geology, UFRS RAS, 16/2 Karl Marx st., Ufa 450077, Russia, e-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

Received 14.02.2024, accepted 25.04.2024

Research subject. Mineralogical, petrological and geochemical features and formation conditions of gabbro-diorites and diorites composing the ore-bearing intrusions of the Kutuevsky Au-Cu porphyry ore occurrence in the Main Uralian Fault zone (Southern Urals). **Materials and Methods.** The content of rock-forming oxides was determined by the wet chemistry analysis, trace elements – by ICP-MS (ELAN 9000 mass spectrometer) and ICP-AES (ICPE-9000 atomic emission spectrometer). The study of the chemical composition of minerals was carried out using a Tescan Vega Compact scanning electron microscope with an Oxford Instruments Xplorer 15 energy-dispersive analyzer. **P-T** formation parameters were assessed using mineral geothermobarometers. **Results and conclusions.** The rock-forming minerals of gabbro-diorites and diorites are plagioclase with primary composition close to andesine ($An = 32.83–34.43\%$) and clinopyroxene, represented by augite ($Wo_{43.9–44.0}En_{45.2–45.5}Fs_{10.6–10.8}$) and diopside ($Wo_{45.2–47.9}En_{42.1–44.8}Fs_{9.2–10.3}$). Accessory minerals

Для цитирования: Знаменский С.Е. (2025) Минералогия и петрогенезис интрузивных пород Кутуевского Au-Cu-порфирового рудопоявления (Южный Урал). *Литосфера*, **25**(1), 114–133. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-1-114-133>. EDN: CDRSBY

For citation: Znamensky S.E. (2025) Mineralogy and petrogenesis of intrusive rocks of the Kutuevsky Au-Cu-porphyry ore occurrence (Southern Urals). *Lithosphere (Russia)*, **25**(1), 114–133. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-1-114-133>. EDN: CDRSBY

include zircon, magnetite, titanite, apatite, and titanomagnetite. Clinopyroxene is largely replaced by green hornblende (6.956–7.169 a.f.u. Si, 0.73–0.76 Mg/(Mg+Fe²⁺)) of unknown genetic nature. Clinopyroxene crystallization occurred at T = 1010–1072°C and P = 1.35–1.78 kbar. The intrusive rocks of the Kutuevsky ore occurrence and other porphyry occurrences of the MUF zone in the Southern Urals have similar petro-geochemical characteristics that correspond to igneous rocks formed at the early stages of development of ensimatic island arcs. They have a moderate potassium composition, normal alkalinity, calc-alkaline or transitional tholeiitic-calc-alkaline composition. Spinel peridotites of the lithospheric mantle, metasomatized by subduction fluids, are assumed to be the source of magmas for gabbro-diorites and diorites of the ore occurrence. Crust contamination processes also influenced the composition.

Keywords: Southern Urals, Au-Cu porphyry mineralization, intrusive rocks, clinopyroxene, spinel peridotites, crystallization temperature

Funding information

The work was performed within the scientific program of IG UFRS RAS No. FMRS-2025-0014

ВВЕДЕНИЕ

Кутуевское рудопоявление расположено в зоне Главного Уральского разлома (ГУР) на северном замыкании Магнитогорской мегазоны Южного Урала (рис. 1). В этой части сутурной зоны известно еще несколько небольших месторождений и рудопоявлений, относящихся к порфирово-эпитермальному семейству (Салаватское, Вознесенское, Медногорское, Николаевское и др.) (Кривцов, 1983; Грабежев, Белгородский, 1992; Знаменский, Холоднов, 2018; и др.). Возраст и условия их образования являются предметом дискуссии. После работ геологов ЦНИГРИ, проведенных в 70–80 гг. прошлого столетия (Кривцов, 1983; Шишаков и др., 1988; и др.), сложились устойчивые представления о том, что порфировое оруденение связано здесь с интрузиями, комагматичными вулканитам ирендыкской базальт-андеизит-базальтовой формации (D₂), которая образовалась (Серавкин и др., 1992) в условиях развитой островной дуги. Эта точка зрения остается популярной до настоящего времени и нашла отражение в результатах прогнозно-металлогенического районирования территории Южного Урала, недавно выполненного группой сотрудников ЦНИГРИ (Андреев и др., 2018).

Вместе с тем в последние годы были опубликованы данные по изотопному возрасту и петролого-геохимическим особенностям рудоносных интрузий, свидетельствующие о том, что порфировое оруденение начало формироваться в зоне ГУР на Южном Урале уже в раннем девоне на начальных стадиях развития Магнитогорской палеоостровной дуги (Знаменский и др., 2019; Плотинская, 2023; и др.). В частности, О.Ю. Плотинской (2023) для молибденита Вознесенского месторождения, относящегося к эталонным Cu-порфировым объектам, связанным с ирендыкским магматизмом (Кривцов, 1983), получены Re-Os датировки 396 ± 6 и 394 ± 6 млн лет. В современных геохронологических схемах они соответствуют позднему эмсу.

Степень изученности рудоносных интрузивных комплексов порфировых проявлениях зоны ГУР является невысокой. Практически отсутствуют данные по минералогии и физико-химическим параметрам образования интрузивных пород. Сведения об их химическом составе зачастую базируются только на единичных анализах.

Цель настоящей статьи – рассмотреть минералогию, петролого-геохимические особенности и условия формирования рудоносных интрузивных пород Кутуевского рудопоявления.

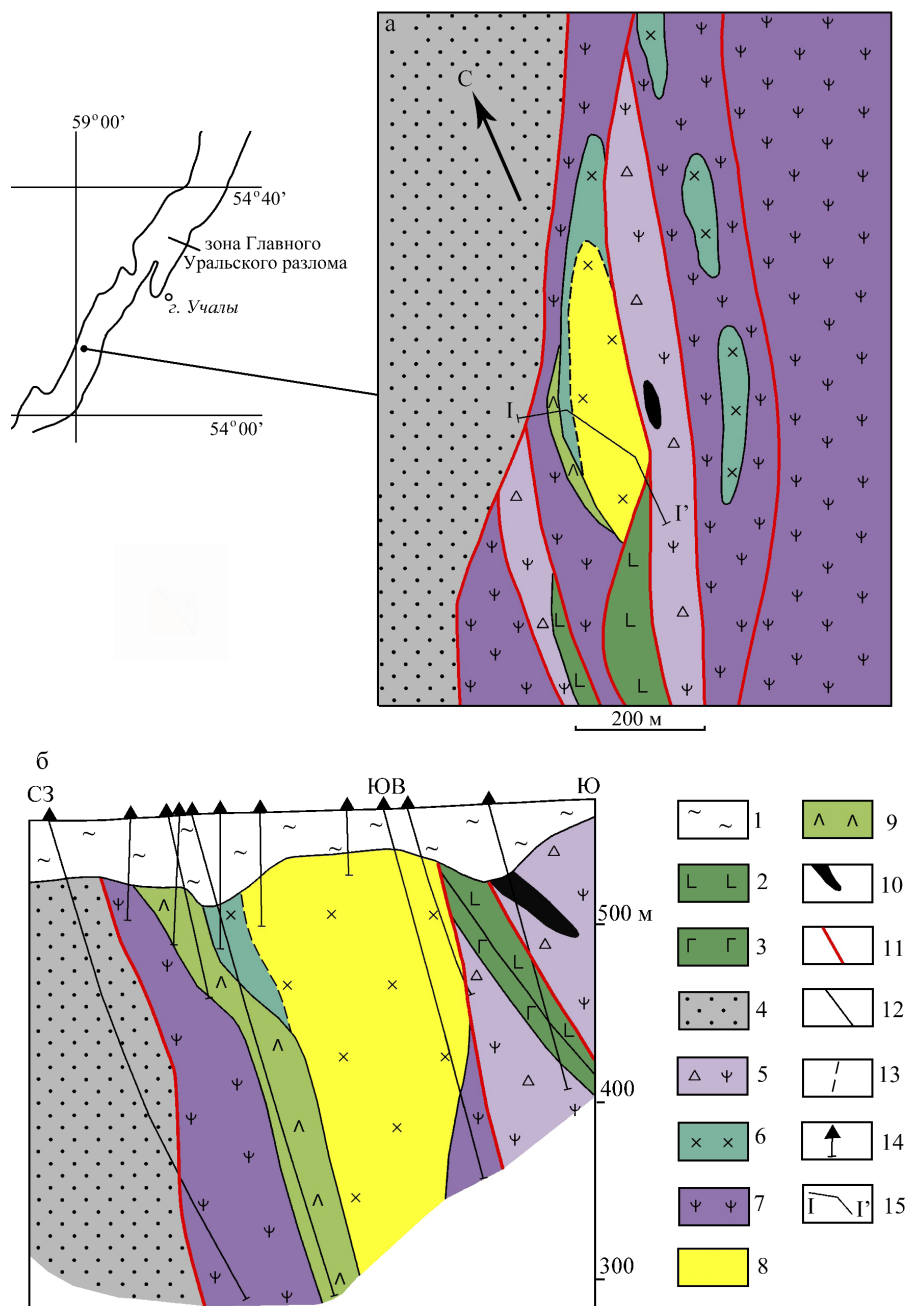


Рис. 1. Схема геологического строения (а) и разрез по линии I-I' (б) Кутуевского рудопоявления (составлены с использованием данных ОАО «Башкиргеология»).

1 – кора выветривания; 2 – пироксен-плагиофировые базальты и андезитобазальты; 3 – афировые и плагиофировые долериты; 4 – терригенно-тефроидные гравелиты, песчаники, алевролиты, яшмоиды и обломочные известняки; 5 – серпентинитокластические брекчии и офиокальциты; 6 – габбро-диориты и диориты; 7 – массивные серпентиниты; 8 – зона штокверковой сульфидно-кальцитовой минерализации; 9 – листвениты; 10 – колчеданные руды; 11 – разломы; 12 – геологические границы; 13 – границы зоны штокверковой минерализации; 14 – скважины; 15 – линия геологического разреза I-I'.

Fig. 1. Scheme of the geological structure (a) and section along profile I-I' (b) of the Kutuevsky occurrence (compiled using data from OJSC «Bashkirgeology»).

1 – weathering crust; 2 – pyroxene-plagiophyre basalts and basaltic andesites; 3 – aphyric and plagiophyric dolerites; 4 – terrigenous-tephroid gritstones, sandstones, siltstones, jasper rocks and clastic limestones; 5 – serpentinitoclastic breccia and opicalcites; 6 – gabbro-diorites and diorites; 7 – massive serpentinites; 8 – zone of stockwork sulfide-calcite mineralization; 9 – listwanites; 10 – massive sulfide ores; 11 – faults; 12 – geological boundaries; 13 – boundaries of the stockwork mineralization zone; 14 – boreholes; 15 – geological section line I-I'.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

Современная структура рудопроявления представляет собой пакет тектонических пластин крутого юго-восточного падения, ограниченных разрывными нарушениями неизвестной кинематической природы (см. рис. 1). Отдельные пластины сложены терригенно-тефроидными породами с прослоями яшмоидов и обломочных известняков, близкими по литолого-фациальному составу к ильтибановской толще (D_{1lh}) (Маслов, Артюшкова, 2010), массивными серпентинитами, серпентинитокластическими брекчиями эдафогенной природы с горизонтами офиокальцитов, местами перекрытыми маломощными толщами афировых и плагиофировых долеритов, пироксен-плагиофировых базальтов и андезибазальтов. Серпентинитокластические эдафогенные брекчии имеют в пределах южноуральского сегмента зоны ГУР региональное распространение и залегают в основании разреза баймак-бурибаевской свиты (D_{1e_2}) (Знаменский и др., 2019). В этих брекчиях локализованы многочисленные мелкие Co-Cu-колчеданные месторождения ивановского типа (Ивановское, Дергамышское, Ишкининское и др.) (Серавкин и др., 1992). На Кутуевском рудопроявлении в серпентинитокластических брекчиях, слагающих одну из тектонических пластин, расположено несколько небольших линз массивных Co-Cu-колчеданных руд пирит-пирротин-халькопиритового состава.

По результатам поисковых буровых работ в пределах рудопроявления выявлена серия дайкообразных в плане тел габбро-диоритов и диоритов. Они имеют длину по простиранию 200–350 м при ширине до 150 м. Контакты интрузивных тел с вмещающими породами, как правило, нарушены разрывными нарушениями.

Основная рудная зона рудопроявления приурочена к наиболее крупному телу габбро-диорит-диоритового состава, залегающему среди серпентинитов в центральной части рудопроявления. Она представляет собой сульфидно-кальцит-кварцевый штокверк. Внутри интрузивного тела рудный штокверк приурочен к зоне хлорит-серицит-кварцевых метасоматитов и иногда выходит за ее пределы в пропилитизированные габбро-диориты и диориты. Пропилиты относятся к эпидот-актинолитовой фации. Вдоль западного контакта рудоносной интрузии местами развиты листвениты фуксит-карбонат-кварцевого состава, которые наложены на Au-Cu-порфировую минерализацию.

По данным микротермометрических исследований (Znamensky et al., 2022) флюидные включения в кальците рудных прожилков гомогенизируются при 220–300°C, а в формировавшемся позднее кварце – при 220–270°C. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, халько-

зином, молибденитом, сфалеритом, галенитом, кобальтином, теллуридами Ag, Pb и Bi, самородным золотом.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Образцы для исследований были отобраны из кернa поисковых скважин. Содержание петрогенных компонентов в породах определялось в химической лаборатории ИГ УНЦ РАН (Уфа, аналитик С.А. Ягудина) методом “мокрой химии”. Определение редких элементов выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на квадрупольном масс-спектрометре ELAN 9000 в лаборатории физических и химических методов исследований ИГГ УрО РАН (Екатеринбург, аналитик Д.В. Киселева), а также частично методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на спектрометре ICPE-9000 в ЦКД КМТНХ АО ИНХП (Уфа, аналитик А.М. Карамова).

Определение химического состава минералов проводилось в Институте геологии УФИЦ РАН на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega Compact с энергодисперсионным анализатором Xplorer 15 Oxford Instruments (аналитик С.С. Ковалев). Обработка спектров осуществлялась автоматически при помощи программного пакета Az Tec One с использованием методики TrueQ.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Минеральный состав

Габбро-диориты и диориты представляют собой мелкозернистые иногда среднезернистые породы с массивной текстурой. Основными породообразующими минералами являются плагиоклаз, клинопироксен и роговая обманка, плеохроирующая в зеленых тонах. В незначительных количествах присутствует кварц (до 5%). Преобладают породы с порфировидной структурой, которая обусловлена наличием фенокристаллов плагиоклаза. Основная масса имеет главным образом призматическизернистую структуру с преобладанием идиоморфизма плагиоклаза над моноклинным пироксеном (рис. 2а).

Плагиоклаз, как правило, полностью замещен альбитом ($An = 5.31–6.47\%$) (табл. 1). Только в центральных зонах некоторых кристаллов сохранились реликтовые участки, по всей вероятности приближающиеся по составу к первичному плагиоклазу. По содержанию анортитовой компоненты ($An = 32.83–34.43\%$) плагиоклаз на этих участках соответствует андезину.

Клинопироксен по химическому составу разделяется на диопсид ($Wo_{45.2–47.9}En_{42.1–44.8}Fs_{9.2–10.3}$) и авгит ($Wo_{43.9–44.0}En_{45.2–45.5}Fs_{10.6–10.8}$) (табл. 2; рис. 3).

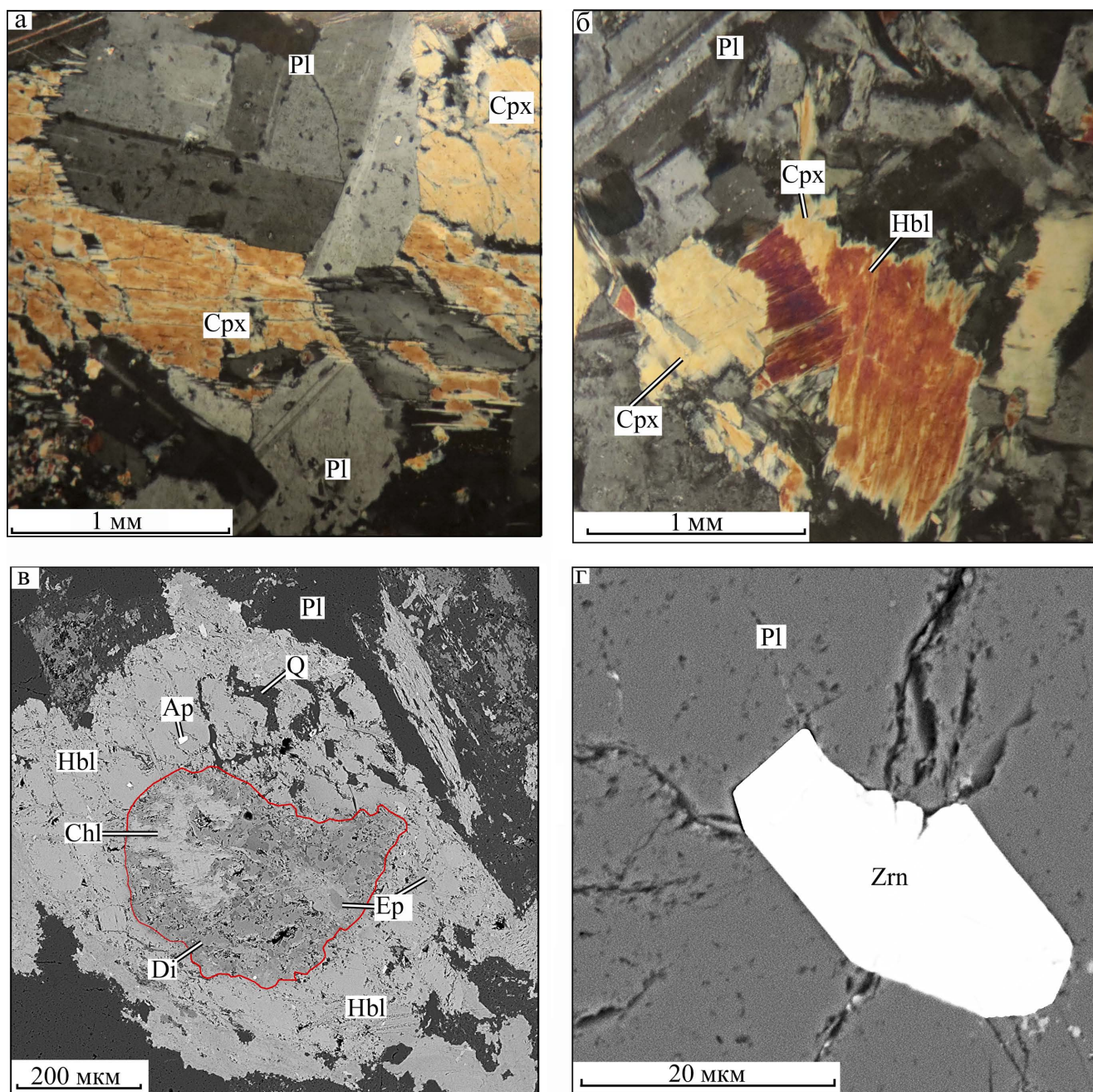


Рис. 2. Минералы интрузивных пород и их взаимоотношения.

Изображения: а, б – в проходящем поляризационном свете; в, г – в обратнорассеянных электронах. а – идиоморфные кристаллы плагиоклаза в диорите, интерстиции между которыми выполнены клинопироксеном; б – замещение клинопироксена зеленой роговой обманкой в габбро-диорите; в – реликтовый участок диопсида (выделен красной линией) в роговой обманке, по диопсиду и роговой обманке развиваются минералы пропилитов (хлорит и эпидот); г – кристалл циркона в плагиоклазе. *Pl* – плагиоклаз, *Cpx* – клинопироксен, *Di* – диопсид, *Hbl* – роговая обманка, *Q* – кварц, *Ap* – апатит, *Zrn* – циркон, *Ep* – эпидот, *Chl* – хлорит.

Fig. 2. Minerals of intrusive rocks and their relationships.

Images: а, б – in transmitted polarization light; в, г – in back-scattered electrons. а – euhedral plagioclase crystals in diorite, the interstices between which are made of clinopyroxene; б – replacement of clinopyroxene by green hornblende in gabbro-diorite; в – relict area of diopside (highlighted by a red line) in hornblende, propylite minerals (chlorite and epidote) develop along diopside and hornblende; г – zircon crystal in plagioclase. *Pl* – plagioclase, *Cpx* – clinopyroxene, *Di* – diopside, *Hbl* – hornblende, *Q* – quartz, *Ap* – apatite, *Zrn* – zircon, *Ep* – epidote, *Chl* – chlorite.

Таблица 1. Представительные химические анализы плагиоклаза (мас. %) и его кристаллохимические характеристики
Table 1. Representative chemical analyzes of plagioclase (wt %) and its crystal chemical characteristics

Компонент/спектр	36	39	47	119	121
SiO ₂	68.38	68.18	68.22	59.33	59.64
Al ₂ O ₃	19.90	19.69	19.84	24.80	25.52
FeO	0.40	0.40	0.14	0.21	0.26
CaO	1.32	1.31	1.21	7.23	7.01
Na ₂ O	10.04	9.95	10.01	7.85	7.12
K ₂ O	0.10	0.41	–	0.49	0.33
Сумма	100.08	99.63	99.43	99.91	99.88
Si	2.987	2.984	2.986	2.661	2.662
Al	1.024	1.015	1.026	1.31	1.341
Fe	0.016	0.016	0.005	0.008	0.011
Ca	0.048	0.06	0.058	0.348	0.335
Na	0.851	0.847	0.852	0.685	0.617
K	0.005	0.021	–	0.027	0.021
An, %	5.31	6.47	6.37	32.83	34.43
Ab, %	94.14	91.27	93.63	64.62	63.41
Or, %	0.55	2.26	–	2.55	2.16

Примечание. Формульные коэффициенты рассчитаны на 8 О. Спектры 36, 39, 47 – альбит, 119, 121 – андезин.

Note. Formula coefficients are calculated for 8 O. Spectra 36, 39, 47 – albite, 119, 121 – andesine.

Таблица 2. Представительные химические анализы клинопироксена (мас. %) и его кристаллохимические характеристики

Table 2. Representative chemical analyzes of clinopyroxene (wt %) and its crystal chemical characteristics

Компонент/образец	302/68-105	302/83-111	302/68-108	333/165-153	302/83-157	302/83-161
SiO ₂	54.39	54.38	55.26	54.95	54.68	54.91
TiO ₂	–	–	–	–	–	–
Al ₂ O ₃	1.24	1.25	0.72	0.96	1.08	0.92
Cr ₂ O ₃	0.13	0.17	–	–	–	0.10
FeO	6.39	6.41	5.35	6.29	6.12	6.04
MgO	15.75	15.83	14.76	14.52	15.24	15.69
MnO	0.28	0.18	0.24	–	0.23	0.18
CaO	21.34	21.26	22.92	22.83	22.17	22.06
Na ₂ O	0.16	0.15	0.23	0.27	0.20	0.25
Сумма	99.68	99.63	99.48	99.82	99.68	100.15
Si	2.011	2.011	2.048	2.036	2.017	2.019
Al	0.054	0.054	0.031	0.042	0.047	0.04
Fe	0.197	0.198	0.166	0.195	0.189	0.186
Mg	0.868	0.873	0.815	0.802	0.838	0.86
Mn	0.009	0.006	0.008	–	0.007	0.000
Ca	0.845	0.842	0.91	0.906	0.876	0.869
Na	0.011	0.011	0.022	0.019	0.019	0.018
Cr	0.004	0.005	–	–	0.007	0.003
Fe/(Fe + Mg)	0.18	0.18	0.17	0.20	0.18	0.18
Wo	44.00	43.90	47.90	47.60	45.90	45.2
En	45.20	45.50	42.90	42.10	43.90	44.80
Fs	10.80	10.60	9.20	10.30	10.20	10.00
K _D Fe/Mg	0.27	0.27	0.26	0.26	0.27	0.27
T, °C (Putirka, 2008)	1010	1061	1048	1067	1068	1072
P, кбар (Wang et al., 2021)	1.78	1.73	1.35	1.36	1.57	1.71

Примечание. Формульные коэффициенты рассчитаны на 6 О.

Note. Formula coefficients are calculated at 6 O.

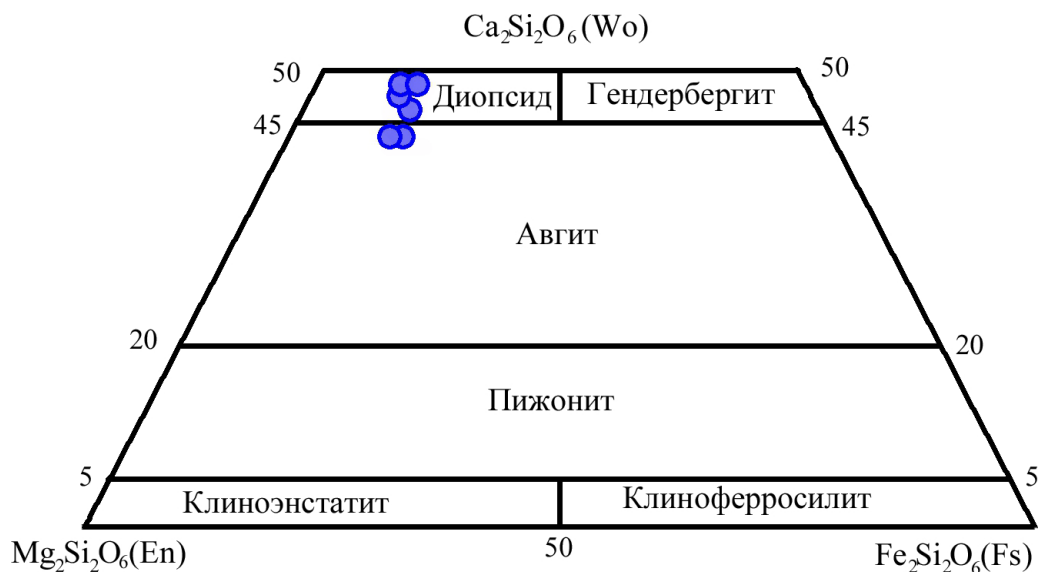


Рис. 3. Классификационная диаграмма для клинопироксена (Morimoto et al., 1988).

Fig. 3. Classification diagram for clinopyroxene (Morimoto et al., 1988).

Обе разновидности моноклинного пироксена имеют невысокие концентрации Al_2O_3 (0.72–1.25%), низкую железистость ($\text{Fe}\# = 0.17\text{--}0.2$) и не содержат Ti. Обычно клинопироксен в большей или меньшей степени замещен зеленой роговой обманкой нередко совместно с кварцем (см. рис. 2б, в). Роговая обманка представлена магнезиальной разновидностью (6.956–7.169 a.f.u. Si, 0.73–0.76 $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$) (табл. 3, рис. 4). Содержание TiO_2 в ней варьирует от 0.72 до 1.0%, а Al_2O_3 – от 5.82 до 6.86%. Общая железистость составляет 0.43–0.45. Клинпироксен и роговая обманка часто замещаются темноцветными минералами пропилитов (эпидотом, актинолитом и хлоритом) (см. рис. 2в).

Акцессорные минералы представлены цирконом, магнетитом, титанитом, апатитом и крайне редко встречающимся титаномagnetитом. Циркон образует главным образом мелкие выделения неправильной формы размером в первые микрометры, которые почти нацело замещены торитом (17.94–18.22% SiO_2 , 2.05–2.76% Al_2O_3 , 1.19–1.76% ZrO_2 , 67.79–69.19 ThO_2 , 0.34–1.45% UO_2 , $n = 5$). В двух образцах (302/83 333/165) нами обнаружены слабо измененные кристаллы размером 15–20 мкм с элементами бипирамидально-призматического строения (см. рис. 2г). Электронно-микроскопический анализ показал, что центральные и краевые зоны этих кристаллов имеют разный химический состав (табл. 4). Центральные зоны кристаллов по сравнению с краевыми обогащены U, Th и Hf. Представительные анализы других акцессорных минералов приведены в табл. 5.

Петрогеохимическая характеристика

Содержание SiO_2 в габбро-диоритах составляет 53.2–56.2%, в диоритах – 57–57.8% (табл. 6). На диаграмме TAS фигуративные точки составов интрузивных пород попадают в поле магматических образований нормальной щелочности (рис. 5а). По соотношениям K_2O и SiO_2 они относятся к умеренно-калиевой серии. Содержание TiO_2 невысокое, особенно в диоритах. На диаграмме А. Миширо выделяются разновидности как толеитового, так и известково-щелочного состава (см. рис. 5в). Для оценки возможного влияния гидротермальных изменений на исходный состав пород нами были дополнительно построены диаграммы $\text{Zr}/\text{Ti}\text{--}\text{Nb}/\text{Y}$ и $\text{Zr}\text{--}\text{Y}$. Положение точек составов интрузивных пород на первой из них подтверждает их принадлежность к образованиям нормальной щелочности (см. рис. 5б). На диаграмме $\text{Zr}\text{--}\text{Y}$ габбро-диориты и диориты располагаются в области переходной и известково-щелочной петрохимических серий. При оценке серийной принадлежности предпочтение нами отдается соотношениям высокочarged элементов, так как они менее мобильны при вторичных изменениях (Pearce, 2014).

По сравнению с N-MORB интрузивные породы рудопроявления имеют более низкие содержания высокочarged и редкоземельных элементов (см. табл. 6). Они характеризуются низкими концентрациями Rb (4.8–19.3 г/т), умеренными – Sr (81.8–459.5), Ba (35.9–336.0), Zr (17.8–37.4) и металлов группы Fe ($V = 193.1\text{--}278.2$ г/т, $\text{Cr} = 21.6\text{--}44.7$,

Таблица 3. Представительные химические анализы (мас. %) роговой обманки и ее кристаллохимические характеристики
Table 3. Representative chemical analyzes (wt %) of hornblende and its crystal chemical characteristics

Компонент/спектр	57	82	56	68	67	22	119	50	15
SiO ₂	46.87	48.51	46.57	47.58	47.45	47.34	47.60	47.64	48.26
TiO ₂	1.00	0.93	0.94	0.95	0.97	0.89	0.92	0.81	0.72
Al ₂ O ₃	6.79	6.45	6.38	6.77	6.86	6.60	6.53	5.82	6.36
FeO	17.21	17.43	17.13	17.47	17.46	17.66	17.81	16.48	18.35
MnO	0.40	0.40	0.32	0.35	0.36	0.38	0.43	0.39	0.50
MgO	12.64	13.07	12.47	13.04	13.09	12.68	12.45	13.04	12.66
CaO	10.90	11.03	10.87	11.14	11.10	10.93	11.02	10.62	10.86
Na ₂ O	1.20	1.23	1.18	1.28	1.23	1.20	1.10	1.06	1.07
K ₂ O	0.21	0.17	0.18	0.21	0.18	0.21	0.20	0.17	0.17
Сумма	97.22	99.22	96.04	98.79	98.70	97.89	98.30	96.03	98.95
Si	7.003	7.093	7.052	6.956	6.994	7.045	7.068	7.169	7.107
Ti	0.114	0.105	0.106	0.104	0.105	0.096	0.105	0.095	0.079
Al ^{IV}	0.997	0.907	0.948	1.044	1.006	0.955	0.932	0.831	0.893
Al ^{VI}	0.208	0.20	0.188	0.118	0.183	0.20	0.208	0.193	0.21
Fe ³⁺	1.193	1.172	1.126	1.196	1.272	1.24	1.169	1.254	1.355
Fe ²⁺	0.955	0.955	1.041	0.938	0.979	0.972	1.041	0.913	0.903
Mn	0.052	0.053	0.044	0.043	0.044	0.044	0.053	0.052	0.061
Mg	2.812	2.848	2.815	2.836	2.876	2.809	2.753	2.925	2.774
Ca	1.746	1.731	1.765	1.743	1.757	1.742	1.754	1.71	1.715
Na	0.349	0.352	0.35	0.364	0.35	0.35	0.316	0.312	0.298
K	0.052	0.018	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.035
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0.75	0.75	0.73	0.75	0.75	0.74	0.73	0.76	0.75
T, °C (Féménias et al., 2006)	673	659	659	657	660	644	659	643	614
T, °C (Putirka, 2016)	751	739	743	759	745	729	727	714	720

Примечание. Формульные коэффициенты рассчитаны на 23 O. Количество Fe³⁺ и Fe²⁺ определено по балансу зарядов.
 Note. Formula coefficients are calculated at 23 O. The amount of Fe³⁺ and Fe²⁺ is determined by the balance of charges.

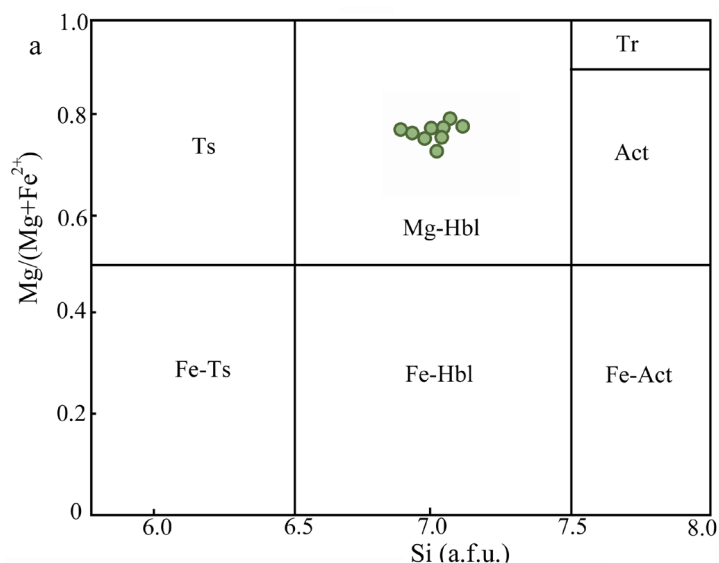


Рис. 4. Классификационная диаграмма Mg/(Mg + Fe²⁺)–Si (Leake, 1978) для амфибола.

Fig. 4. Classification diagrams Mg/(Mg + Fe²⁺)–Si (Leake, 1978) for amphibole.

Таблица 4. Химический состав (мас. %) циркона**Table 4.** Chemical composition (wt %) of zircon

Компонент/образец	302/83		333/165	
	Спектр 209ц	Спектр 218к	Спектр 16ц	Спектр 117к
SiO ₂	31.59	32.60	31.9	32.16
Al ₂ O ₃	0.27	0.83	—	—
FeO	1.02	0.92	—	—
CaO	0.39	0.15	—	—
ZrO ₂	63.71	64.21	65.85	66.96
HfO ₂	0.92	0.76	1.21	0.92
ThO ₂	1.45	—	1.05	—
UO ₂	0.95	0.20	0.89	—
Сумма	100.3	99.67	100.90	100.40
Zr, г/т*	29.24	—	35.45	—
Hf, г/т*	0.65	—	1.01	—
T, °C (Аранович и др., 2020)	1026	—	1008	—

*Содержание Zr и Hf в породе.

Примечание. Индексы “ц”, “к” у номеров спектров означают центральные и краевые зоны кристаллов соответственно.

*Content of Zr and Hf in the rock.

Note. The indices “ц”, “к” in the spectra numbers indicate the central and edge zones of the crystals, respectively.

Таблица 5. Представительные составы (мас. %) акцессорных минералов**Table 5.** Representative compositions (wt %) of accessory minerals

Компонент/ спектр	Магнетит		Титанит		Апатит		Титаномagnetит	
	Сп. 182	Сп. 183	Сп. 13	Сп. 17	Сп. 169	Сп. 173	Сп. 125	Сп. 127
SiO ₂	0.39	0.36	29.35	31.67	0.51	0.87	0.30	0.41
TiO ₂	1.09	0.61	26.53	35.13	—	—	5.56	7.12
Al ₂ O ₃	0.21	0.21	5.65	2.93	—	—	1.57	0.94
V ₂ O ₃	1.20	1.28	2.84	0.46	—	—	1.14	1.19
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0.82	0.78
FeO	87.99	88.03	4.14	2.28	0.43	0.21	83.57	83.91
MnO	—	—	—	—	—	—	0.47	0.34
MgO	—	—	1.24	0.38	—	—	—	—
CaO	—	—	24.44	27.11	53.33	53.24	0.30	0.40
P ₂ O ₅	—	—	—	—	40.87	41.02	—	—
Сумма	90.08	90.49	94.19	99.96	95.13	95.65	94.73	95.09

Ni = 16.0–37.3 г/т), повышенными – Cu (до 109.2 г/т). Тренды распределения редких элементов демонстрируют на спайдерграммах обогащение крупно-ионными литофильными элементами (K, Rb, Cs, Ba), U, Th и Pb относительно высокозарядных и редкоземельных элементов (рис. 6а).

Спектры распределения РЗЭ обогащены легкими лантаноидами (см. рис. 6б). Значения (La/Yb)_N составляют 3.90–4.49. Дифференциация внутри тяжелых лантаноидов отсутствует ((Gd/Yb)_N = 1.03–1.28). Значения отношений Sm/Yb находятся в пределах 1.48–1.96. Аномалии Eu на графиках РЗЭ не выра-

жены (Eu/Eu* = 0.94–1.05). Аномалии Eu рассчитывались по формуле $Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{(Sm_N \times Gd_N)}$.

Условия кристаллизации

Для реконструкции *P-T* параметров образования габбро-диоритов и диоритов Кутуевского рудопрооявления было использовано несколько независимых минеральных геотермометров и геобарометров.

Оценка ликвидусных температур расплавов родоначальных для интрузивных пород выполнена

Таблица 6. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в габбро-диоритах и диоритах

Table 6. Contents of major (wt %) and trace (ppm) elements in gabbro-diorites and diorites

№ обр.	302/83*	302/86*	333/165*	333/76**	375/36*	302/68*	375/64*
SiO ₂	53.20	54.00	54.00	54.82	56.20	57.00	57.80
TiO ₂	0.62	1.02	0.96	0.44	0.27	0.30	0.29
Al ₂ O ₃	16.60	17.00	17.0	16.90	16.70	16.40	16.80
Fe ₂ O ₃	3.31	4.00	3.80	3.72	4.40	3.75	2.52
FeO	5.47	5.25	4.16	4.41	3.60	5.00	4.93
MnO	0.14	0.13	0.14	0.09	0.07	0.11	0.06
CaO	8.11	5.60	7.38	6.93	5.26	7.10	6.40
MgO	6.00	4.60	5.00	5.30	5.00	3.00	3.70
Na ₂ O	2.86	2.70	2.68	2.71	2.70	2.86	4.10
K ₂ O	1.09	1.00	1.00	1.10	0.90	1.25	0.91
P ₂ O ₅	0.14	0.21	0.14	0.14	0.14	0.12	0.08
П.п.п.	2.43	4.22	3.84	3.36	4.48	2.90	2.12
Сумма	99.97	99.73	100.1	99.92	99.72	99.79	99.71
V	278.24	264.73	275.81	281.40	193.09	278.12	264.20
Cr	44.72	35.29	44.02	37.35	21.56	42.13	37.43
Co	21.25	19.45	26.28	23.17	12.99	22.97	18.83
Ni	24.87	20.88	37.31	24.31	16.02	21.39	20.51
Cu	51.60	83.96	109.21	63.20	37.09	54.96	47.21
Zn	43.20	49.72	40.94	54.17	60.89	57.34	58.61
Rb	11.09	9.12	4.75		6.74	19.34	18.24
Sr	377.62	459.49	81.76	402.31	272.48	446.83	331.90
Y	7.46	6.50	7.23	7.01	5.83	8.32	7.24
Zr	35.47	37.39	29.24	36.12	17.81	26.45	25.93
Nb	1.01	0.90	1.67	0.92	0.76	1.21	0.91
Mo	0.34	0.18	0.27		0.28	0.58	0.42
Ag	0.12	0.08	0.15		0.60	0.25	0.43
Sn	0.39	0.48	0.76		0.47	0.49	0.48
Sb	0.18	0.14	0.85		0.27	0.72	0.55
Cs	0.74	0.37	0.21		0.15	0.92	0.87
Ba	231.07	227.75	35.93	176.98	123.57	335.99	322.14
La	5.40	5.57	6.91	5.63	5.17	5.09	5.82
Ce	12.01	12.27	14.34		11.17	10.68	12.14
Pr	1.58	1.62	1.84		1.46	1.38	1.43
Nd	6.67	6.73	7.56		6.09	5.98	6.12
Sm	1.78	1.44	1.76		1.30	1.37	1.46
Eu	0.44	0.45	0.53		0.41	0.39	0.43
Gd	1.20	1.20	1.50		1.17	1.15	1.27
Tb	0.18	0.18	0.23		0.17	0.18	0.18
Dy	1.19	1.22	1.44		1.12	1.17	1.19
Ho	0.24	0.27	0.32		0.25	0.26	0.26
Er	0.87	0.89	1.01		0.8	0.8	0.84
Tm	0.14	0.13	0.14		0.12	0.13	0.13
Yb	0.91	0.97	0.97	0.91	0.80	0.87	0.88
Lu	0.15	0.15	0.15		0.13	0.13	0.14
Hf	1.01	0.65	0.65		0.61	0.65	0.64
Ta	0.09	0.04	0.11		0.05	0.04	0.05
W	0.37	0.18	0.19		0.31	0.36	0.32
Tl	0.07	0.04	0.02		0.04	0.08	0.06
Pb	3.76	2.37	3.15		1.49	2.72	2.14
Bi	0.02	0.02	0.03		0.06	0.01	0.02
Th	0.89	1.31	2.36		1.21	1.10	1.30
U	0.50	0.32	1.05		0.42	0.37	0.39

*Редкие элементы определены методом ICP-MS.

**Редкие элементы определены методом ICP-AES.

*Rare elements were determined by the ICP-MS method.

**Rare elements were determined by the ICP-AES method.

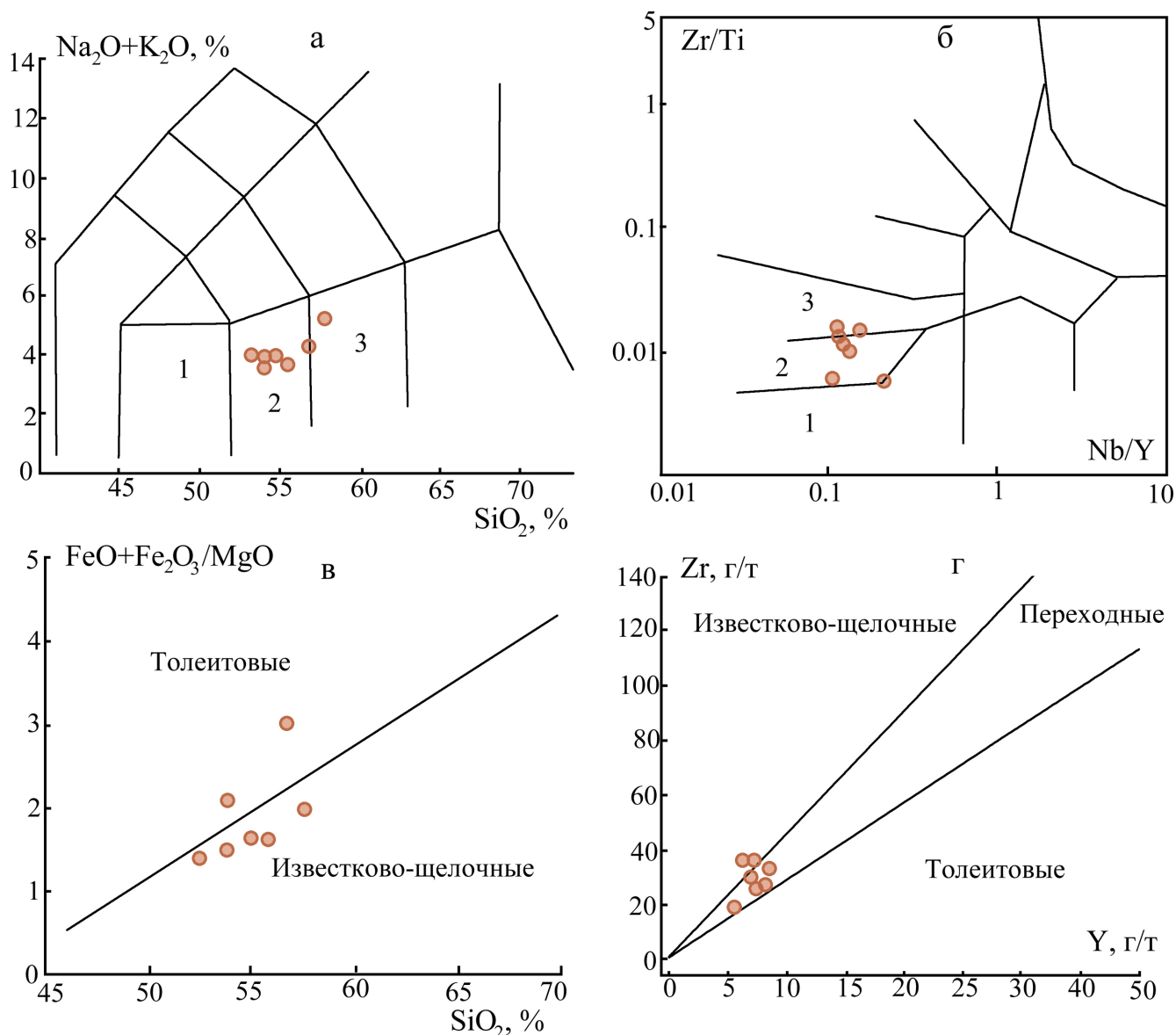


Рис. 5. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ (Middlemost, 1994) (а), $\text{Zr}/\text{Ti}\text{--Nb}/\text{Y}$ (Winchester, Floyd, 1976) (б), $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/\text{MgO}\text{--SiO}_2$ (Miyashiro, 1973) (в), $\text{Zr}\text{--Y}$ (MacLean, Barrett, 1993) (г) для габбро-диоритов и диоритов.

а: 1 – габбро, 2 – габбро-диориты, 3 – диориты.

б: 1 – субщелочные базальты, 2 – базальты и андезиты, 3 – андезиты.

Fig. 5. Diagrams $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ (Middlemost, 1994) (а), $\text{Zr}/\text{Ti}\text{--Nb}/\text{Y}$ (Winchester, Floyd, 1976) (б), $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/\text{MgO}\text{--SiO}_2$ (Miyashiro, 1973) (в), $\text{Zr}\text{--Y}$ (MacLean, Barrett, 1993) (г) for gabbro-diorites and diorites.

а: 1 – gabbro, 2 – gabbro-diorites, 3 – diorites.

б: 1 – subalkaline basalts, 2 – andesite basalts, 3 – andesites.

по геотермометру, основанному на равновесии клинопироксен–расплав (Putirka, 2008). При равновесной кристаллизации клинопироксена из расплава $\text{K}_D\text{Fe}/\text{Mg}$ должно быть близко к 0.27 ± 0.03 . Все изученные моноклинные пироксены рудопроявления удовлетворяют условию равновесия клинопироксен–расплав (см. табл. 2). Рассчитанные

значения температуры составили $1010\text{--}1072^\circ\text{C}$ (см. табл. 2).

Давление, при котором происходила кристаллизация клинопироксена, было оценено с помощью клинопироксенового геотермобарометра, калиброванного Х. Вангом с соавторами (Wang et al., 2021) для магматических пород основного и сред-

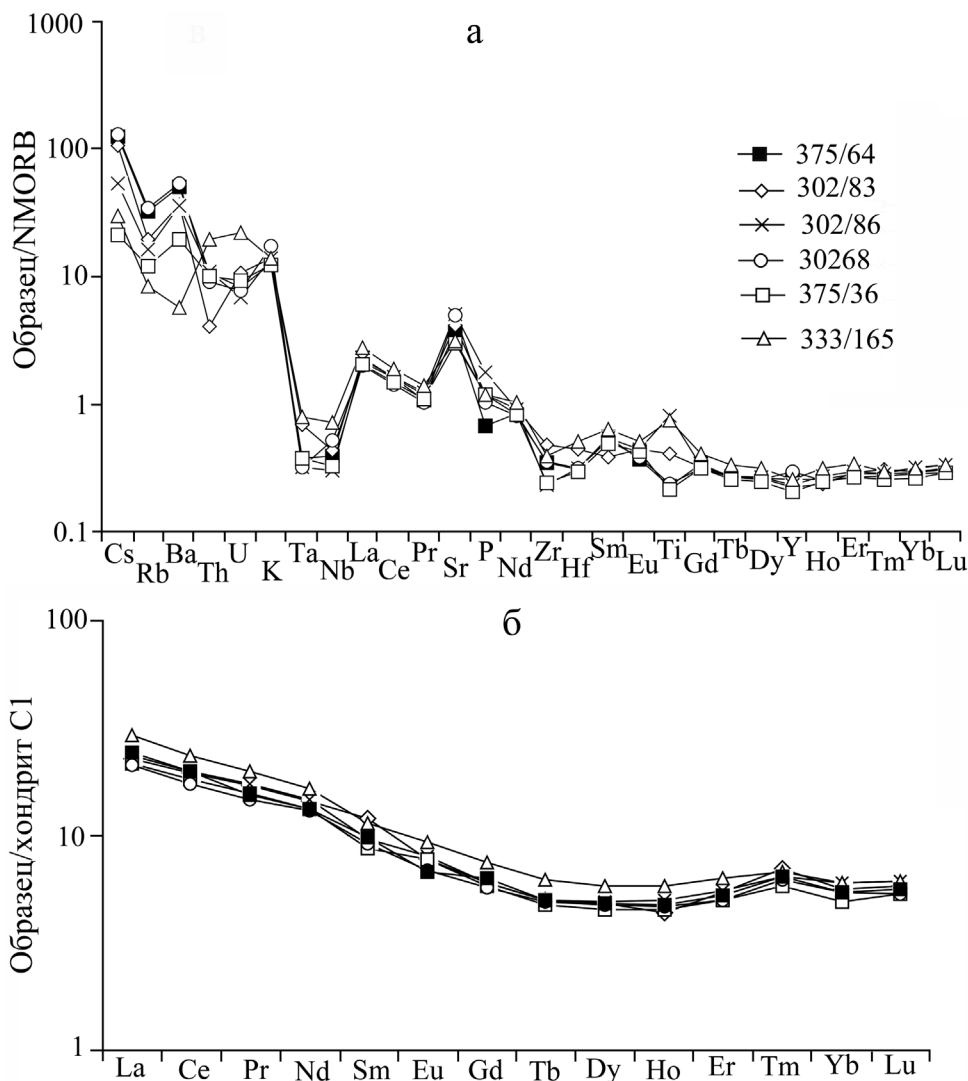


Рис. 6. Тренды распределения редких (а) и редкоземельных (б) элементов в габбро-диоритах и диоритах. Нормирование на N-MOB и C1 (McDonough, Sun, 1995).

Fig. 6. Trends in the distribution of rare (a) and rare earth (б) elements in gabbro-diorites and diorites. Standardization for N-MOB and C1 (McDonough, Sun, 1995).

него состава. Полученные значения составили 1.35–1.78 кбар (см. табл. 2). Отсутствие достоверных данных по содержанию воды в момент кристаллизации клинопироксена не позволило использовать этот геотермобарометр для определения температуры расплава.

Нами была сделана попытка оценить давление на ранней стадии кристаллизации с помощью нескольких модификаций геобарометра, основанных на равновесии клинопироксен–расплав (Putirka et al., 2003; Neave, Putirka, 2017; и др.). Вычисленные с их помощью значения давления дают существенный разброс, и поэтому нами не учитывались. Например, расчет по анализу 302/83-161 (см. табл. 2)

показал значение давления по (Neave, Putirka, 2017) 1.2 кбар, тогда как по (Putirka et al., 2003) – 3.5 кбар.

Для определения температуры кристаллизации габбро-диоритов и диоритов нами привлечены также данные по Zr-Hf-термометру для циркона. Этот термометр, разработанный Л.Я. Арановичем с соавторами (2020), основан на распределении Zr и Hf между цирконом и расплавом. Расчет температуры выполнен для центральных зон двух рассмотренных кристаллов циркона. Значения температуры составили 1008 и 1026°C (см. табл. 4).

Кроме того, были оценены температурные условия кристаллизации роговой обманки. По данным Ti-геотермометра (Féménias et al., 2006), осно-

ванного на эмпирически и экспериментально установленной зависимости содержания Ti в амфиболе от температуры, кристаллизация роговой обманки происходила в интервале температур 614–678°C (см. табл. 3). Геотермометр, калиброванный по содержанию в амфиболе Si, Ti, Fe и Na (Putirka, 2016), показал более высокие значения температуры (714–759°C). Совпадение оценок температуры по этим геотермометрам удовлетворительное. Расхождение значений не превышает 9–15 отн. %.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как видно из приведенных данных, габбро-диориты и диориты состоят из альбитизированного плагиоклаза, который по первичному составу, по-видимому, был близок к андезину, клинопироксену, представленному диопсидом и авгитом, и зеленой роговой обманке, замещающей моноклинный пироксен часто в ассоциации с кварцем.

Расчеты с помощью геотермометра клинопироксен–расплав (Putirka, 2008) и клинопироксенового геобарометра (Wang et al., 2021) показали, что клинопироксен кристаллизовался при $T = 1010–1072^\circ\text{C}$ и $P = 1.35–1.78$ кбар.

Близкие значения температуры были получены с использованием Zr–Hf-геотермометра (Аранович и др., 2020) для центральных зон двух кристаллов акцессорного циркона (1008 и 1026°C). Изменение состава циркона в краевых частях изучаемых кристаллов, скорее всего, связано с постмагматическими гидротермальными процессами.

Генезис роговой обманки не установлен и требует дальнейшего изучения. Возможный диапазон температур ее кристаллизации составляет 614–714°C.

В результате можно констатировать, что кристаллизация плагиоклаза и клинопироксена габбро-диоритов происходила в диапазоне температур 1000–1100°C при давлении 1.4–1.8 кбар. Такие параметры близки ликвидусу андезибазальта, содержащего около 2.5–4.5% H_2O (Moore, Carmichael, 1998). Кристаллизация амфибола в таком расплаве становится возможной только при достижении им водного солидуса и/или в субсолидусных условиях, что подтверждается данными амфиболовой термометрии.

Габбро-диориты и диориты Кутуевского рудопоявления имеют надсубдукционные геохимические характеристики. Тренды распределения в них редких элементов демонстрируют на спайдерграммах обогащение крупноионными литофильными элементами (K, Rb, Cs, Ba), U, Th и Pb относительно высокозарядных и редкоземельных элементов, а также наличие отрицательных аномалий Nb, Zr и положительных аномалий Sr, что отличает надсубдукционные магматиты (см. рис. 6а). Принадлежность интрузивных пород рудопоявления к

островодужным образованиям подтверждают отрицательные аномалии Ti, проявленные на большинстве спектров. В то же время на некоторых из них аномалии Ti имеют положительный знак, что нехарактерно для надсубдукционных пород.

Основными источниками, определяющими состав субдукционных магм, как известно, являются перидотиты мантийного клина и субдукционный компонент, в составе которого в различных пропорциях могут присутствовать водные флюиды, возникшие при дегидратации пород слэба, и расплавы, образовавшиеся при плавлении осадков и базальтов субдуцирующей океанической плиты. Дополнительное “влияние” оказывают гетерогенность мантии, процессы коровой контаминации и другие факторы.

Согласно диаграмме Sm/Yb–La/Sm, представленной на рис. 7а, расплавы для интрузивных пород рудопоявления могли образоваться из шпинелевого перидотита. Гранат в мантийном источнике отсутствовал либо его роль была незначительной, на что указывает также слабофракционный спектр распределения РЗЭ в области тяжелых лантаноидов ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 1.03–1.28$).

Отсутствие в источнике граната дает основание предполагать относительно небольшую глубину магмагенерации. Согласно данным С.М. Кай и Ц. Мподоциса (Kay, Mpodozis, 2001), гранат устойчив на глубинах более 45–50 км, а по расчетам Р.М. Эллама (Ellam, 1992) – свыше 60 км. Глубину области магмагенерации приблизительно можно оценить по значениям отношений Ce/Yb и Sm/Yb (Ellam, 1992; Wu et al., 2018). На диаграмме Ce/Yb–Sm/Yb (см. рис. 7б) точки этих отношений в интрузивных породах Кутуевского рудопоявления попадают в интервал глубин примерно 45–50 км. Скорее всего, мантийным источником для магм служили перидотиты надсубдукционной литосферной мантии.

Состав и степень обогащения мантийного источника до его контаминации субдукционной компонентой позволяют охарактеризовать отношения некогерентных элементов, консервативных во флюидной фазе, с высоким валовым коэффициентом распределения (больше 1): Nb/Yb, Th/Yb и др. (Di Vincenzo, Rochi, 1999; Pearce, 2008; и др.). Вариации значений Nb/Yb в габбро-диоритах и диоритах рудопоявления, составляющие 0.93–1.72 (см. рис. 7в), указывают на то, что плавлению подвергался мантийный субстрат, близкий примитивной или слабо деплептированной мантии (McDonough, Sun, 1995). Повышенные значения Th/Yb (0.98–2.43) в породах рудопоявления по сравнению с величинами в мантийных источниках отражают вклад в их формирование субдукционной и/или коровой компоненты (см. рис. 7б).

Для определения вклада флюидов и расплавов в метасоматоз мантийного субстрата обычно ис-

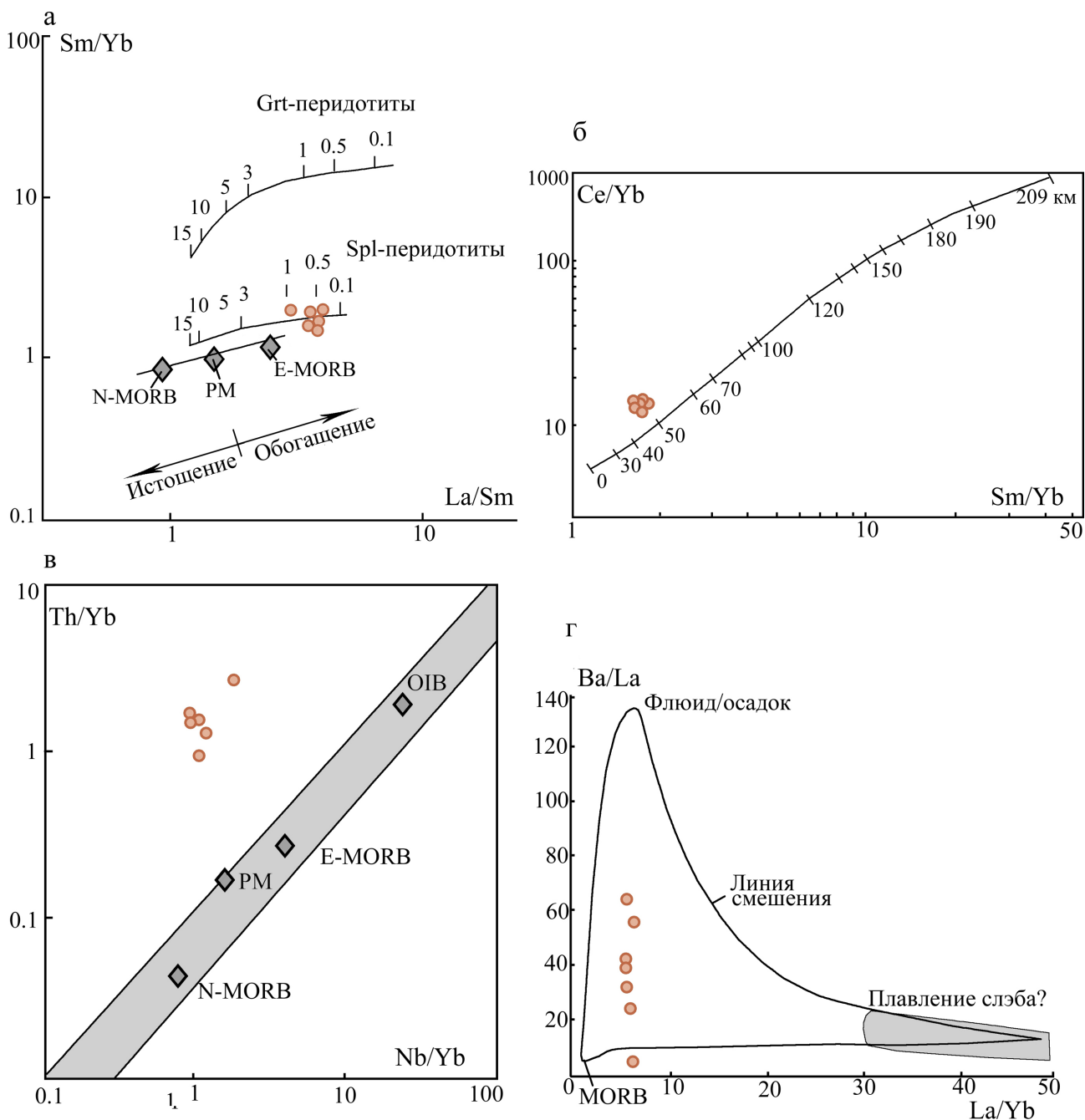


Рис. 7. Диаграммы Sm/Yb–La/Sm (Школьник и др., 2009) (а); корреляции между значениями Ce/Yb и Sm/Yb в магматических породах, имеющих мантийный источник, и мощностью литосферы (Wu et al., 2018) (б); Th/Yb–Nb/Yb (Pearce, 2008) (в); Ba/La–La/Yb (Castillo et al., 1999) (г) для габбро-диоритов и диоритов.

Fig. 7. Diagrams Sm/Yb–La/Sm (Shkolnik et al., 2009) (a); the correlations between Ce/Yb and Sm/Yb values in igneous rocks with mantle source and the thickness of the lithosphere (Wu et al., 2018) (б); Th/Yb–Nb/Yb (Pearce, 2008) (в); Ba/La–La/Yb (Castillo et al., 1999) (г) for gabbro-diorites and diorites.

пользуются отношения некогерентных элементов, имеющих разную подвижность во флюидной фазе. Информативными являются парные отношения Ba/La и La/Yb (Castillo et al., 1999), поскольку Ba является элементом, мобильным в водном флюиде, а La и Yb относятся к слабо мобильным элементам.

На диаграмме Ba/La–La/Yb составы габбро-диоритов и диоритов Кутуевского рудопоявления располагаются параллельно линии смешения MORB – флюид/осадок (см. рис. 7г), что свидетельствует о существенном вкладе в магмагенезис элементов, мобильных во флюидной фазе (Castillo et

Таблица 7. Петро-геохимическая характеристика интрузивных пород порфировых месторождений и рудопроявлений зоны ГУР на Южном Урале**Table 7.** Petro-geochemical characteristics of intrusive rocks of porphyry deposits and ore occurrences of the MUF zone in the Southern Urals

Петро-геохимические характеристики	Месторождения и рудопроявления				
	Кутуевское Au-Cu- порфировое	Вознесенское Cu-порфировое		Au-порфировое Большой Каран	Карагайкульское Au-порфировое
Состав продуктивных интрузий	GaDr, Dr	Dr	GrDr, PlGr	GaDr, Dr, GrDr	Ga, GaDr, Dr
Петрохимическая серия	П-И	И	А	П-И	П-И
Rb, г/т	4.8–19.3	27.0	8.0–18.0	25.0–46.0	13.5–53.5
Sr, г/т	82–459	228–425	82–234	143–343	219–400
Y, г/т	5.8–8.3	8.9–10.8	2.0–4.3	6.4–13.2	6.6–14.0
Nb, г/т	0.76–1.67	1.70–1.80	1.00–2.00	1.30–2.10	1.30–4.00
$\Sigma PЗЭ$, г/т	29.58–38.70	18.98–21.04	15.40–26.92	19.45–38.09	25.81–47.10
Nb/Yb	0.93–1.72	1.50–1.93	3.00–4.00	0.93–2.28	1.14–2.50
La/Sm	3.03–3.99	2.21–2.30	6.05–7.56	1.76–5.31	3.07–4.54
Sm/Yb	1.48–1.97	1.04–1.13	1.18–1.92	1.27–1.39	1.09–1.64
La _N /Yb _N	4.12–511.00	1.16–1.27	5.12–10.47	1.59–6.08	2.35–4.78
Gd _N /Yb _N	1.03–1.28	0.98–1.05	0.83–1.23	0.93–1.15	1.03–1.28

Примечание. Сокращенные названия пород: Ga – габбро, GaGr – габбро-диориты, Dr – диориты, GrDr – гранодиориты, PlGr – плагиограниты. Петрохимические серии: П – переходная, И – известково-щелочная, А – адакитоподобные гранитоиды. Литературные источники: Вознесенское и Большекаранское месторождения – (Знаменский, 2021), Карагайкульское рудопроявление – (Знаменский и др., 2022).

Note. Abbreviated names of rocks: Ga – gabbro, GaGr – gabbro-diorites, Dr – diorites, GrDr – granodiorites, PlGr – plagiogranites. Petrochemical series: П – transitional, И – calc-alkaline, А – adakite-like granitoids. Literary sources: Voznesenskoye and Bolshekaranskoye deposits – (Znamensky, 2021), Karagaykul ore occurrence – (Znamensky et al., 2022).

al., 1999). Повышенные содержания Cu в габбро-диоритах и диоритах, достигающие 109.2 г/т, скорее всего, связаны с метасоматозом перидотитов флюидами, которые экстрагировали этот металл из субдуцирующей океанической плиты. По оценкам В.М. Уайта и Э.М. Кляйн (White, Klein, 2014), концентрации Cu в базальтах океанической коры существенно выше (~80 г/т), чем в мантии (~20 г/т).

Повышенные значения La/Nb (4.1–6.8) в габбро-диоритах и диоритах могут указывать на участие в магмагенезисе процессов коровой контаминации.

Нами проведен сравнительный анализ петролого-геохимических характеристик интрузивных пород Кутуевского рудопроявления и других порфировых месторождений и рудопроявлений Магнитогоской мегазоны. По геодинамическим условиям формирования и возрасту порфировые месторождения мегазоны могут быть разделены на две основные группы: 1) образовавшиеся в островодужной обстановке (D_{1-2} ?); 2) сформировавшиеся в условиях аккреции и коллизии девонской островной дуги с краем Восточно-Европейской платформы (D_3-C_1) (Грабежев, 2014; Грабежев и др., 2017; Plotinskaya et al., 2017; Плотинская, 2023).

К первой группе относятся порфировые проявления зоны ГУР (Вознесенское, Салаватское, Большой Каран и др.). Вторая группа представлена Au-порфировым Юбилейным месторождением и Cu-Мо-порфировым Верхнеуральским рудопроявлением.

По геологической позиции, петрографическим и геохимическим особенностям состава интрузивных пород Кутуевское рудопроявление сопоставимо с месторождениями первой группы. Общим для них является преобладание в составе продуктивных комплексов габбро-диоритов и диоритов. Интрузивные породы представляют собой умеренно-калиевые образования, имеющие нормальную щелочность, известково-щелочной или переходный толеитовый-известково-щелочной состав (Грабежев, Белгородский, 1992; Знаменский, 2021; Знаменский и др., 2022; Плотинская, 2023). Они обладают низкими содержаниями Rb, Nb, Y, Yb и PЗЭ (табл. 7). Продуктивные гранитоиды Магнитогоской мегазоны, образовавшиеся в условиях аккреции и коллизии дуга-континет, обладают заметно более высокими концентрациями этих элементов (рис. 8).

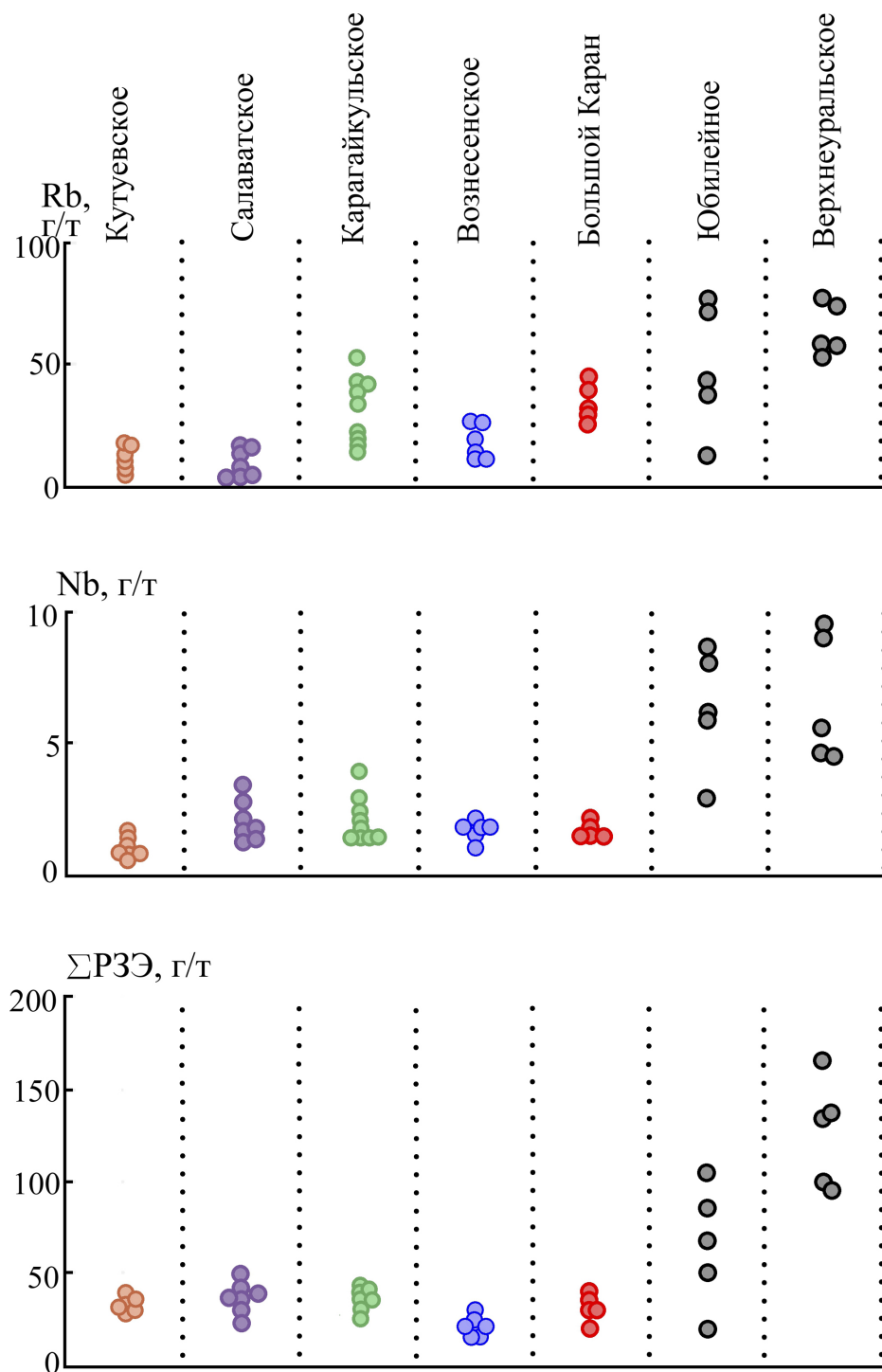


Рис. 8. Содержание Rb, Nb и Σ РЗЭ в интрузивных породах порфировых месторождений и рудопроявлений Магнитогорской мегазоны.

Литературные источники: Салаватское, Юбилейное месторождения и Верхнеуральское рудопроявление – (Plotinskaya et al., 2017), остальные месторождения и рудопроявления см. в табл. 7.

Fig. 8. Contents of Rb, Nb and Σ REE in intrusive rocks of porphyry deposits and ore occurrences of the Magnitogorsk megazone.

Literary sources: Salavatskoye, Yubileinoe deposits and Verkhneuralskoye ore occurrence – (Plotinskaya et al., 2017), for other deposits and ore occurrences, see Table 7.

Спектры распределения РЗЭ в рудоносных интрузиях порфировых проявлений зоны ГУР характеризуются невысокой степенью обогащения легкими лантаноидами. Значения La_N/Yb_N варьируют в интервале от 1.16 до 6.08. Исключение составляют адакитоподобные гранитоиды, слагающие часть рудоносных даек Вознесенского месторождения ($La_N/Yb_N = 5.12-10.41$). В основном они обладают петролого-геохимическими характеристиками магматитов, формирующихся на начальных стадиях развития энсиматических островных дуг (Богатиков, Цветков, 1988; Косарев и др., 2005; и др.). Для сравнения значения La_N/Yb_N в гранитоидах Юбилейного месторождения составляют 9.2–11.7, а Верхнеуральского рудопоявления – 9.1–26.2 (Плотинская, 2023).

Актуальной задачей остается определение изотопного возраста интрузий и руд порфировых проявлений зоны ГУР. Изотопные датировки имеются только для Вознесенского месторождения и Карагайкульского рудопоявления. Они отвечают раннему девону. U-Pb возраст диоритов, слагающих Вознесенский массив, составляет 412 ± 3 млн лет (Грабежев и др., 2017). Для молибденита порфировых руд, связанных в этом массиве с дайками гранитоидов, О.Ю. Плотинской (2023) Re-Os методом получены две упомянутые датировки: 396 ± 6 и 394 ± 6 млн лет. Возраст цирконов отличается от возраста молибденита, что требует проведения дополнительных исследований. Для диоритов Карайкульского рудопоявления получена Sm-Nd изохрона с возрастом 418 ± 25 млн лет (Kosarev et al., 2014).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Породообразующими минералами габбро-диоритов и диоритов, слагающих рудоносные интрузии Кутуевского рудопоявления, являются плагиоклаз состава андезин или выше, клинопироксен, представленный авгитом и диопсидом. Клинопироксен в значительной степени замещен зеленой роговой обманкой, генетическая природа которой не ясна. К аксессуарным минералам относятся апатит, циркон, титанит, магнетит, титаномagnetит.

Кристаллизация пород происходила при $T = 1000-1100^\circ\text{C}$ и $P = 1.35-1.78$ кбар, что отвечает водному ликвидусу базальта при содержании в среднем 3% H_2O , т. е. безамфиболовой области кристаллизации плагиоклаза с пироксеном.

Габбро-диориты и диориты представляют собой надсубдукционные образования, имеющие нормальную щелочность, переходный и известково-щелочной состав. Наиболее вероятным мантийным источником магм для них являлись шпинелевые перидотиты литосферной мантии, предварительно метасоматизированные водными флюидами, возникшими при дегидратации пород слэба.

В формировании габбро-диоритов и диоритов, по-видимому, участвовали также процессы коровой контаминации. Интрузивные породы Кутуевского рудопоявления и других порфировых проявлений зоны ГУР на Южном Урале имеет близкие петрогеохимические характеристики, которые соответствуют магматическим образованиям ранних стадий развития энсиматических островных дуг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреев А.В., Гирфанов М.М., Куликов Д.А., Мигачев И.Ф., Минина О.В., Авилова О.В., Красносельских А.А., Старостин И.А., Черемисин А.А. (2018) Рудные районы с медно-порфировым оруденением – перспективная минерально-сырьевая база меди Южного Урала. *Отч. геология*, (4), 3-17.
- Аранович Л.Я., Бортников Н.С., Борисов А.А. (2020) Океанический циркон как петрогенетический индикатор. *Геология и геофизика*, **61**(5-6), 685-700.
- Богатиков О.А., Цветков А.А. (1988) Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 248 с.
- Грабежев А.И. (2014) Юбилейное Cu-Au-порфировое месторождение (Южный Урал, Россия): SHRIMP-II U-Pb-возраст циркона и изотопно-геохимические особенности рудоносных гранитоидов. *Докл. РАН*, **454**(3), 315-318.
- Грабежев А.И., Белгородский Е.А. (1992) Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. Екатеринбург: Наука, 199 с.
- Грабежев А.И., Шардакова Г.Ю., Ронкин Ю.Л., Азовскова О.Б. (2017) Систематика U-Pb возрастов цирконов из гранитоидов медно-порфировых месторождений Урала. *Литосфера*, **17**(5), 113-126. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2017-17-5-113-126>
- Знаменский С.Е. (2021) Петролого-геохимические характеристики пород Вознесенского интрузивного массива (Южный Урал): к вопросу о составе и источниках магм, продуцирующих золото- и медно-порфировое оруденение. *Литосфера*, **21**(3), 365-385. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-3-365-385>
- Знаменский С.Е., Косарев А.М., Шафигуллина Г.Т. (2019) Фациальный состав, геохимические особенности и геодинамические обстановки образования позднелазских островодужных комплексов зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале. *Вестн. Перм. ун-та. Геология*, **18**(1), 1-16.
- Знаменский С.Е., Косарев А.М., Шафигуллина Г.Т. (2022) Карагайкульское золото-порфировое рудопоявление (Южный Урал): геология и петрогенезис интрузивных пород, состав минералов околорудных метасоматитов и руд. *Георесурсы*, **24**(3), 187-196. <https://doi.org/10.18599/grs.2022.3.16>
- Знаменский С.Е., Холоднов В.В. (2018) Петролого-геохимические особенности рудовмещающих эффузивных и интрузивных пород Николаевского месторождения золото-порфирового типа (Южный Урал). *Литосфера*, (4), 607-620. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-607-620>
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. (2005) Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской мегазоны в геодинамическом аспекте.

- Литосфера*, (4), 22-41.
- Кривцов А.И. (1983) Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М.: Недра, 256 с.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В. (2010) Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 288 с.
- Плотинская О.Ю. (2023) Порфирово-эпитептермальные системы Урала: источники вещества, эволюция и зональность. Автореф. дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 39 с.
- Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н., Знаменский С.Е., Родичева З.И., Рыкус М.В., Сначев В.И. (1992) Вулканизм Южного Урала М.: Наука, 197 с.
- Шишаков В.Б., Сергеева Н.Е., Суринов С.В. (1988) Вознесенское медно-порфировое месторождение на Южном Урале. *Геология руд. месторождений*, (2), 85-90.
- Школьник С.И., Резницкий Л.З., Беличенко В.Г., Бараш И.Г. (2009) Геохимия, вопросы петрогенезиса и геодинамическая позиция метавулкаников Тункинско-го террейна (Байкало-Хубсугульский регион). *Геология и геофизика*, **50**(9), 1013-1024.
- Castillo P.R., Janney P., Solidum R.U. (1999) Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **134**(1), 33-51.
- Di Vincenzo G., Rocchi S. (1999) Origin and interaction of mafic and felsic magmas in an evolving late orogenic setting: The Early Paleozoic Terra Nova intrusive complex, Antarctica *Contrib. Mineral. Petrol.*, **137**, 15-35. <https://doi.org/10.1007/s004100050579>
- Ellam R.M. (1992) Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology*, **20**(2), 153-156.
- Féménias O., Mercier J., Nkono C., Diot H., Berza T., Tatu M., Demaiffe D. (2006) Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania). *Amer. Miner.*, **91**, 73-81.
- Kay S.M., Mpodozis C. (2001) Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction system and thickening crust. *GSA today*, **11**, 4-9.
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B., Kholodnov V.V., Grabezhtov A.I., Ronkin Y.L. (2014) New data on the age and geodynamic position of copper-porphyry mineralization in the Main Uralian Fault zone (Southern Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **495**(1), 1317-1321. <https://doi.org/10.1134/S1028334X1411004X>
- Leake B.E. (1978) Nomenclature of amphiboles. *Amer. Miner.*, **63**, 1023-1052.
- MacLean W.H., Barrett T.J. (1993) Lithochemical techniques using immobile elements. *J. Geochem. Explor.*, **48**, 109-133.
- McDonough W.F., Sun S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Middlemost E.A.K. (1994) Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth Sci. Rev.*, **37**, 215-224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Miyashiro A. (1973) The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, 218-224. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(73\)90118-0](https://doi.org/10.1016/0012-821x(73)90118-0)
- Moore G., Carmichael I.S.E. (1998) The hydrous phase equilibria (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite from western Mexico: Constraints on water content and conditions of phenocryst growth. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **130**, 304-319.
- Morimoto N., Fabries J., Ginzburg A.K., Ross M., Seifert M.F.A., Zussman J.K., Aoki J.K., Gottardi G. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Amer. Miner.*, **73**, 1123-1133.
- Neave D., Putirka K.D. (2017) A new clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic rift zones. *Amer. Miner.*, **102**, 777-794.
- Pearce J.A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, **100**, 14-48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Pearce J.A. (2014) Immobile Element Fingerprinting of Ophiolites. *Elements*, **10**, 101-108.
- Plotinskaya O.Yu., Grabezhev A.I., Tessalina S., Seltmann R., Groznova E.O., Abramov S.S. (2017) Porphyry deposits of the Urals: Geological framework and metallogeny. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 153-173. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.07.002>
- Putirka K.D. (2008) Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Rev. Mineral. Geochem.*, **69**, 61-120. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>
- Putirka K.D. (2016) Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *Amer. Miner.*, **101**, 841-858. <http://doi.org/10.2138/am-2016-5506>
- Putirka K.D., Busby C. (2007) The tectonic significance of high-K₂O volcanism in the Sierra Nevada, California. *Geology*, **35**(10), 923-926.
- Putirka K.D., Mikaelian H., Ryerson F., Shaw H. (2003) New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *Amer. Miner.*, **88**, 1542-1554. <https://doi.org/10.2138/am-2003-1017>
- Wang X., Hou T., Wang M., Zhang C., Zhang Z., Pan R., Marxer F., Zhang H. (2021) A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems. *Eur. J. Mineral.*, **33**, 621-637. <https://doi.org/10.5194/ejm-33-621-2021>
- White W.M., Klein E.M. (2014) Composition of the Oceanic Crust. *Treatise on Geochemistry*, Ch. 4.13, 457-496. <http://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00315-6>
- Winchester J.A., Floyd P.A. (1976) Geochemical magma type discrimination: Application to altered and metamorphosed igneous rock. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**, 459-469.
- Wu Z., Barosh P., Zhang Q., Wu J., Yang Y. (2018) A thickness Gauge for the lithosphere based on Ce/Yb and Sm/Yb of mantle-derived magmatic rocks. *Acta Geol. Sinica*, **92**(6), 2120-2135.
- Znamensky S.E., Artemyev D.A., Ankusheva N.N. (2022) REE in the Calcite of Au-Cu Porphyry Mineralization at the Kutuevsky Occurrence, South Urals: LA-ICP-MS Data. *Geoschem. Int.*, **60**(9), 830-840.

REFERENCES

Andreev A.V., Girfanov M.M., Kulikov D.A., Migachev I.F., Minina O.V., Avilova O.V., Krasnoselskikh A.A., Starostin I.A., Cheremisin A.A. (2018) Ore areas with porphy-

- ry copper mineralization – a promising mineral resource base for copper in the Southern Urals. *Otech. Geologiya*, (4), 3-17. (In Russ.)
- Aranovich L.Ya., Bortnikov N.S., Borisov A.A. (2020) Oceanic zircon as a petrogenetic indicator. *Rus. Geol. Geophys.*, **61**(5-6), 559-570 (translated from *Geologiya i Geofizika*, **61**(5-6), 685-700).
- Bogatikov O.A., Tsvetkov A.A. (1988) Magmatic evolution of island arcs. Moscow, Nauka Publ., 248 p. (In Russ.)
- Castillo P.R., Janney P., Solidum R.U. (1999) Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **134**(1), 33-51.
- Di Vincenzo G., Rocchi S. (1999) Origin and interaction of mafic and felsic magmas in an evolving late orogenic setting: The Early Paleozoic Terra Nova intrusive complex, Antarctica *Contrib. Mineral. Petrol.*, **137**, 15-35. <https://doi.org/10.1007/s004100050579>
- Ellam R.M. (1992) Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology*, **20**(2), 153-156.
- Féménias O., Mercier J., Nkono C., Diot H., Berza T., Tatu M., Demaiffe D. (2006) Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania). *Amer. Miner.*, **91**, 73-81.
- Grabezhev A.I. (2014) Yubileinoe Cu-Au porphyry deposit (Southern Urals, Russia): SHRIMP-II U-Pb zircon age and isotope-geochemical features of ore-bearing granitoids. *Dokl. RAN*, **454**(3), 315-318. (In Russ.)
- Grabezhev A.I., Belgorodsky E.A. (1992) Productive granitoids and metasomatites of porphyry copper deposits. Ekaterinburg, Nauka Publ., 199 p. (In Russ.)
- Grabezhev A.I., Shardaikova G.Yu., Ronkin Y.L., Azovskova O.B. (2017) Systematization of U-Pb zircon ages of granitoids from the copper porphyry deposits on the Urals. *Lithosphere (Russia)*, **17**(5), 113-126. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2017-17-5-113-126>
- Kay S.M., Mpodozis C. (2001) Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction system and thickening crust. *GSA today*, **11**, 4-9.
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B. (2005) Petrological-geochemical features of the Early Devonian-Eifelian island-arc volcanics of the Magnitogorsk zone in a geodynamic context. *Lithosphere (Russia)*, (4), 22-41. (In Russ.)
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B., Kholodnov V.V., Grabezhtv A.I., Ronkin Y.L. (2014) New data on the age and geodynamic position of copper- porphyry mineralization in the Main Uralian Fault zone (Southern Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **495**(1), 1317-1321. <https://doi.org/10.1134/S1028334X1411004X>
- Krivtsov A.I. (1983) Geological basis for forecasting and searching for porphyry copper deposits. Moscow, Nedra Publ., 256 p. (In Russ.)
- Leake B.E. (1978) Nomenclature of amphiboles. *Amer. Miner.*, **63**, 1023-1052.
- MacLean W.H., Barrett T.J. (1993) Lithochemical techniques using immobile elements. *J. Geochem. Explor.*, **48**, 109-133.
- Maslov V.A., Artyushkova O.V. (2010) Stratigraphy and correlation of Devonian deposits of the Magnitogorsk megazone of the Southern Urals. Ufa, DesignPolygraph-Service Publ., 288 p. (In Russ.)
- McDonough W.F., Sun S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Middlemost E.A.K. (1994) Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth Sci. Rev.*, **37**, 215-224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Miyashiro A. (1973) The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, 218-224. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(73\)90118-0](https://doi.org/10.1016/0012-821x(73)90118-0)
- Moore G., Carmichael I.S.E. (1998) The hydrous phase equilibria (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite from western Mexico: Constraints on water content and conditions of phenocryst growth. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **130**, 304-319.
- Morimoto N., Fabries J., Ginzburg A.K., Ross M., Seifert M.F.A., Zussman J.K., Aoki J.K., Gottardi G. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Amer. Miner.*, **73**, 1123-1133.
- Neave D., Putirka K.D. (2017) A new clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic rift zones. *Amer. Miner.*, **102**, 777-794.
- Pearce J.A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, **100**, 14-48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Pearce J.A. (2014) Immobile Element Fingerprinting of Ophiolites. *Elements*, **10**, 101-108.
- Plotinskaya O.Yu. (2023) Porphyry-epithermal systems of the Urals: Sources of matter, evolution and zoning. Abstract Cand. geol. and min. sci. diss. Moscow, IGEM RAN, 39 p. (In Russ.)
- Plotinskaya O.Yu., Grabezhev A.I., Tessalina S., Seltsmann R., Groznova E.O., Abramov S.S. (2017) Porphyry deposits of the Urals: Geological framework and metallogeny. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 153-173. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.07.002>
- Putirka K.D. (2008) Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Rev. Mineral. Geochem.*, **69**, 61-120. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>
- Putirka K.D. (2016) Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *Amer. Miner.*, **101**, 841-858. <http://doi.org/10.2138/am-2016-5506>
- Putirka K.D., Busby C. (2007) The tectonic significance of high-K₂O volcanism in the Sierra Nevada, California. *Geology*, **35**(10), 923-926.
- Putirka K.D., Mikaelian H., Ryerson F., Shaw H. (2003) New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *Amer. Miner.*, **88**, 1542-1554. <https://doi.org/10.2138/am-2003-1017>
- Seravkin I.B., Kosarev A.M., Salikhov D.N., Znamensky S.E., Rodicheva Z.I., Rykus M.V., Snachev V.I. (1992) Volcanism of the Southern Urals. Moscow, Nauka Publ., 197 p. (In Russ.)
- Shishakov V.B., Sergeeva N.E., Surin S.V. (1988) Voznesensk porphyry copper deposit in the Southern Urals. *Geol. Rud. Mestorozhd.*, (2), 85-90. (In Russ.)
- Shkolnik S.I., Reznitsky L.Z., Belichenko V.G., Barash I.G. (2009) Geochemistry, issues of petrogenesis and geodynamic position of metavolcanics of the Tunka terrane (Baikal-Khuvsgul region). *Geol. Geofiz.*, **50**(9), 1013-1024. (In Russ.)

- Wang X., Hou T., Wang M., Zhang C., Zhang Z., Pan R., Marxer F., Zhang H. (2021) A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems. *Eur. J. Mineral.*, **33**, 621-637. <https://doi.org/10.5194/ejm-33-621-2021>
- White W.M., Klein E.M. (2014) Composition of the Oceanic Crust. *Treatise on Geochemistry*, Ch. 4.13, 457-496. <http://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00315-6>
- Winchester J.A., Floyd P.A. (1976) Geochemical magma type discrimination: Application to altered and metamorphosed igneous rock. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**, 459-469.
- Wu Z., Barosh P., Zhang Q., Wu J., Yang Y. (2018) A thickness Gauge for the lithosphere based on Ce/Yb and Sm/Yb of mantle-derived magmatic rocks. *Acta Geol. Sinica*, **92**(6), 2120-2135.
- Znamensky S.E. (2021) Petrological and geochemical characteristic of the rocks of the Voznesensky intrusive massif (Southern Urals): On the question of the composition and sources of magmas producing gold and copper porphyry mineralization. *Lithosphere (Russia)*, **21**(3), 365-385. (In Russ.)
- Znamensky S.E., Holodnov V.V. (2018) Petrological-geochemical features of ore-bearing effusive and intrusive rocks of the Nikolaevskoe gold-porphyry deposit (the Southern Urals). *Lithosphere (Russia)*, **18**(4), 607-620. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-607-620>
- Znamensky S.E., Artemyev D.A., Ankusheva N.N. (2022) REE in the Calcite of Au-Cu Porphyry Mineralization at the Kutuevsky Occurrence, South Urals: LA-ICP-MS Data. *Geoshem. Int.*, **60**(9), 830-840.
- Znamensky S.E., Kosarev A.M., Shafigullina G.T. (2019) Facies composition, geochemical features and geodynamic settings of the formation of the Late Emsian island-arc complexes of the Main Ural Fault zone in the Southern Urals. *Vestn. Perm. un-ta. Geologiya*, **18**(1), 1-16. (In Russ.)
- Znamensky S.E., Kosarev A.M., Shafigullina G.T. (2022) Karagaikul gold-porphyric ore occurrence (South Urals): Geochemistry and petrogenesis of intrusive rock, composition of minerals of near-ore metasomatites and ores. *Georesursy = Georesources*, **24**(3), 187-196. (In Russ.) <https://doi.org/10.18599/grs.2022.3.16>

Геохимические особенности руд и вмещающих пород крупного месторождения золота Вернинское (Бодайбинский район, Россия)

А. А. Котов, А. В. Волков, Т. М. Злобина, К. Ю. Мурашов

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 119017, г. Москва, Старомонетный пер., 35, e-mail: kotovaleksey@gmail.com

Поступила в редакцию 06.05.2024 г., принята к печати 05.07.2024 г.

Объект исследования – крупное месторождение золота Вернинское (Бодайбинский район, Иркутская область). *Цель* – изучить распределение микроэлементов и REE в рудах и вмещающих породах и сделать выводы об особенностях рудообразования. *Материалы и методы* – рентгенфлуоресцентный анализ и масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой. *Результаты*. Вмещающие породы незначительно обогащены широким спектром элементов (по мере уменьшения коэффициента обогащения): As, Ag, W, Cr, Au, Ni, Cd, Ba, V, Bi, Sc, Sr, Co, Mo, Cs и Ti. Руды сильно обогащены Au, As и Ag. Обогащение руд Mo и Bi может быть связано с повышенной примесью этих элементов в диагенетическом пирите, широко развитом во вмещающих породах. Обогащенность Sr указывает на заимствование его в руды из вмещающих известковистых песчаников. Отложение заметного количества арсенопирита в рудах могло быть связано с дополнительным поступлением As из пород рудовмещающей аунакитской свиты, обогащенных этим элементом. *Выводы*. Показано, что по индикаторным геохимическим показателям большинство вмещающих пород месторождения относятся к сланцам и грауваккам, а некоторые образцы – к Fe-песчаникам. Распределение микроэлементов и REE в рудах свидетельствует о взаимодействии рудообразующего флюида с вмещающими породами. Полученные результаты соответствуют метаморфогенной модели формирования орогенных месторождений золота. Приведенная в статье информация имеет практическое значение для региональных прогнозно-металлогенических построений, поисков и оценки месторождений золота.

Ключевые слова: Бодайбинский район, месторождение Вернинское, прожилково-вкрапленные руды, геохимические особенности, микроэлементы, условия рудообразования

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГЕМ РАН

Geochemical Characteristics of Host Rocks and Ores of the Verninskoe Large Gold Deposit (Bodaibo District, Russia)

Aleksey A. Kotov, Aleksandr V. Volkov, Tatiana M. Zlobina, Konstantin Yu. Murashov

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, RAS, 35 Staromonetny lane, Moscow 119017, Russia, e-mail: kotovaleksey@gmail.com

Received 06.05.2024, accepted 05.07.2024

Research subject. The Verninskoe large gold deposit (Bodaibo District, Irkutsk Oblast). *Aim.* The study of trace and rare earth element distribution in ores and host rocks and the specific features of ore formation. *Materials and Methods.* The geochemical features of ores and host rocks of the Verninskoe deposit are studied by X-ray fluorescence analysis and inductively coupled plasma mass spectrometry. *Results.* The host rocks are slightly enriched in a wide range of elements (given in the order of enrichment factor decreases): As, Ag, W, Cr, Au, Ni, Cd, Ba, V, Bi, Sc, Sr, Co, Mo, Cs, and Ti. The ores are highly enriched in Au, As, and Ag. The enrichment of the ores in Mo and Bi may be due to the relatively high admixture of these elements in diagenetic pyrite, which is widespread in host rocks. The Sr enrichment indicates its capture from the host calcareous sandstones. The deposition of a significant amount of arsenopyrite in the ores could be due to an additional supply of As from the rocks of the ore-bearing Aunakit Formation enriched in As. *Conclusions.* According

Для цитирования: Котов А.А., Волков А.В., Злобина Т.М., Мурашов К.Ю. (2025) Геохимические особенности руд и вмещающих пород крупного месторождения золота Вернинское (Бодайбинский район, Россия). *Литосфера*, **25**(1), 134–155. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-1-134-155>. EDN: CFOJTH

For citation: Kotov A.A., Volkov A.V., Zlobina T.M., Murashov K.Yu. (2025) Geochemical Characteristics of Host Rocks and Ores of the Verninskoe Large Gold Deposit (Bodaibo District, Russia). *Lithosphere (Russia)*, **25**(1), 134–155. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-1-134-155>. EDN: CFOJTH

to geochemical indicator values, the host rocks of the deposit can be classified mostly as shales and graywackes, while a number of samples are represented by Fe-sandstones, litharenites, and sublitharenites. Trace element and REE distribution in the ores indicates the interaction of the ore-forming fluid with the host rocks. The results obtained correspond to the metamorphogenic model of formation of the orogenic gold deposits. The information given in the article is of practical importance for regional metallogenic forecasting and modeling and gold prospecting and evaluation.

Keywords: Bodaibo District, Verninskoe deposit, veinlet–disseminated ores, specific geochemical features, trace elements, ore formation conditions

Funding information

This work was supported by the IGEM RAS state assignment

Acknowledgements

The authors thank A.E. Budyak for constructive criticism and valuable recommendations in preparing this article.

ВВЕДЕНИЕ

Многие крупные орогенные месторождения золота приурочены к региональным разломам в складчатых орогенных поясах, образовавшихся в зонах коллизии турбидитных террейнов (Groves et al., 1998). Эти разломы играют важную роль как транспортные транслитосферные каналы в земной коре для метаморфогенных рудоносных флюидов (Goldfarb, Pitcairn, 2023).

В подобных структурах центральной части Бодайбинского золоторудного района (Иркутская область) локализовано крупное месторождение Вернинское (рис. 1, врезка), доказанные и вероятные запасы которого, по данным ПАО “Полюс”, суммарно превышают 565 т золота, а добыча в 2021 г. достигла 9.1 т¹. На долю Бодайбинского района приходится не менее 96% областного и почти 9.3% общероссийского объема добытого за 2022 г. золота.

Месторождение Вернинское расположено в 860 км от г. Иркутска и в 146 км от г. Бодайбо. Площадь месторождения Вернинское находится в 12 км юго-восточнее месторождения Сухой Лог – крупнейшего месторождения золота в России.

Месторождение Вернинское открыто в 1932 г. в результате геологоразведочных работ под руководством В.В. Ковалевича. В 1940–1980-х гг. площадь месторождения изучалась в ходе региональных геолого-съемочных, геохимических и геофи-

зических работ. В 1974–1977 гг. “Рудной” партией детально опробована Вернинская рудная зона (Агарев, Суслов, 1978ф). В 1977–1990 гг. оценку и разведку месторождения проводила Кропоткинская партия. В 1985 г. на баланс поставлены запасы по жильной зоне Первенец (Черепанов и др., 1985ф). По результатам всех работ, проведенных на месторождении Вернинское в 1999 г., составлен отчет о запасах (Попов, 1999ф). В 2005 г. право на разведку с последующей отработкой золоторудного месторождения получило золотодобывающее предприятие ОАО “Первенец”, входящее в состав ПАО “Полюс”. Итоги выполненных геологоразведочных работ ПАО “Полюс” на месторождении Вернинское подведены в статье (Мартыненко и др., 2017).

Несмотря на длительную историю изучения, геохимические особенности руд и вмещающих пород месторождения Вернинское исследованы современными аналитическими методами явно недостаточно.

В статье кратко обобщена геологическая информация, приведены новые данные по распределению микроэлементов и REE, на основании которых сделаны выводы о геохимических особенностях руд и вмещающих пород месторождения. Известно, что микроэлементы и REE активно реагируют на окислительно-восстановительную среду обстановок рудообразования, что позволяет использовать их в качестве геохимических индикаторов источников вещества и решении вопросов генезиса золотого оруденения.

¹ https://polyus.com/ru/operations/operating_mines/verninskoe/

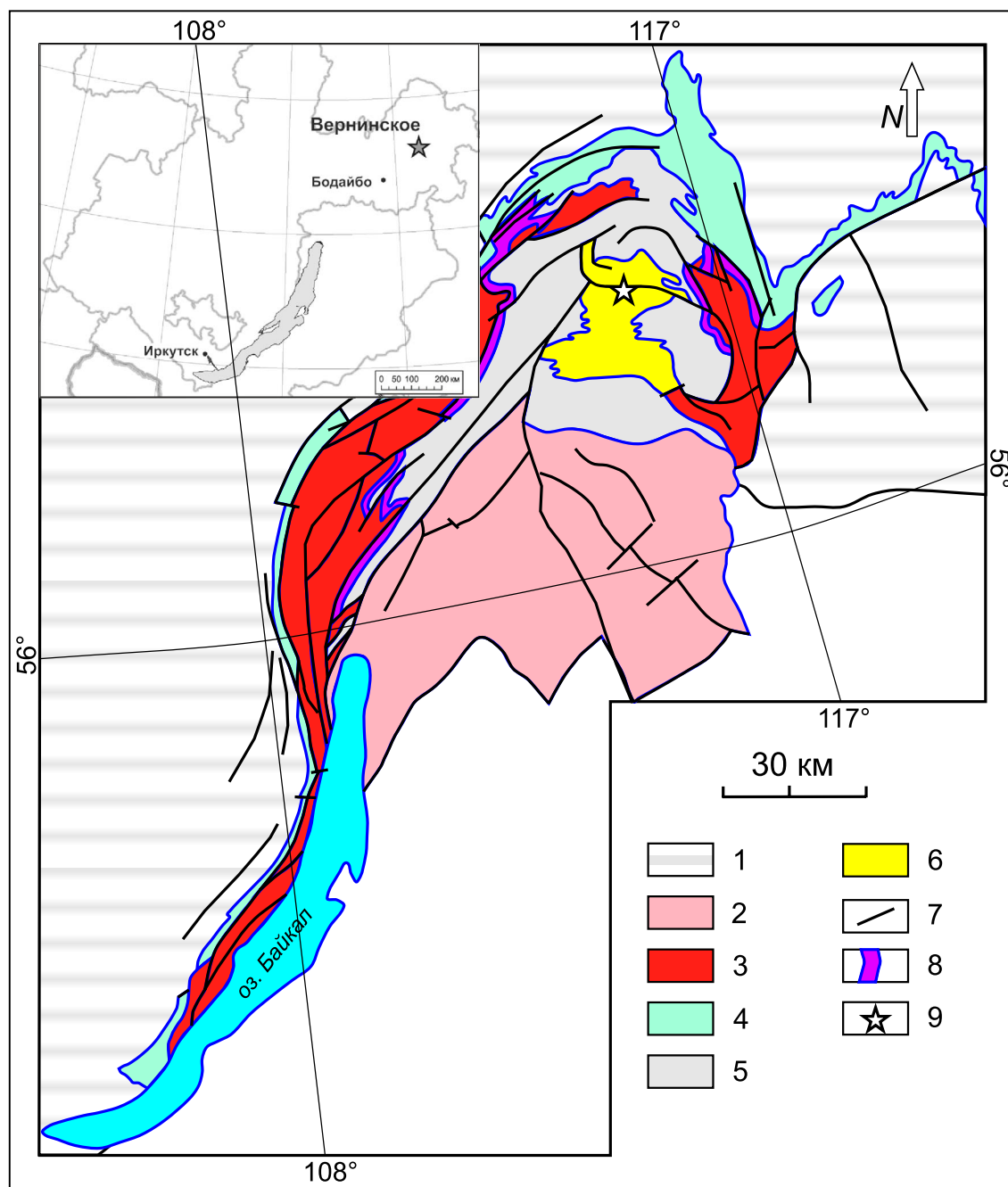


Рис. 1. Позиция Бодайбинского золоторудного района и месторождения Вернинское в Байкало-Патомском поясе, по (Рыцк и др., 2011) с исправлениями.

1 – Сибирский кратон, 2 – Байкало-Муйский внутренний пояс, 3 – выступы раннедокембрийского фундамента, 4 – прибайкальский краевой прогиб, 5 – неопротерозойские континентальные рифты (Олокитский) и эпикратонные прогибы (Мамский, Патомский), 6 – Бодайбинская впадина, 7 – границы тектонических подразделений и разрывные нарушения, 8 – маркирующая толща низкокальцевых платобазальтов и продуктов размыва древней коры выветривания в структурах неопротерозойских рифтов и прогибов, 9 – позиция месторождения Вернинское.

Fig. 1. Position of the Bodaibo gold ore district and the Verninskoye deposit in the Baikal–Patom belt (BPB), modified after (Rytsk et al., 2011).

1 – Siberian craton, 2 – Baikal–Muya inner belt, 3 – Early Precambrian basement highs, 4 – Baikal foredeep, 5 – Neoproterozoic continental rifts (Olokot) and epicratonic troughs (Mama, Patom), 6 – Bodaibo depression, 7 – boundaries of tectonic units and faults, 8 – marker sequence of low-K plateau basalts and erosion products of ancient weathering crust in the structures of Neoproterozoic rifts and troughs, 9 – position of the Verninskoye deposit.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Авторами изучена коллекция руд и вмещающих пород месторождения Вернинское, включающая 25 образцов, отобранных в полевые сезоны 2015–2019 гг. сотрудниками ИГЕМ РАН из рудных тел 1, 2 и жильной зоны Первенец в карьере месторождения, а также из керна скважин (слепое рудное тело 3).

Определение концентрации главных и примесных элементов в пробах выполнено методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа на вакуумном спектрометре последовательного действия (с дисперсией по длине волны), модель Axios mAX Advanced производства компании PANalytical (Нидерланды), в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН. Спектрометр снабжен рентгеновской трубкой мощностью 4 кВт с Rh-анодом. Максимальное напряжение на трубке 60 кВ, максимальный анодный ток 160 мА. При градуировке спектрометра использованы отраслевые и государственные стандартные образцы химического состава горных пород и минерального сырья. В качестве контрольных образцов использованы стандартные образцы Геологической службы США (USGS). Анализ выполнен по методикам Научного совета по аналитическим методам исследований Всероссийского научно-исследовательского института минерального сырья им. Н.М. Федоровского, точности количественного анализа – по ОСТ РФ 41-08-205-04. Данная категория точности применяется для массового анализа проб минеральных веществ, контрольных анализов и при подсчете запасов месторождений полезных ископаемых (аналитик А.И. Якушев).

Измерения концентраций породообразующих элементов, микроэлементов и REE проводили методом ICP-MS в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН на масс-спектрометре с ионизацией индуктивно связанной плазмой X-Series II (аналитик Я.В. Бычкова). Вскрытие образцов осуществляли по методике кислотного разложения. Навеску порошка пробы, истертой до консистенции пудры, массой 50–100 мг разлагали в тefлоновых виалах Savillex в смеси концентрированных кислот: плавиковой и азотной (5:1) 1.5 мл и соляной 0.5 мл. Разложение производили в микроволновой печи Milestone. Фториды металлов разрушали путем трехкратного выпаривания пробы в концентрированной соляной кислоте под лампами до сухих солей. Затем к пробе добавляли 1 мл соляной кислоты, после чего в препарат добавляли 0.5 н HNO₃ до объема 50 мл. В качестве стандартных использовались аттестованные образцы BHVO-2 и COQ-1, разложенные с серией исследуемых проб. Пределы обнаружения элементов составляли от 0.1 нг/г для тяжелых

и средних по массе элементов с возрастанием до 1 нг/г для легких элементов. Погрешность анализа 1–3 отн. %. Для расчета концентраций элементов использовалась серия калибровочных растворов, приготовленных из стандартного раствора ICP-MS-68A, HPS (А и В) с диапазоном концентраций 0.03–10 мг/г.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение Вернинское расположено в Бодайбинском золоторудном районе Ленской золотоносной провинции и находится в пределах Вернинско-Невского рудного поля, которое входит в Маракано-Тунгусский рудно-россыпной узел (Мартыненко и др., 2017).

Бодайбинский рудный район приурочен к сочленению Сибирской платформы и Байкало-Патомо-Витимского складчатого пояса (БПВСП) – восточной части Саяно-Байкальской складчатой области. Байкало-Патомо-Витимский складчатый пояс вклинивается на 250 км в южный край Сибирской платформы (см. рис. 1.), между Алданским щитом на востоке и основной частью кратона на западе. Формирование золотоносных терригенных формаций завершилось во второй половине вендакембрия, когда активная континентальная окраина восточноазиатского типа прекратила свое существование (Рыцк и др., 2011).

Протерозойские толщи Бодайбинского района подверглись зеленосланцевой фации (хлорит-мусковитовой ступени) регионального метаморфизма каледонского этапа (Русинов и др., 2008), предшествующему складчатости (Буряк, 1982; Иванов и др., 1995; Зорин и др., 2008). Породы аунакитской свиты характеризуются значительным количеством органического вещества ($C_{\text{орг}} \approx 1.5\text{--}2$ мас. %), сохранившейся обломочной фракцией, представленной кварцем, цирконом, монацитом, а также высокотемпературными минералами: биотитом, роговой обманкой, графитом и турмалином, свидетельствующими о региональном метаморфизме зеленосланцевой фации (Кучеренко и др., 2012). Второй этап преобразования пород в Бодайбинском районе связан с герцинской активизацией эндогенных процессов, сопровождавшейся интенсивными стрессовыми деформациями и рассланцеванием (Русинов и др., 2008; Vanin et al., 2022; и др.).

Непосредственно в пределах Вернинско-Невского рудного поля выходов магматических пород не обнаружено. По геофизическим данным, на глубине 6 км предполагается не выходящий на поверхность интрузив гранитоидов, возраст которого не определен (Distler et al., 2004). Ближайший локальный выход палеозойских гранитоидов – Константиновский шток – расположен в 15 км северо-западнее рудного поля (U-Pb возраст по циркону около 303 ± 3 млн лет, SIMS (Рыцк и др., 2021)).

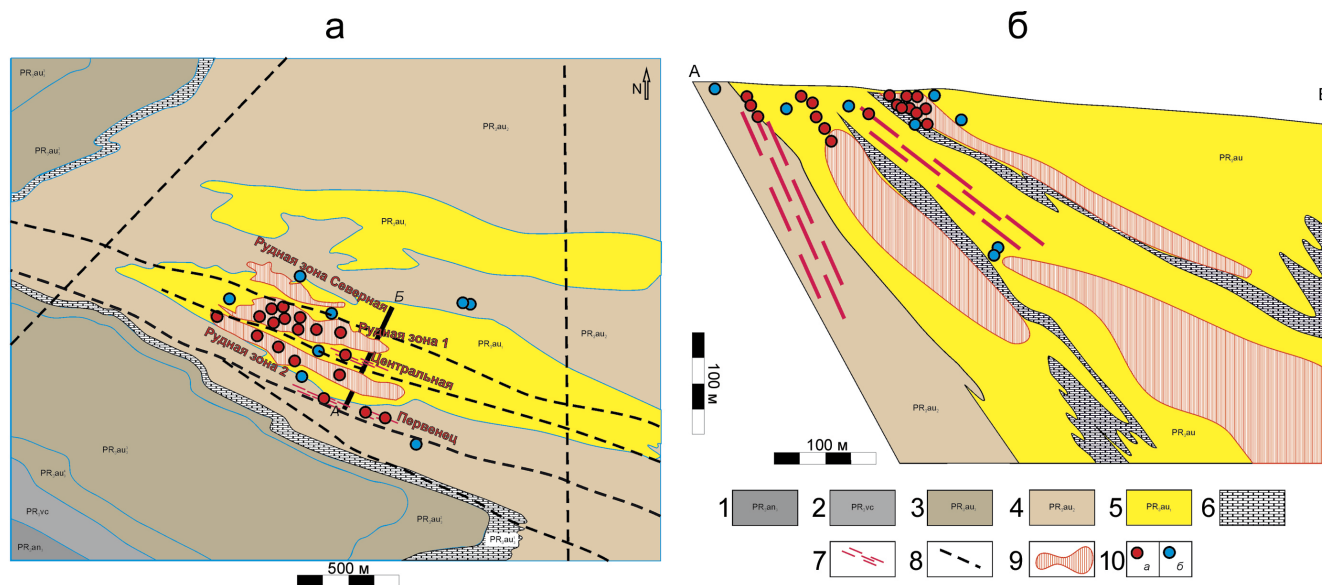


Рис. 2. Схематическая карта месторождения Вернинское с проекциями рудных зон на поверхность (а) и разрез (б), по (Мартыненко и др., 2017), с дополнениями.

1–6 – метаморфизованные осадочные породы свит: 1 – Ангарской (PR_{3an}), 2 – Вачской (PR_{3vc}), 3–6 – Аунакитской (PR_{3au}) (3–5 – чередование высокоуглеродистых филлитовых сланцев (3), слабоуглеродистых алевролитов (4), песчаников (5), 6 – горизонт известняков); 7 – жильная зона Первенец, 8 – разрывные нарушения, выявленные по геофизическим данным, 9 – зоны прожилково-вкрапленных руд, 10 – проекции мест отбора проб из рудных тел (а) и вмещающих толщ (б), на поверхность и разрез.

Fig. 2. Schematic map of the Verninskoye deposit with ore zones (a) and cross section (b), modified after (Martynenko et al., 2017).

1–6 – metamorphosed sedimentary rocks: 1 – of the Angara (PR_{3an}), 2 – Vacha (PR_{3vc}), and 3 – Aunakit (PR_{3au}) formations (3–5 – alternation of high-carbon phyllitic shales (3) with low-carbon siltstones (4) and sandstones (5) and 6 – limestone horizon; 7 – Pervenets vein zone; 8 – faults established from geophysical data; 9 – zones of veinlet-disseminated ores, 10 – projections of sampling sites from ore bodies (a) and host strata (b), to the schematic map and cross section.

Месторождение Вернинское, включая рудную зону Первенец, пространственно приурочено к Вернинской антиклинали и локализовано в ритмично переслаивающихся слабометаморфизованных отложениях верхней части нижней подсвиты и нижней части средней подсвиты аунакитской свиты верхнего протерозоя (Мартыненко и др., 2017).

Первая пачка нижней подсвиты аунакитской свиты (PR_{3au}¹), преимущественно песчаниковая (Мартыненко и др., 2017), в пределах месторождения не выявляется, залегающая на более глубоких горизонтах. Вторая пачка нижней подсвиты (PR_{3au}²) на поверхность также не выходит и вскрыта только на глубине скважинами колонкового бурения в ядре лежащей Вернинской антиклинали. Она представлена ритмичным переслаиванием углеродистых филлитовидных сланцев, алевролитов и слюдисто-кварцевых песчаников. Для нее характерно наличие в составе пород анкерита и сидерита, которые совместно с углисто-слюдистым веществом образуют цементирующую ткань породы. В пределах пачки на глубоких горизонтах выявлена кварцево-жильная зона Центральная и пространственно совмещаемая с ней рудная зона № 3.

Третья пачка нижней подсвиты (PR_{3au}³) – основная рудовмещающая и поэтому наиболее детально изученная (Мартыненко и др., 2017). Мощность пачки в пределах Вернинской антиклинали составляет 170–230 м. Она представлена ритмичным переслаиванием горизонтов флишоидов, сложенных преимущественно темноцветными углеродистыми филлитовидными сланцами и кварц-серцитовыми песчаниками, включая маркирующий горизонт переслаивания известковистых песчаников – известняков. Мощность этих отложений увеличивается по падению с юга на север от 15–20 м в лежащем крыле Вернинской антиклинали до 20–35 м в ее висячем крыле. Золотоносность в известковистых породах невысокая. Третья пачка вмещает наиболее интенсивные зоны прожилково-вкрапленной кварц-сульфидной минерализации с заключенными в них рудными зонами № 1 и 2.

Морфология антиклинали подчеркивается вторым маркирующим горизонтом известковистых песчаников третьей пачки нижней подсвиты аунакитской свиты (рис. 2). Строение антиклинали осложнено дислокационными зонами мелких приразломных складок, сопряженными с разрывными нарушениями.

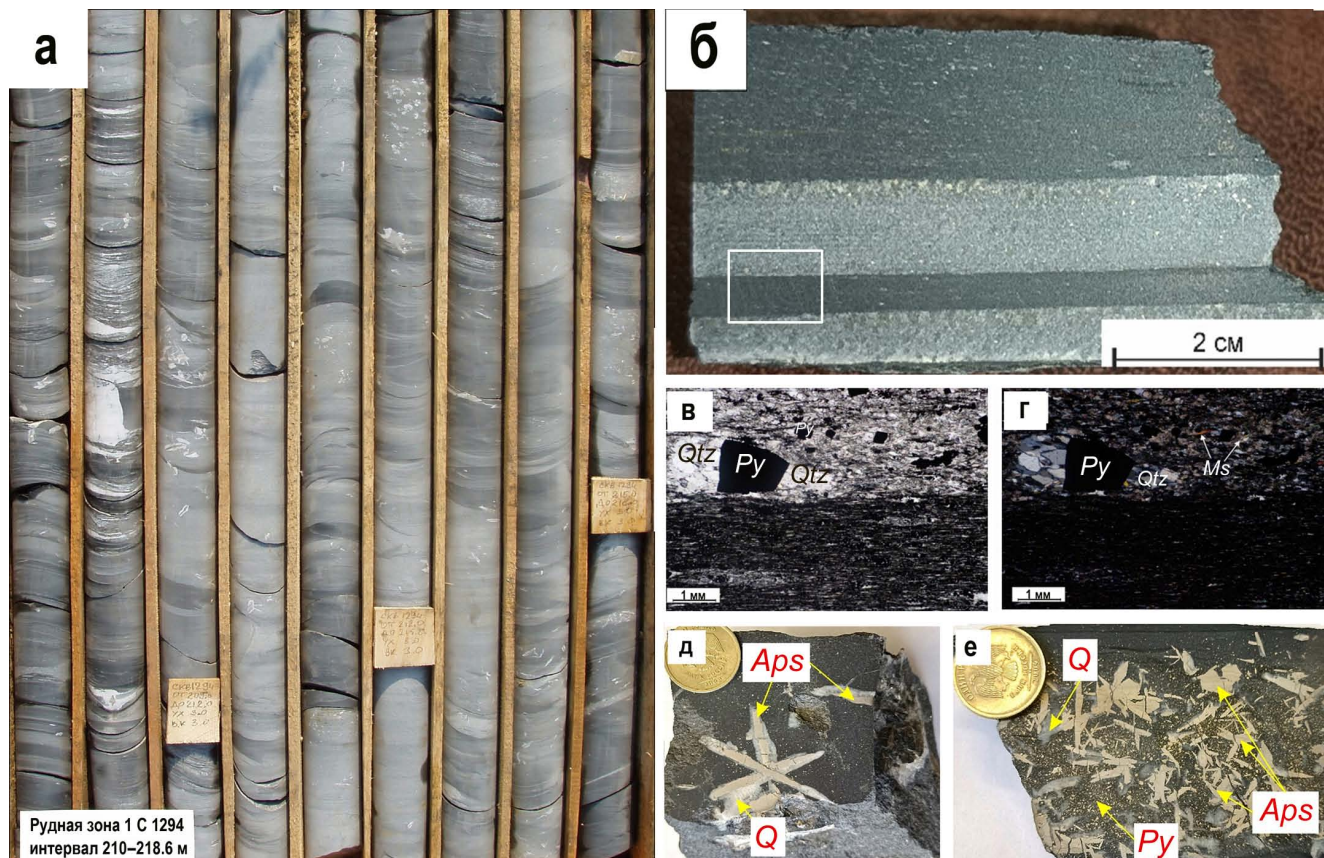


Рис. 3. Рудовмещающие породы и различные типы руд месторождения Вернинское.

а – кварц-сульфидная прожилково-вкрапленная минерализация рудной зоны № 1 (рядовые руды); б – чередование светло-серой мусковит-кварц-карбонатной гидротермально-измененной породы с вкрапленностью сульфидов и более темной, тонко-полосчатой, рассланцованной, гидротермально-измененной породы, насыщенной углеродистым веществом (штуфф); в – прозрачно-полированный шлиф (местоположение показано на “б”) – контакт светло-серой мусковит-кварц-карбонатной породы и тонкополосчатого рассланцованного метапелита с гнездом кварца, ассоциирующего с пиритом; г – то же в скрещенных николях; д, е – богатые арсенипиритовые руды (см. табл. 1).

Fig. 3. Wallrocks and various ore types of the Verninskoe deposit.

а – Quartz–sulfide veinlet–disseminated mineralization of ore zone no. 1 (run-of-mine ores); б – alternation of light gray muscovite–quartz–carbonate hydrothermally altered rock with sulfide dissemination and darker, thin-banded foliated hydrothermally altered rock saturated with carbonaceous material (grab sample); в – thin section (location is shown in “б”) – contact of light gray muscovite–quartz–carbonate rock and thin-banded foliated metapelite with a quartz pocket associated with pyrite; г – the same in crossed nicols; д, е – rich arsenopyrite ores (see Table 1).

В породах месторождения Вернинское просматривается характерная для этого этапа макро- и микрополосчатость (рис. 3б). Более темные слои в породах соответствуют повышенному содержанию углеродистого вещества по отношению к более светлым слоям, так же как и на месторождениях Сухой Лог и Голец Высочайший (Русинов и др., 2008). Кроме того, более темные полосы содержат реликты альбита, калиевого полевого шпата, карбоната и слюд (рис. 3б–г). В более светлых полосках присутствуют следы перекристаллизации, которая, возможно, и привела к выносу углеродистого вещества. В светлых полосках преобладает мелкий, дробленный кварц и достаточно широко рас-

пространены вкрапленники пирита. В рудных зонах кварц образует линзы и прожилки, сопровождающиеся пиритом (см. рис. 3а).

Краткая характеристика рудных тел

На месторождении Вернинское выделяют четыре прожилково-вкрапленные рудные зоны субширотного простирания (см. рис. 2а): зоны 1 и 2 – основные по запасам, зона 3 – слепая, не выходящая на поверхность (см. рис. 2б), и зона Северная. Кроме того, на месторождении известны мощные кварцево-жильные зоны субширотного простирания – Первенец и Центральная.

В пределах месторождения выявлены также отдельные продуктивные кварцевые жилы субширотного, северо-западного и субмеридионального простирания.

Большая часть запасов месторождения Вернинское представлена прожилковыми золотосульфидно-кварцевыми рудами, типичный пример – рудная зона 1 (см. рис. 3 а, д, е). Рудная зона Первенец (см. рис. 2а) отнесена к золотокварцевой жильной формации, а рудная зона 2, где кварцево-жильные тела пространственно совмещены с золотосульфидно-кварцевой прожилково-вкрапленной зоной, может быть отнесена к смешанному типу.

Рудные зоны вытянуты в субширотном направлении, имея в целом северное – северо-восточное падение под углами 25–40° висячем крыле Вернинской антиклинали, 40–55° – в ее лежащем крыле и 35–45° – в ядерной части. По простиранию рудные зоны имеют протяженность более 800–1000 м, а по падению – 300–800 м. Рудные зоны, как правило, не имеют визуальных границ и выделяются по данным опробования. Из-за крайне неравномерного распределения золота (коэффициент вариации – 239%), внутреннее строение рудных зон довольно сложное (Мартыненко и др., 2017). Вкрапленная сульфидная минерализация в основном представлена арсенопиритом и пиритом, иногда сопровождается кварцем.

Продуктивные кварцевые жилы на 95–99% состоят из молочно-белого кварца, в котором часто присутствуют ксенолиты вмещающих пород, гнезда карбонатов (анкерита, сидерита, доломита и кальцита), а также слюд (серицита, мусковита, хлорита). В кварцевых жилах и прожилках из рудных минералов преобладают арсенопирит и пирит, реже встречаются сфалерит, галенит, халькопирит, блеклые руды и самородное золото (пробность 920–970 ‰).

Возраст прожилково-вкрапленных руд месторождения Вернинское варьируется от 434 ± 4 до 440 ± 8 млн лет (Rb-Sr метод; (Chugaev et al., 2022)). Изотопный возраст продуктивных золотокварцевых жил месторождения Вернинское не определялся. Значения возраста вкрапленно-прожилковых и кварцево-жильных руд ближайшего к Вернинскому месторождения Сухой Лог, по данным Rb-Sr метода, составляют 447 ± 6 и 321 ± 14 млн лет соответственно (Laverov et al., 2007).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

В составе терригенных вмещающих пород (песчаников и алевролитов) месторождения Вернинское преобладает SiO₂ (среднее – 67.17 мас. %), присутствуют высокие концентрации K₂O (4.73 мас. %), Fe₂O₃ (4.19 мас. %), CaO (1.72 мас. %), MgO (1.69 мас. %), TiO₂ (1.1 мас. %) (табл. 1). Такие содержания основных петрогенных элемен-

тов типичны для всех отложений дальнотайгинской серии (Чугаев, Чернышев, 2017). Высокое содержание серы (S_{ср} – 1.67 мас. %) во вмещающих породах аунакитской свиты свидетельствует о наличии сульфидной минерализации (в основном тонковкрапленного пирита). В маркирующем горизонте известковистых песчаников содержание CaO и MgO достигает 16.38 и 13.59 мас. % соответственно. Кроме элементов, типичных для карбонатных отложений, отмечается увеличение содержания S до 2.38 мас. %, при этом содержание SiO₂ закономерно снижается до 36.69 мас. % (см. табл. 1).

Высокие концентрации Al₂O₃ (до 16.7 %) и K₂O (4.7%) во вмещающих породах (см. табл. 1) указывают на широкое развитие серицита и мусковита в последних. В то же время для вмещающих пород характерны низкие и очень низкие значения Na₂O, P₂O₅ и MnO (см. табл. 1). Соотношение K/Na в породах достигает 12.5, что обусловлено развитием калиевого полевого шпата и серицита. Для вмещающих пород в пределах месторождения свойственны достаточно высокие содержания Au, As и Ag. Значительное превышение содержаний данных элементов в отложениях аунакитской свиты относительно фоновых значений характерно для данной территории (Кучеренко и др., 2012; Yudovskaya et al., 2016; Tarasova et al., 2020). Результаты анализа микроэлементов во вмещающих породах представлены на рис. 4а и в табл. 2.

Терригенные породы обогащены достаточно широким спектром микроэлементов (по мере уменьшения коэффициента обогащения): As, Ag, W, Mo, Rb, Cr, Cd, Ba, V, Sc, U, Cs, Li, Th и REE, по сравнению со средними значениями верхней коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Известковистые песчаники обогащены более узким спектром микроэлементов (см. рис. 4а): As, Ag, Sr, W, Cd, Sc, Ba, Pb и Cu. Коэффициент обогащения As и Ag вмещающих пород превышает фоновые значения до нескольких десятков раз, прочие из перечисленных выше микроэлементов – до нескольких раз (см. рис. 4а).

При изучении геохимической специализации аунакитской свиты отмечено, что содержание REE значительно варьируется в зависимости от состава вмещающих пород и наличия рудной минерализации. В основной массе терригенных пород в среднем $\sum REE = 181.63$ (табл. 3). Преобладают легкие REE ($\sum LREE = 167.63$; см. табл. 3). Известковистые песчаники (см. табл. 1), в отличие от терригенных пород, не обогащены REE, имеют более низкое содержание $\sum REE$ (37.35) и небольшую $\sum LREE$ (28.38), незначительно обогащены LREE (LaN/YbN = 2.53, $\sum LREE/\sum HREE = 3.16$; см. табл. 3). Данная тенденция является закономерной ввиду наличия в терригенных породах значительного количества минералов, обогащенных РЗЭ (Юдовская и др., 2011).

Таблица 1. Химический состав вмещающих пород и руд месторождения Вернинское, мас. %

Table 1. Chemical composition of the host rocks and ores of the Verninskoe deposit, мас. %

Вмещающие породы и подтипы руд	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ.	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	As	Au, г/т
Песчаники, сланцы	7	67.17	1.1	16.70	4.19	0.05	1.69	1.72	0.38	4.73	0.18	1.67	0.02	0.5
Известковистые песчаники	1	36.69	0.45	14.67	11.17	0.42	13.59	16.38	0.22	3.35	0.25	2.38	0.02	0.5*
Пиритовые прожилково-вкрапленные карбонатные руды	2	76.43	0.075	1.73	3.54	0.05	0.975	13.27	<0.10	0.4	0.06	3.19	0.01	2
Сульфидные прожилково-вкрапленные карбонатные руды	1	71.06	0.11	3.05	2.86	0.05	1.23	16.94	0.11	0.67	0.08	2.11	1.49	2
Сульфидные прожилково-вкрапленные руды	3	60.52	0.92	14.38	10.44	0.13	2.99	1.89	0.42	3.59	0.10	3.75	0.55	2.2
Богатая пиритовая руда	1	6.11	0.50	0.45	39.29	0.02	<0.10	0.02	<0.10	0.08	0.03	49.68	0.61	32.5*
Богатая арсенопиритовая руда	3	22.03	0.42	1.02	32.13	0.02	<0.10	0.20	<0.10	0.22	0.03	16.50	27.10	24.0*
Кварцево-жильные руды	7	88.90	0.17	2.77	3.22	0.04	0.48	2.07	0.10	0.62	0.17	1.10	0.30	6.7

Примечание. Средние содержания золота в породах и рядовых рудах (по данным опробования АО “Первенец”). *По авторским данным.

Notes. Average gold grades in host rocks and run-of-mine ores are according to sampling data of АО Pervenets. *According to authors' data.

Типизация вмещающих пород

Рифейские терригенные породы Бодайбинского золоторудного района претерпели постдиагенетические и регионально-метаморфические преобразования (зеленосланцевой фации), в результате чего произошло рассланцевание, развитие карбоната, серицита, сульфидной минерализации (Large et al., 2007; Русинов и др., 2008; Иванов, 2015; Вуд, Попов, 2006). Во всех изучаемых отложениях довольно широко распространена рассеянная пиритизация (Large et al., 2007; Tarasova et al., 2020; и др.).

На классификационной диаграмме (Heron, 1988) (рис. 5) индикаторные показатели, определенные для пород аунакитской свиты, вмещающей основные рудные тела месторождения Вернинское, попадают в поля сланцев и граувакков, а часть образцов – в поля Fe-песчаников, литаренитов и сублитаренитов. Следует отметить, что, по классификации, изученные образцы вмещающих пород месторождения Вернинское не отличаются от таковых других месторождений Бодайбинского района (см. рис. 5), а разнообразие по составам связано с выборкой проб из известковистого маркирующего горизонта и зон окварцевания, приуроченных к рудным зонам. М. Херрон отмечал (Heron, 1988), что по содержанию CaO породы разделяются на бескальцевые (CaO < 4 мас. %), известковые (4 мас. % < CaO < 15 мас. %) и карбонатные (CaO

> 15 мас. %) отложения. Как видно из табл. 1, породы месторождения Вернинское относятся в основном к бескальцевым (0.2–3.55 мас. %). Только пробы, отобранные из известковистого маркирующего горизонта, относятся ко второму и третьему типам (9.99 – 16.94 мас. %).

Сравнительная характеристика вмещающих пород (по индикаторным показателям)

По индикаторным показателям, предложенным в статье (Русинов и др., 2008), вмещающие породы месторождения Вернинское сопоставлены с месторождениями Сухой Лог и Голец Высочайший. На рис. 6 наблюдается близость состава вмещающих пород месторождений Вернинского и Голец Высочайший. В то же время вмещающие породы месторождения Вернинского отличаются от пород Сухого Лога (Yudovskaya et al., 2016) более высоким содержанием Ba и As (см. табл. 2, 3). Известно, что большая часть Ba входит в состав слюд, но, возможно, этот элемент присутствует и в других породообразующих минералах (Русинов и др., 2008). Мышьяк – наиболее характерный элемент-спутник золотой минерализации месторождений Бодайбинского региона, а его первичное поступление в бассейн связано с гидротермальной деятельностью в зоне спрединга задугового бассейна (Немеров и др., 2010).

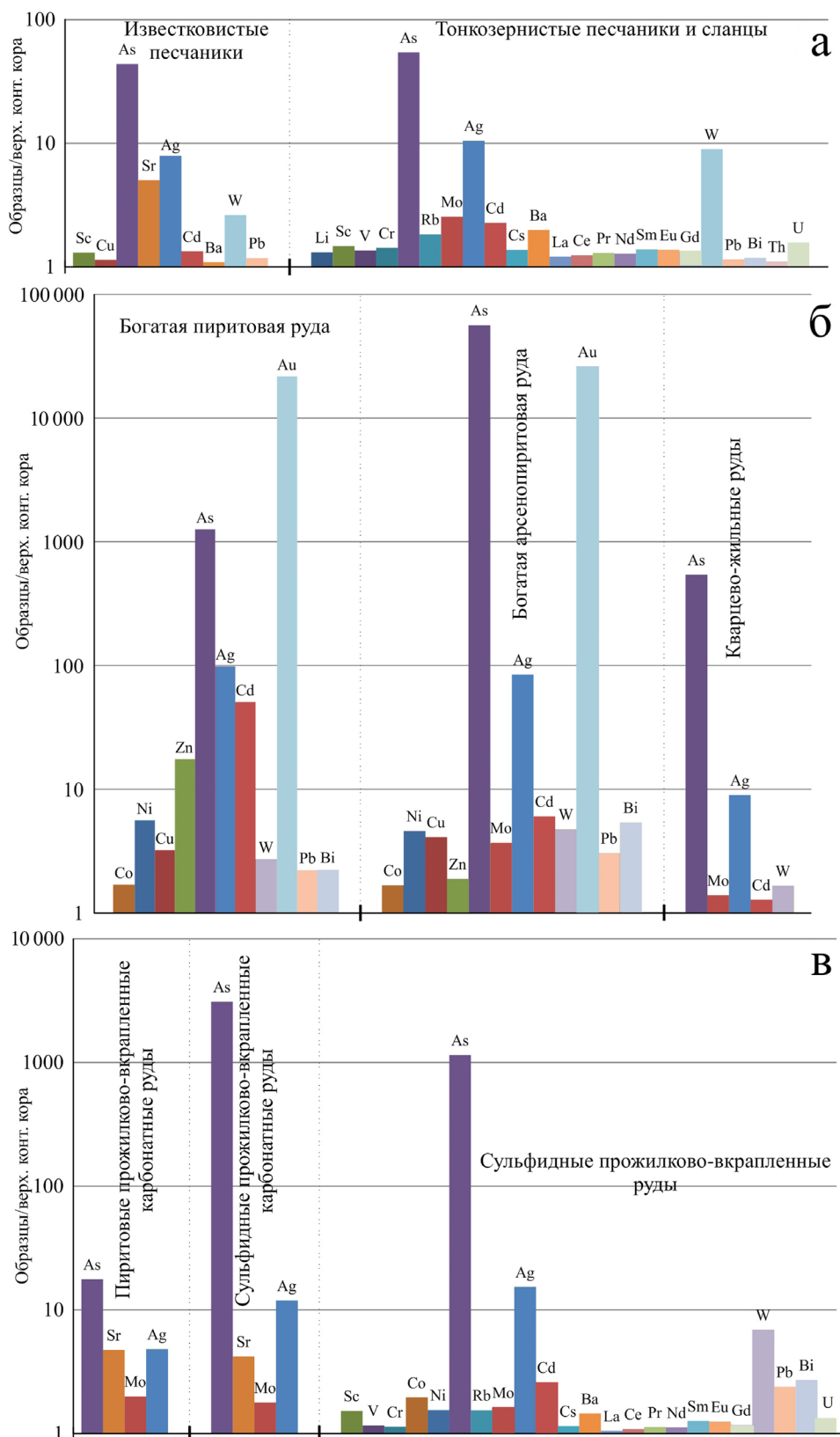


Рис. 4. Распределение основных микроэлементов во вмещающих породах (а) и рудах месторождения Вернинское (б, в), нормированных по отношению к средним значениям для верхней коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

Fig. 4. Distribution of the main trace elements in the host rocks (а) and ores of the Verninskoe deposit (б, в), normalized to the average values for the upper crust (Teilor, Mak-Lennan, 1988).

Таблица 2. Элементный состав изученных образцов вмещающих пород и руд Месторождения Вернинское, г/т

Table 2. Elemental composition of the studied samples of host rocks and ores of the Verninskoe deposit, ppm

Элемент	Богатая пиритовая руда (n = 1)	Богатые арсенопиритовые руды (n = 3)	Кварцево- жильные руды (n = 7)	Сульфидные прожилково- вкрапленные руды (n = 3)	Пиритовые карбонатные прожилково- вкрапленные руды (n = 2)	Сульфидные карбонатные прожилково- вкрапленные руды (n = 1)	Известкови- стые сланцы (n = 1)	Песчаники, Сланцы (n = 7)
Li	0.68	2.14	5.05	23.43	2.99	4.13	12.21	31.51
Be	0.08	0.15	0.28	1.76	0.17	0.35	1.18	2.16
Sc	2.01	3.43	7.74	21.36	4.97	5.07	18.28	20.68
V	3.65	9.39	18.72	112.86	18.21	31.39	68.08	131.74
Cr	21.52	15.01	60.90	104.16	43.94	28.94	41.59	131.00
Co	29.37	28.92	5.54	33.74	3.44	2.67	8.11	15.63
Ni	263.87	216.06	30.92	72.80	40.62	22.01	24.91	36.49
Cu	90.20	114.84	24.15	30.03	27.86	19.56	31.91	17.09
Zn	1173.84	126.08	46.88	70.71	26.51	19.66	65.17	57.27
As	6050.00	271 040.00	2584.29	5510.00	85.00	14 880.00	210.00	260.00
Rb	1.89	9.90	22.61	129.74	13.91	22.61	75.01	154.45
Sr	13.47	42.81	314.28	228.09	1517.35	1343.63	1606.50	192.54
Y	3.58	3.83	6.41	13.33	7.52	9.84	9.46	14.90
Zr	57.63	59.58	41.19	151.76	27.50	51.88	93.30	160.20
Nb	5.31	4.44	2.18	11.60	0.76	1.11	3.21	12.77
Mo	0.67	4.07	1.52	1.79	2.20	1.96	0.84	2.81
Ag	5.20	4.48	0.47	0.81	0.26	0.63	0.42	0.56
Cd	4.56	0.54	0.11	0.23	0.06	0.09	0.12	0.20
Cs	0.09	0.39	0.93	5.63	0.44	0.69	2.67	6.73
Ba	6.96	85.51	216.54	910.12	228.78	310.52	685.59	1248.85
La	11.90	5.79	6.23	32.51	2.35	2.80	5.00	37.45
Ce	24.76	13.81	13.26	68.61	5.50	6.35	11.34	78.51
Pr	2.97	1.77	1.75	7.99	0.76	0.83	1.49	9.22
Nd	11.16	6.72	7.40	30.22	3.54	3.87	7.12	34.54
Sm	1.81	1.18	1.96	5.93	1.12	1.33	2.60	6.53
Eu	0.27	0.22	0.52	1.25	0.36	0.32	0.83	1.38
Gd	1.10	0.90	1.81	4.68	1.33	1.54	2.82	5.32
Tb	0.13	0.12	0.25	0.56	0.22	0.28	0.43	0.62
Dy	0.72	0.71	1.38	2.87	1.42	1.77	2.36	3.20
Ho	0.17	0.16	0.26	0.55	0.31	0.41	0.42	0.62
Er	0.49	0.50	0.70	1.92	0.93	1.22	1.19	1.69
Tm	0.09	0.09	0.09	0.26	0.14	0.20	0.19	0.26
Yb	0.66	0.69	0.60	1.86	0.94	1.46	1.34	1.97
Lu	0.11	0.11	0.09	0.30	0.14	0.22	0.22	0.33
Hf	1.54	1.83	1.16	4.37	1.02	1.46	2.75	4.76
Ta	0.39	0.34	0.15	0.88	0.07	0.09	0.26	0.99
W	5.18	9.04	3.13	13.08	1.35	0.98	4.99	17.02
Au	32.50	16.00	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Pb	37.76	51.27	5.32	40.50	8.37	12.00	20.08	19.55
Bi	0.36	0.85	0.04	0.43	0.05	0.07	0.10	0.19
Th	4.23	2.62	1.44	9.76	0.71	1.02	3.07	11.64
U	1.15	1.00	0.79	3.67	0.61	0.90	1.84	4.25

Примечание. Н. о. – не определялось.

Note. Н. о. – it was not determined.

Таблица 3. Индикаторные показатели изученных образцов вмещающих пород и руд месторождения Вернинское
Table 3. Indicator values of the studied samples of host rocks and ores of the Verninskoe deposit

Индикатор	Богатая пиритовая руда	Богатые арсенопиритовые руды	Кварцево- жильные руды	Сульфидные прожилково- вкрапленные руды	Пиритовые карбонатные прожилково- вкрапленные руды	Сульфидные карбонатные прожилково- вкрапленные руды	Известко- вистые сланцы	Черные сланцы
ΣREE	56.33	32.76	36.30	159.51	19.02	22.60	37.35	181.63
ΣLREE	52.87	29.49	31.12	146.51	13.61	15.50	28.38	167.63
ΣHREE	3.46	3.27	5.18	13.00	5.41	7.10	8.97	14.01
$\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$	15.26	9.02	6.01	11.27	2.52	2.18	3.16	11.97
Hf/Sm	0.86	1.55	0.59	0.74	0.91	1.10	1.06	0.73
Nb/La	0.45	0.77	0.35	0.36	0.32	0.40	0.64	0.34
Th/La	0.36	0.45	0.23	0.30	0.30	0.36	0.61	0.31
Y/Ho	21.46	23.94	24.54	24.24	24.64	24.00	22.52	23.93
U/Th	0.27	0.38	0.55	0.38	0.86	0.88	0.60	0.37
Rb/Sr	0.14	0.23	0.07	0.57	0.01	0.02	0.05	0.80
Sr/Ba	1.94	0.50	1.45	0.25	6.63	4.33	2.34	0.15
Zr/Hf	37.31	32.50	35.51	34.73	26.96	35.53	33.93	33.67
Nb/Ta	13.75	13.19	14.29	13.13	10.86	12.33	12.35	12.96
Co/Ni	0.11	0.13	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Au/Ag	6.25	3.57	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu/Mo	134.12	28.24	15.94	16.81	12.69	9.98	37.99	6.09
Pb/Nd	3.38	7.63	0.72	1.34	2.37	3.10	2.82	0.57
Eu/Eu*	0.72	0.77	0.94	0.85	0.98	0.77	1.01	0.85
Ce/Ce*	1.08	1.19	0.99	1.07	0.98	0.95	0.93	1.07
LaN/YbN	12.33	5.72	7.10	11.85	1.69	1.30	2.53	12.90
LaN/SmN	4.12	3.05	1.98	3.42	1.31	1.31	1.20	3.58
GdN/YbN	1.36	1.06	2.45	2.03	1.14	0.85	1.70	2.18
LaN/LuN	11.37	5.63	7.30	11.25	1.74	1.32	2.36	11.88
ΣCe	50.79	28.09	28.63	139.33	12.14	13.85	24.95	159.72
ΣY	4.20	3.29	6.19	15.84	4.75	5.65	9.46	17.66
ΣSc	1.35	1.38	1.47	4.34	2.14	3.10	2.94	4.25
$\Sigma\text{Y}(\text{без Tb})$	4.07	3.17	5.94	15.28	4.53	5.37	9.03	17.05
$\Sigma\text{Sc}(\text{без Tm})$	1.26	1.29	1.38	4.08	2.01	2.90	2.75	3.99
Eu/Sm	0.15	0.19	0.27	0.21	0.32	0.24	0.32	0.21
Ce/Yb	37.78	20.12	22.25	36.82	5.85	4.35	8.46	39.82
Eu/Ce	0.01	0.02	0.04	0.02	0.07	0.05	0.07	0.02

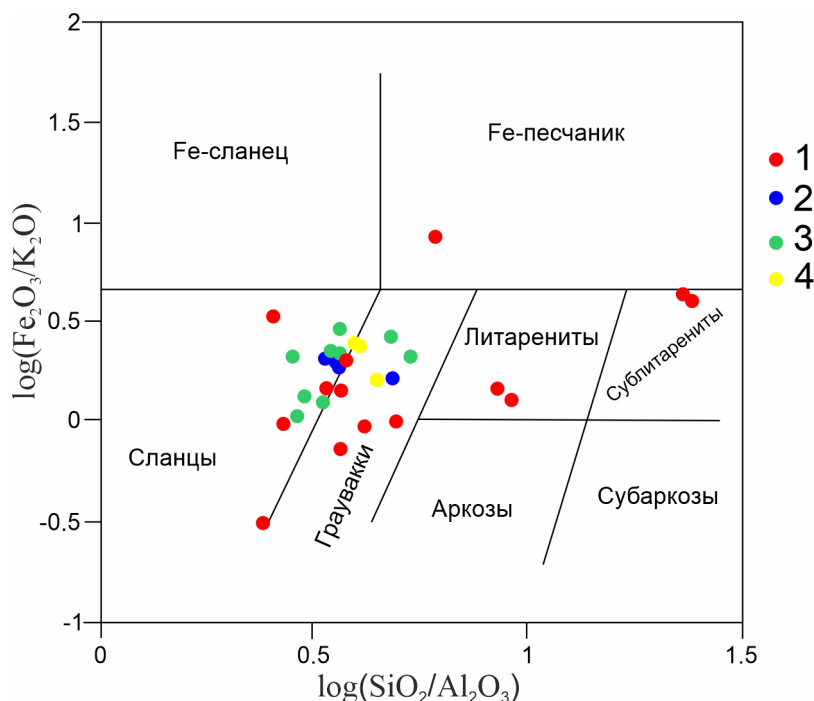


Рис. 5. Классификация проб вмещающих пород месторождения Вернинское на дискриминационной диаграмме (Herron, 1988).

1 – вмещающие породы месторождения Вернинское, 2 – сланцы месторождения Сухой Лог (Буряк, Хмелевская, 1997), 3 – углеродистые сланцы Патомского нагорья (Юдовская и др., 2011), 4 – углеродистые сланцы Вачской свиты (Развозжаева и др., 2013).

Fig. 5. Classification of the samples of host rocks of the Verninskoe deposit on discrimination diagram (Herron, 1988).

1 – host rocks of the Verninskoe deposit, 2 – shales of the Sukhoi Log deposit (Buryak, Khmelevskaya, 1997), 3 – carbonaceous shales of the Patom highland (Yudovskaya et al., 2011), 4 – carbonaceous shales of the Vacha Formation (Razvozhaeva et al., 2013).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

На месторождении Вернинское в ходе геолого-разведочных работ выделены два типа руд: преобладающий сульфидный (арсенопирит-пиритовый) прожилково-вкрапленный и кварцево-жильный. Текстуры руд прожилковые, вкрапленные, гнездобразные, структуры мелко- и среднезернистые, неравномерно-кристаллические. Распределение золота в рудах неравномерное, коэффициент вариации – 239 % (Мартыненко и др., 2017).

Вместе с тем выполненные геохимические исследования позволили авторам в составе *сульфидного прожилково-вкрапленного типа руд* выделить и дать характеристику следующим подтипам (см. табл. 1):

- 1) пиритовые прожилково-вкрапленные карбонатные руды,
- 2) сульфидные² прожилково-вкрапленные карбонатные руды,
- 3) сульфидные прожилково-вкрапленные руды,

4) богатые пиритовые руды,

5) богатые арсенопиритовые руды.

Пиритовые и сульфидные (пирит-арсенопиритовые) прожилково-вкрапленные карбонатные подтипы руд представлены породами известковых маркирующих горизонтов и характеризуются повышенным содержанием SiO_2 (76.43 и 71.06 мас. % соответственно) и CaO (13.27 и 16.94 мас. % соответственно) (см. табл. 1).

Сульфидный прожилково-вкрапленный подтип (см. табл. 1) отличается от богатых пиритовых и арсенопиритовых руд высокими значениями SiO_2 , рядовыми содержаниями Au (в среднем 2.5–3.5 г/т) и количеством сульфидов (1.5–6.5 %) (Мартыненко и др., 2010ф). Отметим, что содержание SiO_2 находится на том же уровне, что и во вмещающих породах (см. табл. 1).

Богатые арсенопиритовые руды имеют высокие содержания As и Au (в среднем 27.1 и 16.0 г/т соответственно), SiO_2 (22.03 мас. %), Fe_2O_3 (32.13 мас. %), S (16.50 мас. %) и незначительные концентрации Al_2O_3 (1.02 мас. %), MnO (0.02 мас. %), CaO

² Сульфидные – арсенопирит-пиритовые.

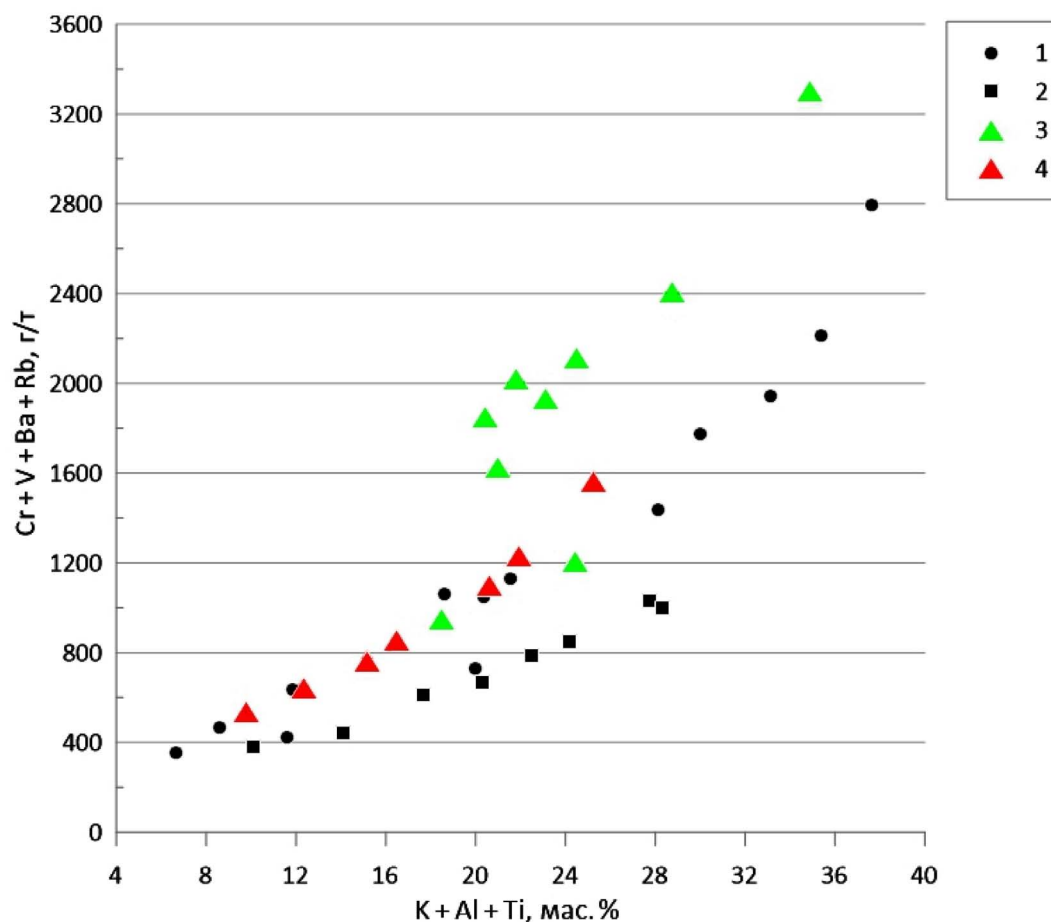


Рис. 6. Соотношение породообразующих и примесных элементов в рудовмещающих породах месторождений Бодайбинского золоторудного узла.

1 – Голец Высочайший (Русинов и др., 2008), 2 – Сухой Лог (Русинов и др., 2008), 3 – углеродистый филлитовидный сланец (Вернинское), 4 – песчаник (Вернинское).

Fig. 6. The ratio of rock-forming and trace elements in ore-bearing rocks of deposits of the Bodaibo gold ore cluster.

1 – Golets Vysochaishii, 2 – Sukhoi Log (Rusinov et al., 2008), 3 – carbonaceous phyllite-like shale (Verninskoe), 4 – sandstone (Verninskoe).

(0.2 мас. %), K_2O (0.22 мас. %), P_2O_5 (0.03 мас. %) (см. табл. 1).

Богатые пиритовые руды отличаются низкими содержаниями As и высокими Au (0.61 мас. % и 32.5 г/т соответственно) и SiO_2 (6.11 мас. %), Fe_2O_3 (39.29 мас. %), а содержание S достигает 49.68 мас. % (см. табл. 1). Кроме того, богатые пиритовые и арсенопиритовые руды характеризуются заметным количеством TiO_2 (до 0.5 мас. %) и Al_2O_3 (до 1.02 мас. %) (см. табл. 1).

В составе кварцево-жильных руд преобладает SiO_2 (в среднем 88.90 мас. %), установлены (мас. %): CaO (2.07), Al_2O_3 (2.77), MgO (0.48), Fe_2O_3 (3.22), Na_2O (0.10), K_2O (0.62), TiO_2 (0.17), MnO (0.04), P_2O_5 (0.17). Сульфидов в кварцево-жильных рудах значительно меньше, чем в прожилково-вкрапленных рудах (S_{cp} – 1.10 мас. %) (см. табл. 1).

Распределение микроэлементов в рудах

Сульфидные прожилково-вкрапленные карбонатные руды обогащены узким спектром микроэлементов (As, Ag, Sr, Mo) (см. рис. 4в).

Сульфидные прожилково-вкрапленные руды обогащены широким спектром микроэлементов (см. рис. 4в): Au, As, Ag, W, Bi, Pb, Cd, Co, Mo, Ni, Rb, Ba, Sc, U, V, Cr, Cs и некоторыми REE по сравнению со средними содержаниями в верхней коре (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Наиболее высокие коэффициенты обогащения установлены для As, Ag и W (см. рис. 4в).

Богатые руды арсенопиритовые и пиритовые подтипы руд имеют спектры микроэлементов средней величины (см. рис. 4б). Спектр пиритовых руд включает Au, As, Ag, Cd, Zn, Ni, Cu, W, Pb, Bi,

Co, а спектр арсенопиритовых руд – As, Au, Ag, Ni, Cd, Bi, W, Co, Cu, Zn, Pb, Mo (см. рис. 4б). Наиболее высокие коэффициенты обогащения установлены для Au, As, Ag, Cd, Zn (см. рис. 4в). Как видно на рисунке, богатые арсенопиритовые руды, в отличие от пиритовых руд, обогащены мышьяком (естественно) и молибденом.

Кварцево-жильные руды характеризуются узкими спектрами микроэлементов (см. рис. 4в), среди которых встречаются As, Ag, Sr, Mo, Zn, Cd и W (см. рис. 4в). Наиболее высокие коэффициенты обогащения установлены для As и Ag.

Распределение REE в рудах

Сульфидные прожилково-вкрапленные руды характеризуются в среднем довольно высокими значениями $\sum \text{REE} = 159.51$ (см. табл. 3) – и слабовыраженной отрицательной Eu-аномалией (рис. 7а). Они обогащены LREE относительно HREE ($\text{LaN/YbN} = 11.85$, $\sum \text{LREE}/\sum \text{HREE} = 11.27$; см. табл. 3), что отражается в наклоне линии спектра REE (рис. 7а).

Пиритовый прожилково-вкрапленный карбонатный подтип отличается самым низким значением $\sum \text{REE} = 19.02$ (см. табл. 3) – и практически горизонтальной линией спектра REE, в котором отсутствует даже намек на Eu-аномалию (см. рис. 7а). Эта руда незначительно обогащена LREE относительно HREE ($\text{LaN/YbN} = 1.69$, $\sum \text{LREE}/\sum \text{HREE} = 2.52$; см. табл. 3).

Сульфидный прожилково-вкрапленный карбонатный подтип также имеет в среднем очень низкую $\sum \text{REE} = 22.6$ (см. табл. 3) – и практически горизонтальную линию спектра REE со слабовыраженным отрицательным Eu-минимумом (см. рис. 7а). Эти руды также характеризуются в среднем незначительным обогащением LREE относительно HREE ($\text{LaN/YbN} = 1.30$, $\sum \text{LREE}/\sum \text{HREE} = 2.18$; см. табл. 3).

Богатым сульфидным рудам свойственны в среднем невысокая $\sum \text{REE} = 32.75$ (см. табл. 3) – и близкондритовая морфология спектра REE со слабовыраженной отрицательной Eu-аномалией (см. рис. 7б). Они заметно обогащены LREE относительно HREE ($\text{LaN/YbN} = 5.92$, $\sum \text{LREE}/\sum \text{HREE} = 9.22$; см. табл. 3).

Богатые пиритовые руды характеризуются более высокой $\sum \text{REE} = 56.33$, чем упомянутые выше подтипы (см. табл. 3), и близкондритовой морфологией спектра REE с небольшим Eu-минимумом (см. рис. 7б). Они сильнее, чем другие подтипы, обогащены LREE относительно HREE ($\text{LaN/YbN} = 12.33$, $\sum \text{LREE}/\sum \text{HREE} = 15.26$; см. табл. 3).

Кварцево-жильные руды имеют в среднем невысокую $\sum \text{REE} = 36.29$ (см. табл. 3), а в спектрах распределения REE присутствуют как положительные, так и слабовыраженные отрицательные Eu-аномалии

(см. рис. 7в). Они крайне неравномерно обогащены LREE относительно HREE ($\text{LaN/YbN} = 1.38\text{--}11.62$, $\sum \text{LREE}/\sum \text{HREE} = 1.83\text{--}12.05$; см. табл. 3), что заметно отражается в наклонах кривых спектров REE (см. рис. 7в).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Выполненные исследования показали, что, судя по индикаторным показателям, большинство вмещающих пород месторождения Вернинское относятся к сланцам и грауваккам, а некоторые образцы – к Fe-песчаникам. Часть проб, попавших в поля литаренитов и сублитаренитов, связана с зонами окварцевания, также имеющими место вблизи рудных зон месторождения (см. рис. 5). На графике (см. рис. 6) отмечается близость рудовмещающих пород месторождений Голец Высочайший и Вернинское по соотношению породообразующих и примесных элементов. В то же время рудовмещающие породы месторождения Вернинское незначительно отличаются от пород Сухого Лога (см. рис. 6).

Породы рудовмещающей аунакитской свиты в пределах месторождения Вернинское, по сравнению с верхней корой (Тейлор, Мак-Леннан, 1988), заметно обогащены As, содержание которого в песчаниках и сланцах составляет 260 г/т, а в известковистых песчаниках – 210 г/т (табл. 4). Представленные авторские данные немного превышают значения, опубликованные в работе (Tarasova et al., 2020), в которой содержание мышьяка во всех пачках аунакитской свиты не превышали 200 г/т. Возможно, незначительное расхождение по содержанию мышьяка связано с тем, что авторами данной работы исследованы образцы, отобранные в пределах рудного поля месторождения Вернинское, и в вернинских рудах содержания мышьяка многократно превышают значения в рудах, указанные в работе (Tarasova et al., 2020).

Обогащение вмещающих пород мышьяком предполагает его поступление в осадочные толщи еще на этапе седиментации. Сравнительный анализ содержаний мышьяка во вмещающих породах (г/т) и количества арсенопирита в рудах основных месторождений золота Бодайбинского района (Yudovskaya et al., 2016; Tarasova et al., 2020) показывает, что широкое развитие арсенопирита в рудах коррелирует с высокими содержаниями As во вмещающих породах (см. табл. 4).

Повышенные концентрации в рудах W, Mo и Bi (см. рис. 3б, в), с одной стороны, позволяют предположить участие магматического флюида при их формировании. С другой стороны, вмещающие терригенные породы обогащены W и Mo на том же уровне, что и прожилково-вкрапленные рядовые, и богатые руды (см. рис. 3а, б), это может быть связано с повышенной примесью этих элементов в по-

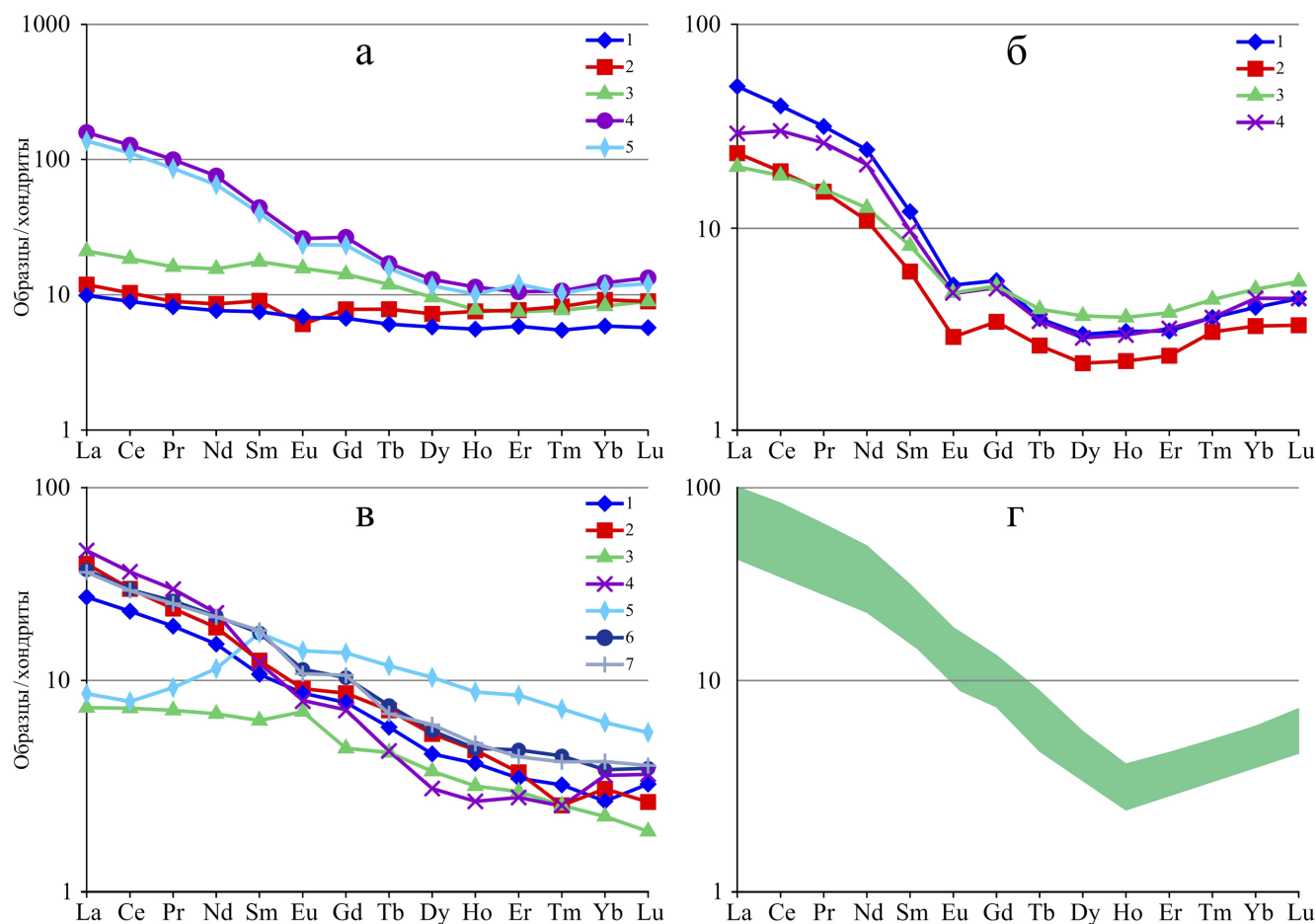


Рис. 7. Распределение REE во вмещающих породах и рудах месторождения Вернинское (а–в) и черных сланцах месторождения Сухой Лог (г), нормированных по хондритам (McDonough, Sun, 1995).

а – вмещающие породы и рядовые прожилково-вкрапленные руды: 1 – песчаники и сланцы, 2 – известковые песчаники, 3 – пиритовые прожилково-вкрапленные карбонатные руды, 4 – сульфидные прожилково-вкрапленные карбонатные руды, 5 – сульфидные прожилково-вкрапленные руды; б – богатые руды: 1 – пиритовая руда (в-14\33), 2–4 – арсенипиритовые руды (в-14\12, в-28\11 и в-20\10 соответственно); в – кварцево-жильные руды, номера проб: 1 – в-19\11, 2 – в-10\2, 3 – в-10\10, 4 – в-29\11, 5 – в-14\48, 6 – в-14\64, 7 – в-14\49.

Fig. 7. REE distribution in the host rocks and ores of the Verninskoe deposit (a–в) and the black shales of the Sukhoi Log deposit (г), normalized to chondrites (McDonough, Sun, 1995).

а – host rocks and run-of-mine veinlet-disseminated ores: 1 – sandstones and shales, 2 – calcareous sandstones, 3 – pyrite veinlet-disseminated carbonate ores, 4 – sulfide veinlet-disseminated carbonate ores, 5 – sulfide veinlet-disseminated ores; б – rich ores: 1 – pyrite ore (в-14\33); 2–4 – arsenopyrite ores (в-14\12, в-28\11 и в-20\10, respectively); в – quartz vein ores, sample numbers: 1 – в-19\11, 2 – в-10\2, 3 – в-10\10, 4 – в-29\11, 5 – в-14\48, 6 – в-14\64, 7 – в-14\49.

родообразующих минералах. Аналогичным образом можно объяснить и появление примеси Sr в карбонатных прожилково-вкрапленных рудах (см. рис. 3в). Этот элемент приурочен к известковым песчаникам маркирующего горизонта (см. рис. 3а).

Как отмечается в статье (Goldfarb, Pitcairn, 2023), многие исследователи утверждали, что повышенные значения Bi, Te и W указывают на наличие флюида с магматическим источником, но в настоящее время признается, что это необязатель-

но так. Продемонстрировано (Pitcairn et al., 2006), что большинство из этих элементов извлекается из обломочных минералов в метаосадочных породах во время постепенного метаморфизма и поступает в эволюционирующую фазу метаморфического флюида.

Во многих работах показано, что метаосадочные породы с типичным обилием сингенетического или диагенетического пирита – необходимый источник для образования крупных месторождений золота (Сидоров и др., 2009; Large et al.,

Таблица 4. Содержание мышьяка во вмещающих породах, г/т, и арсенопирита в рудах основных месторождений золота Бодайбинского района

Table 4. The content of arsenic in the host rocks, ppm, and arsenopyrite in the ores of the main gold deposits of the Bodaibo district

Месторождение	Свита и основные породы	Содержание As во вмещающих породах	Кол-во арсенопирита в рудах
Вернинское	Аунакитская свита Песчаники, сланцы	260	Обильное
	Известковистые песчаники	210	—«—
Сухой Лог*	Хомолхинская свита Песчаники, сланцы,	49	Незначительное
Голец Высочайший*	известковистые сланцы		—«—
Чертово Корыто*	Михайловская свита Песчаники, сланцы, известковистые сланцы	230	Обильное

Примечание. *По данным (Yudovskaya et al., 2016).

Note. *According to (Yudovskaya et al., 2016).

2011; Tomkins, 2010; и др.). Значительное количество золота и связанных с ним элементов высвобождались из этих осадочных толщ во время прогрессивных метаморфических изменений, образуя на глубине породы, обедненные металлами, а высвобождающийся флюид переносил эти элементы на более высокие уровни земной коры (Pitcairn et al., 2006).

Известно, что флюиды, насыщенные Cl, концентрируют легкие REE и бедны тяжелыми REE, имеют величины отношений Hf/Sm, Nb/La, Th/La, как правило, меньше 1, а флюиды, насыщенные F, синхронно концентрируют легкие и тяжелые REE – значения Hf/Sm, Nb/La и Th/La обычно больше, чем 1 (Oreskes, Einaudi, 1990). В рудах месторождения Вернинское отношения Hf/Sm, Nb/La, Th/La значительно меньше 1 (см. табл. 3), за исключением отношения Hf/Sm в богатых арсенопиритовых рудах и сульфидных карбонатных прожилково-вкрапленных рудах, что указывает на их принадлежность к гидротермальной системе, обогащенной Cl, что коррелирует с результатами исследования флюидных включений (Котов и др., 2023).

Значения U/Th отражают окислительно-восстановительные особенности обстановки рудообразования (Jones, Manning, 1994). Th относительно неподвижен в низкотемпературной среде и концентрируется при осадконакоплении в мелкозернистых отложениях, таких как аргиллиты. Он обычно встречается в детритной фракции, связанной с тяжелыми минералами или глинами (Jones, Manning, 1994). В терригенных породах аунакитской свиты и залегающих в них рудах месторождения Вернинское U/Th <0.75 (см. табл. 3), что свидетельствует об окислительной обстановке как на момент непосредственного накопления осадочных

отложений, так и в процессе длительной многостадийной эволюции осадков вплоть до формирования месторождения. В рудах в карбонатных породах U/Th >0.75, что соответствует восстановительной среде рудоотложения (Jones, Manning, 1994).

В диагенетическом пирите обычно наблюдаются величины отношений Co/Ni >1 (Kun et al., 2014). Соотношение Co/Ni в пирите в рудах месторождения Вернинское значительно меньше 1 (от 0.1 до 0.15), что соответствует метаморфогенным гидротермальным флюидам (Jones, Manning, 1994) и согласуется с данными исследованиями флюидных включений (Котов и др., 2023).

Некоторые исследователи (Bau, 1991; Jones, Manning, 1994; Monecke et al., 2002) используют значения Y/No для классификации гидротермальных систем. В рудах месторождения Вернинское отношение Y/No >21.4, что характерно для современных гидротермальных флюидов задуговых бассейнов (Bau, 1991; Jones, Manning, 1994; Monecke et al., 2002). Известно, что орогенные месторождения, содержащие золото как основной продукт, образовывались преимущественно при коллизии деформациях осадочных толщ, накопленных в задуговых обстановках (Якубчук, 2023). При этом сидерохалькофильная специализация, включающая золото и мышьяк, сформирована в результате разгрузки эксгалляционных гидротерм в условиях рассеянного задугового спрединга (Будяк и др., 2019).

Сумма REE во вмещающих породах значительно превышает концентрацию REE в рудах. Как и во вмещающих породах, в рудах месторождения Вернинское преобладают легкие REE, однако их соотношение незначительно отличается друг от друга (см. табл. 3). В рудах месторождения выявляе-

ны отрицательные аномалии Eu и низкие концентрации Σ REE, что характерно для метаморфогенных флюидов (Bau, 1991; Monecke et al., 2002; Волков и др., 2016).

Спектры REE сульфидных прожилково-вкрапленных руд образуют в основном слабонаклонные близзондритовые кривые, во многом сходные по конфигурации со спектрами REE вмещающих пород (см. рис. 5) аунакитской свиты, а также вмещающих пород хомолхинской свиты и руд месторождения Сухой Лог (см. рис. 7б, г). Данный факт свидетельствует о том, что отложения хомолхинской и аунакитской свит, вмещающих все крупные месторождения Бодайбинского региона, накапливались в однотипной геодинамической обстановке.

Сходство морфологии спектров REE прожилково-вкрапленных руд и вмещающих пород указывает на унаследованность REE рудами из вмещающих пород. Богатые и рядовые сульфидные руды отличаются от карбонатных прожилково-вкрапленных руд (см. рис. 7а, б) более крутым наклоном спектра REE и появлением слабовыраженной отрицательной Eu-аномалии.

Вполне возможна связь рудообразования с региональным метаморфизмом вмещающих терригенных углеродистых толщ, которые могли служить основным источником микроэлементов и REE.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты геохимических исследований руд и вмещающих пород месторождения Вернинское подтверждают возможность метаморфогенной модели образования орогенных месторождений золота Бодайбинского района, которая обсуждается геологами на протяжении последних 30 лет (Буряк, 1982; Large et al., 2007; Немеров и др., 2010; Yudin et al., 2016; Tarasova et al., 2020; и др.). Основными поставщиками золота, мышьяка и серебра в орогенную рудообразующую систему могли служить диагенетические сульфиды терригенных и терригенно-карбонатных пород аунакитской свиты неопротерозойского возраста, как показано в статье (Powerman et al., 2015). Региональный метаморфизм вмещающих терригенно-карбонатных пород в условиях фации зеленых сланцев стимулировал перекристаллизацию вмещающих пород, ремобилизацию и перераспределение сульфидов, с сохранением слоистой текстуры. В результате этого процесса породы аунакитской свиты были рассланцованы, а первичная сульфидная минерализация, обогащенная золотом и рядом сопутствующих элементов, преобразована до формирования метаморфогенных пирита и арсенопирита. При этом происходила не только перекристаллизация сульфидов, но и высвобождение и миграция золота, мышьяка, серебра и других элементов. Появление обильного арсенопирита в рудах месторожде-

ния могло быть связано с дополнительным поступлением As из пород аунакитской свиты, обогащенной этим элементом.

Приведенная в статье информация имеет практическое значение для региональных прогнозно-металлогенических построений, поисков и оценки месторождений золота.

Благодарности

Авторы благодарят А.Е. Будяка за конструктивную критику и ценные рекомендации при подготовке данной статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Будяк А.Е., Брюханова Н.Н. (2012) Селен, висмут и ртуть месторождений золота различных генетических типов в черносланцевых формациях. *Геохимия*, **9**, 881-888.
- Будяк А.Е., Скузоватов С.Ю., Тарасова Ю.И., Ванг К.-Л., Горячев Н.А. (2019) Единая неопротерозойская-раннепалеозойская эволюция рудоносных осадочных комплексов юга Сибирского кратона. *Докл. АН*, **484**(3), 80-84.
- Буряк В.А. (1982) Метаморфизм и рудообразующие процессы. М.: Наука, 157 с.
- Буряк В.А., Хмелевская Н.М. (1997) Сухой Лог – одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования). Владивосток: Дальнаука, 156 с.
- Волков А.В., Мурашов К.Ю., Сидоров А.А. (2016) Геохимические особенности руд Наталкинского месторождения золота, крупнейшего на Северо-Востоке России. *Докл. АН*, **466**(5), 574-577.
- Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Тюкова Е.Э., Сидоров В.А., Мурашов К.Ю., Сидорова Н.В. (2017) Новые данные по геологии и геохимии золотокварцевого месторождения Родионовское (Северо-Восток России). *Геология руд. месторождений*, **59**(2), 93-112.
- Волков А.В., Сидоров А.А., Савва Н.Е., Прокофьев В.Ю., Колова Е.Е., Мурашов К.Ю., Сидорова Н.В., Земскова М.И., Савчук Ю.С., Аристов В.В., Вольфсон А.В. (2016) Золотокварцевые месторождения Яно-Колымского складчатого пояса: геохимические особенности руд и флюидов, условия рудообразования. *Вестн. СВНЦ ДВО РАН*, **3**, 3-21.
- Волков А.В., Сидоров А.А., Савва Н.Е., Томсон И.Н., Алексеев В.Ю. (2008) Зоны тонкорассеянной сульфидной минерализации Северо-Востока России – эффективные источники вещества рудных месторождений. *Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований (к 100-летию Е.А. Радкевич)*. Владивосток: Дальнаука, 36-51.
- Вуд Б.Л., Попов Н.П. (2006) Гигантское месторождение золота Сухой Лог (Сибирь). *Геология и геофизика*, **47**(3), 315-341.
- Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К. и др. (1996) Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия). *Геология руд. месторождений*, **38**(6), 467-484.

- Зорин Ю.А., Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Пресняков С.Л., Сергеев С.А. (2008) Силурийский возраст главных складчатых деформаций рифейских отложений Байкало-Патомской зоны. *Докл. АН*, **423**(2), 228-233.
- Иванов А.И. (2015) Золоторудные месторождения в углеродистых терригенных и карбонатно-терригенных комплексах и перспективы выявления новых месторождений в Российской Федерации. *Руды и металлы*, **1**, 46-63.
- Иванов А.И., Лифшиц В.И., Перевалов О.В. и др. (1995) Докембрий Патомского нагорья. М.: Недра, 353 с.
- Котов А.А., Прокофьев В.Ю., Волков А.В., Злобина Т.М., Мурашов К.Ю. (2023) Флюидные включения в кварце из разных типов промышленных руд месторождения золота Вернинское (Бодайбинский район, Россия). *Геохимия*, **68**(5), 508-520. doi: 10.31857/S0016752523040076
- Котов А.А., Прокофьев В.Ю., Злобина Т.М., Мурашов К.Ю. (2016) Влияние палеосейсмогенных факторов на формирование золоторудных месторождений в зонах дислокаций. *Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе*. Мат-лы докл. III Всеросс. конф. (19–23 сентября 2016 г. Иркутск). Иркутск: ИЗК РАН, 156-159.
- Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. (2006) Т. 2. М.: ИГЕМ РАН, 672 с.
- Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верхожин А.В. (2012) Петролого-геохимические черты околорудного метасоматизма в Вернинском золоторудном месторождении (Ленский район). *Изв. Томского политехн. ун-та*, **321**(1), 22-33.
- Мартыненко В.Г. (2010ф) Золоторудное месторождение Вернинское. Отчет ОАО “Первенец” по результатам разведочных работ за 2005–2008 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.2009 г.
- Мартыненко В.Г., Домашов А.В., Дейс С.Ю., Корзиков А.Г., Кушнарев П.И. (2017) Основные черты геологического строения Вернинского месторождения. *Разведка и охрана недр*, **4**, 1-8.
- Михалицына Т.И., Соцкая О.Т. (2020) Роль черносланцевых толщ в формировании золоторудных Месторождений Наталка и Павлик (яно-колымский орогенный пояс). *Геология и геофизика*, **12**, 1648-1671. DOI: 10.15372/GiG2020149.
- Немеров В.К., Станевич А.М., Развозжаева Э.А., Будяк А.Е., Корнилова Т.А. (2010) Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-Патомского региона. *Геология и геофизика*, **51**(5), 729-747.
- Развозжаева Э.А., Будяк А.Е., Прокопчук С.И. (2013) Сорбционная активность нерастворимого углеродистого вещества черносланцевых образований в процессе регионального метаморфизма (Байкало-Патомское нагорье). *Геохимия*, **1**, 92-96.
- Рундквист Д.В. (1997) Фактор времени в образовании гидротермальных месторождений: периоды, эпохи, мегаэтапы и стадии рудообразования. *Геология руд. месторождений*, **39**(1), 11-24.
- Русинов В.Л., Русинова О.В., Кряжев С.Г. и др. (2008) Околорудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе. *Геология руд. месторождений*, **50** (1), 3-46.
- Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Богомолов Е.С., Котов А.Б. (2011) Изотопная структура и эволюция коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. *Геотектоника*, **5**, 17-51.
- Рыцк Е.Ю., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Кузнецов А.Б., Родионов Н.В., Андреев А.А., Федосеенко А.М. (2021) Результаты исследования циркона (SIMS) из гранитоидов Константиновского штока (район золоторудного месторождения Сухой Лог): возраст, источники и геологические следствия. *Докл. РАН. Науки о земле*, **496**(2), 169-175.
- Сидоров А.А., Волков А.В., Савва Н.Е. О зонах тонкой сульфидизации. (2009) (Северо-Восток России). *Докл. АН*, **427**(1), 84-89.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. (1988) Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 384 с.
- Чугаев А.В., Чернышев И.В. (2017) Pb–Pb изотопная систематика орогенных месторождений золота Байкало-Патомского складчатого пояса (Северное Забайкалье, Россия) и оценка роли неопротерозойской коры в их формировании. *Геохимия*, **11**, 1027-1040. doi: 10.7868/S0016752517110048
- Шаров В.Н., Фелелов Н.Н., Лепин В.С. (2000) Нижняя граница бодайбинской серии верхнего рифея. *Отчет. геол.*, **4**, 39-42.
- Шер С.Д. (1974) Металлогения золота. М.: Недра.
- Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов Н.В., Мохов А.В., Антонов А.В., Сергеев С.А. (2011) Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой Лог по данным U-Th-Pb-изотопного SHRIMP-датирования акцессорных минералов. *Геология руд. месторождений*, **53**(1), 32-64.
- Якубчук А.С. (2023) Металлогения золота в геодинамике Центральной Азии. Автореф. дисс. ... докт. наук. М.: МГУ, 42 с.
- Bau M. (1991) Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chem. Geol.*, **93**, 219-230.
- Bodnar R.J., Lecumberri-Sanchez P., Moncada D., Steele-MacInnes P. (2014) Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. *Treatise on Geochemistry*. 2nd ed. Elsevier, 119-142.
- Brown P. (1989) FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. *Amer. Miner.*, **74**, 1390-1393.
- Chugaev A.V., Budyak A.E., Larionova Y.O., Chernyshev I.V., Travin A.V., Tarasova Y.I., Gareev B.I., Batalin G.A., Rassokhina I.V., Oleinikova T.I. (2022) 40Ar-39Ar and Rb-Sr age constraints on the formation of Sukhoi-Log – style orogenic gold deposits of the Bodaibo District (Northern Transbaikalia, Russia). *Ore Geol. Rev.*, **144**(104855).
- Chugaev A.V., Chernyshev I. V. (2017) Pb–Pb isotopic systematics of orogenic gold deposits of the Baikal-Patom folded belt (Northern Transbaikalia, Russia) and an assessment of the role of the Neoproterozoic crust in their formation. *Geochemistry*, **11**, 1027-1040. doi: 10.7868/S0016752517110048
- Collins P.L.P. (1979) Gas hydrates in CO₂-bearing fluid in-

- clusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Econ. Geol.*, **74**, 1435-1444.
- Distler V.V., Yudovskaya M.A., Mitrofanov G.L. et al. (2004) Geology, composition, and genesis of the Sukhoi Log noble metals deposit, Russia. *Ore Geol. Rev.*, **24**(12), 7-44.
- Goldfarb R.J., Groves D.I. (2015) Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. *Lithos*, **233**, 2-26. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2015.07.011>
- Goldfarb R.J., Pitcairn I.K. (2023) Orogenic gold: is a genetic association with magmatism realistic? *Mineral. Depos.*, **58**, 5-35. <https://doi.org/10.1007/s00126-022-01146-8>.
- Goldfarb R.J., Taylor R., Collins G.S., Goryachev N.A., Orlandini O.F. (2014) Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia. *Gondw. Res.*, **25**, 48-102. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.03.002>
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. (1998) Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol. Rev.*, **13**, 7-27.
- Groves D.I., Santosh M., Deng J., Wang Q., Yang L., Zhang L. (2020) A holistic model for the origin of orogenic gold deposits and its implications for exploration. *Mineral. Depos.*, **55**, 275-292. <https://doi.org/10.1007/s00126-019-00877-5>
- Herron M. (1988) Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J. Sediment. Petrol.*, **58**(5), 820-829.
- Hoefs J. (2009) Stable Isotope Geochemistry. Springer, 285 p.
- Irber W. (1999) The Lanthanide Tetrad Effect and Its Correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of Evolving Peraluminous Granite Suites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **63**(3/4), 489-508.
- Jones B., Manning D.A.C. (1994) Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chem. Geol.*, **111**, 111-129.
- Kun L., Ruidong Y., Wenyong Ch., et al. (2014) Trace element and REE geochemistry of the Zhewang gold deposit, southeastern Guizhou Province, China. *Chin. J. Geochem.*, **33**, 109-118.
- Large R.R., Bull S.W., Maslennikov V.V. (2011) A carbonaceous sedimentary source-rock model for Carlin-type and orogenic gold deposits. *Econ. Geol.*, **106**, 331-358.
- Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., Danyushevsky L.V., Chang Z. (2007) Multi-stage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena Goldfield, Russia. *Econ. Geol.*, **102**, 1233-1267.
- Laverov N.P., Chernyshev I.V., Chugaev A.V., Bairova E.D., Gol'tsman Y.V., Distler V.V., Yudovskaya M.A. (2007) Formation stages of the large-scale noble metal mineralization in the Sukhoi Log deposit, east Siberia: results of isotope-geochronological study. *Dokl. Earth Sci.*, **415**, 810-814.
- Lawrence D.M., Treloar P.J., Rankin A.H., Boyce A., Harbidge P. (2013) A fluid inclusion and stable isotope study at the Loulo mining district, Mali, West Africa: Implications for multifluid sources in the generation of orogenic gold deposits. *Econ. Geol.*, **108**, 229-257. <http://dx.doi.org/10.2113/econgeo.108.2.229>
- McDonough W.F., Sun S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253.
- Monecke T., Kempe U., Götze J. (2002) Genetic significance of the trace element content in metamorphic and hydrothermal quartz: a reconnaissance study. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **202**, 709-724.
- Oreskes N., Einaudi M.T. (1990) Origin of rare earth element-enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, roxby downs, South Australia. *Econ. Geol.*, **85**, 1-28.
- Pitcairn I.K., Teagle D.A.H., Craw D., Olivo G.R., Kerrich R., Brewer T.S. (2006) Sources of metals and fluids in orogenic gold deposits: Insights from the Otago and Alpine schists, New Zealand. *Econ. Geol.*, **101**, 1525-1546.
- Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., Kapitonov I., Hourigane J. (2015) Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia. *Precamb. Res.*, **267**, 39-71.
- Prokofiev V.Yu., Naumov V.B. (2020) Physicochemical Parameters and Geochemical Features of Ore-Forming Fluids for Orogenic Gold Deposits Throughout Geological Time *Minerals*, **10**(1), 50. <http://dx.doi.org/10.3390/min10010050>
- Prokofiev V.Yu., Safonov Yu.G., Lüders V., Borovikov A.A., Kotov A.A., Zlobina T.M., Murashov K.Yu., Yudovskaya M.A., Selektor S.L. (2019) The sources of mineralizing fluids of orogenic gold deposits of the Baikal-Patom and Muya areas, Siberia: Constraints from the C and N stable isotope compositions of fluid inclusions. *Ore Geol. Rev.*, **111**, 102988. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.102988>
- Ridley J.R., Diamond L.W. (2000) Fluid Chemistry of Orogenic Lode Gold Deposits and Implications for Genetic Models. *Gold in 2000. SEG Reviews*, **13**, 141-162.
- Tarasova Yu.I., Budyak A.E., Chugaev A.V., Goryachev N.A., Tauson V.L., Skuzovatov S.Yu., Reutsky V.N., Abramova V.D., Gareev B.I., Bryukhanova N.N., Parshin A.V. (2020) Mineralogical and isotope-geochemical ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}$ and Pb-Pb) characteristics of the Krasniy gold mine (Baikal-Patom Highlands): constraining ore-forming mechanisms and the model for Sukhoi Log-type deposits. *Ore Geol. Rev.*, **2**, 128-146. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103365>
- Tomkins AG (2010) Windows of metamorphic sulfur liberation in the crust: implications for gold deposit genesis *Geochim. Cosmochim. Acta*, **74**, 3246-3259.
- Vanin V.A., Mazukabzov A.M., Yudin D.S., Blinov A.V., Tarasova Yu.I., (2022) The Hercynian imposed deformations in the Golets Vysochaishii deposit structure (Baikal-Patom belt), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data. *Geodynam. Tectonophys.*, **13**(1), 0575. doi:10.5800/GT-2022-13-1-0575
- Yakubchuk A., Stein H., Wilde A. (2014) Results of pilot Re-Os dating of sulfides from the Sukhoi Log and Olympiada orogenic gold deposits, Russia. *Ore Geol. Rev.*, **59**, 21-28. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.12.003>
- Yudovskaya M.A., Distler V.V., Prokofiev V.Yu., Akinfiyev N.N. (2016) Gold mineralisation and orogenic metamorphism in the Lena province of Siberia as assessed from Chertovo Koryto and Sukhoi Log deposits. *Geosci. Front.*, **7**(3), 453-481. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2015.07.010>

REFERENCES

- Bau M. (1991) Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chem. Geol.*, **93**, 219-230.
- Bodnar R.J., Lecumberri-Sanchez P., Moncada D., Steele-MacInnes P. (2014) Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. *Treatise on Geochemistry*. 2nd ed. Elsevier, 119-142.
- Brown P. (1989) FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. *Amer. Miner.*, **74**, 1390-1393.
- Budyak A.E., Bryukhanova N.N. (2012) Selenium, bismuth and mercury of gold deposits of various genetic types in black shale formations. *Geochemistry*, **9**, 881-888.
- Budyak A.E., Skuzovatov S.Yu., Tarasova Yu.I., Vang K.-L., Goryachev N.A. (2019) Unified Neoproterozoic-Early Paleozoic evolution of ore-bearing sedimentary complexes of the southern Siberian craton. *Dokl. Akad. Nauk*, **484**(3), 80-84. (In Russ.)
- Buryak V.A. (1982) Metamorphism and ore forming processes. Moscow, Nauka Publ., 157 p. (In Russ.)
- Buryak V.A., Khmelevskaya N.M. (1997) Sukhoi Log – one of world's largest gold deposits (genesis, spatial distribution pattern of ore mineralization, forecasting criteria) Vladivostok, Dal'nauka Publ., 157 p. (In Russ.)
- Chugaev A.V., Budyak A.E., Larionova Y.O., Chernyshev I.V., Travin A.V., Tarasova Y.I., Gareev B.I., Batalin G.A., Rassokhina I.V., Oleinikova T.I. (2022) 40Ar-39Ar and Rb-Sr age constraints on the formation of Sukhoi-Log – style orogenic gold deposits of the Bodaibo District (Northern Transbaikalia, Russia). *Ore Geol. Rev.*, **144**(104855).
- Collins P.L.P. (1979) Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Econ. Geol.*, **74**, 1435-1444.
- Distler V.V., Mitrofanov G.L., Nemerov V.K. et al. (1996) Forms of occurrence of platinum group metals and their genesis in the Sukhoi Log deposit (Russia) (in Russ.) *Geol. Rud. Mestorozhd.*, **38**(6), 467-484. (In Russ.)
- Distler V.V., Yudovskaya M.A., Mitrofanov G.L. et al. (2004) Geology, composition, and genesis of the Sukhoi Log noble metals deposit, Russia. *Ore Geol. Rev.*, **24**(12), 7-44.
- Goldfarb R.J., Groves D.I. (2015) Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. *Lithos*, **233**, 2-26. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2015.07.011>
- Goldfarb R.J., Pitcairn I.K. (2023) Orogenic gold: is a genetic association with magmatism realistic? *Mineral. Depos.*, **58**, 5-35. <https://doi.org/10.1007/s00126-022-01146-8>.
- Goldfarb R.J., Taylor R., Collins G.S., Goryachev N.A., Orlandini O.F. (2014) Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia. *Gondw. Res.*, **25**, 48-102. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.03.002>
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. (1998) Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol. Rev.*, **13**, 7-27.
- Groves D.I., Santosh M., Deng J., Wang Q., Yang L., Zhang L. (2020) A holistic model for the origin of orogenic gold deposits and its implications for exploration. *Mineral. Depos.*, **55**, 275-292. <https://doi.org/10.1007/s00126-019-00877-5>
- Herron M. (1988) Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J. Sediment. Petrol.*, **58**(5), 820-829.
- Hoefs J. (2009) Stable Isotope Geochemistry. Springer, 285 p.
- Irber W. (1999) The Lanthanide Tetrad Effect and Its Correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of Evolving Peraluminous Granite Suites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **63**(3/4), 489-508.
- Ivanov A.I. (2015) Gold deposits within carbonaceous terrigenous and carbonate terrigenous complexes and prospects of discovering new such deposits in the Russian federation. *Rudy i Metally*, **1**, 46-63. (In Russ.)
- Ivanov A.I., Lifshits V.I., Perevalov O.V. et al. (1995) The Precambrian in the Patom Highland. Moscow, Nedra Publ., 353 p. (In Russ.)
- Jones B., Manning D.A.C. (1994) Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chem. Geol.*, **111**, 111-129.
- Kotov A.A., Prokof'ev V.Yu., Volkov A.V., Zlobina T.M., Murashov K.Yu. (2023) Fluid inclusions in quartz from various types of industrial ores of the Verninskoye gold deposit (Bodaibinsky district, Russia). *Geochemistry*, **68**(5), 508-520. (In Russ.). doi: 10.31857/S0016752523040076
- Kotov A.A., Prokof'ev V.Yu., Zlobina T.M., Murashov K.Yu. (2016) The influence of paleoseismic factors on the formation of gold ore deposits in dislocation zones. *Present-day Geodynamics of Central Asia and Dangerous Natural Processes: Results of Research Work on a Quantitative Basis*. Materials of Reports of III All-Russian Conference (September 19–23, 2016, Irkutsk). Irkutsk, Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch, Russian Academy of Science, 156-159. (In Russ.)
- Kucherenko I.V., Gavrilov R.Yu., Martynenko V.G., Verkhozhin A.V. (2012) Petrological and geochemical features of wallrock metasomatism at the Verninskoe gold ore deposit (Lena district) (in Russ). *Izv. Tomsk. Politekh. Univ.*, **321**(1), 22-33.
- Kun L., Ruidong Y., Wenyong Ch., et al. (2014) Trace element and REE geochemistry of the Zhewang gold deposit, southeastern Guizhou Province, China. *Chin. J. Geochem.*, **33**, 109-118.
- Large and superlarge ore mineral deposits. (2006) V. 2. Moscow, IGEM RAN Publ., 672 p. (In Russ.)
- Large R.R., Bull S.W., Maslennikov V.V. (2011) A carbonaceous sedimentary source-rock model for Carlin-type and orogenic gold deposits. *Econ. Geol.*, **106**, 331-358.
- Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., Danyushevsky L.V., Chang Z. (2007) Multi-stage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena Goldfield, Russia. *Econ. Geol.*, **102**, 1233-1267.
- Lavrov N.P., Chernyshev I.V., Chugaev A.V., Bairova E.D., Gol'tsman Y.V., Distler V.V., Yudovskaya M.A. (2007) Formation stages of the large-scale noble metal mineralization in the Sukhoi Log deposit, east Siberia: results of isotope-geochronological study. *Dokl. Earth Sci.*, **415**, 810-814.
- Lawrence D.M., Treloar P.J., Rankin A.H., Boyce A., Harbidge P. (2013) A fluid inclusion and stable isotope study at the Loulo mining district, Mali, West Africa: Implica-

- tions for multifluid sources in the generation of orogenic gold deposits. *Econ. Geol.*, **108**, 229-257. <http://dx.doi.org/10.2113/econgeo.108.2.229>
- Martynenko V.G. (2010f) Verninskoe gold ore deposit. Report of OAO Pervenets on the results of exploration operations in 2005–2008 with of ore reserves calculation as of 01.01.2009. (In Russ.)
- Martynenko V.G., Domashov A.V., Deis S.Yu., Korzakov A.G., Kushnarev P.I. (2017) The main features of the geological structure of the Verninskoe deposit (in Russ). *Razvedka i Okhrana Nedr*, **4**, 1-8.
- McDonough W.F., Sun S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253.
- Mikhalitsina T.I., Sotskaya O.T. (2020) The role of black shale strata in the formation of the Natalka and Pavlik gold ore deposits (Yana–Kolyma orogenic belt) *Geol. Geofiz.*, **12**, 1648-1671. (In Russ.) DOI: 10.15372/GIG2020149
- Monecke T., Kempe U., Götze J. (2002) Genetic significance of the trace element content in metamorphic and hydrothermal quartz: a reconnaissance study. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **202**, 709-724.
- Nemerov V.K., Stanevich A.M., Razvozhzaeva E.A., Budyak A.E., Kornilova T.A. (2010) Biogenic sedimentation factors of ore formation in Neoproterozoic strata of the Baikal-Patom region. *Geol. Geofiz.*, **51**(5), 729-747.
- Oreskes N., Einaudi M.T. (1990) Origin of rare earth element-enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, roxby downs, South Australia. *Econ. Geol.*, **85**, 1-28.
- Pitcairn I.K., Teagle D.A.H., Craw D., Olivo G.R., Kerrich R., Brewer T.S. (2006) Sources of metals and fluids in orogenic gold deposits: Insights from the Otago and Alpine schists, New Zealand. *Econ. Geol.*, **101**, 1525-1546.
- Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., Kapitonov I., Hourigane J. (2015) Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia. *Precamb. Res.*, **267**, 39-71.
- Prokofiev V.Yu., Naumov V.B. (2020) Physicochemical Parameters and Geochemical Features of Ore-Forming Fluids for Orogenic Gold Deposits Throughout Geological Time. *Minerals*, **10**(1), 50. <http://dx.doi.org/10.3390/min10010050>
- Prokofiev V.Yu., Safonov Yu.G., Lüders V., Borovikov A.A., Kotov A.A., Zlobina T.M., Murashov K.Yu., Yudovskaya M.A., Selektor S.L. (2019) The sources of mineralizing fluids of orogenic gold deposits of the Baikal-Patom and Muya areas. Siberia: Constraints from the C and N stable isotope compositions of fluid inclusions. *Ore Geol. Rev.*, **111**, 102988. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.102988>
- Razvozhzaeva E.A., Budyak A.E., Prokopchuk S.I. (2013) Sorption activity of insoluble carbonaceous matter in black shale formations during regional metamorphism (Baikal–Patom highland). *Geokhimiya*, **1**, 92-96. (In Russ.)
- Ridley J.R., Diamond L.W. (2000) Fluid Chemistry of Orogenic Lode Gold Deposits and Implications for Genetic Models. *Gold in 2000. SEG Rev.*, **13**, 141-162.
- Rundkvist D.V. (1997) The time factor in the formation of hydrothermal deposits: periods, epochs, megastages, and stages of ore formation. *Geol. Rud. Mestorozhd.*, **39**(1), 11-24. (In Russ.)
- Rusinov V.L., Rusinova O.V., Kryazhev S.G. et al. (2008) Wallrock metasomatism of terrigenous carbonaceous rocks in the Lena gold ore district (in Russ). *Geol. Rud. Mestorozhd.*, **50**(1), 3-46.
- Rytsk E.Yu., Kovach V.P., Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Bogomolov E.S., Kotov A.B. (2011) Isotopic structure and evolution of the crust within the East Transbaikalian segment of the Central Asian foldbelt. *Geotektonika*, **5**, 17-51. (In Russ)
- Rytsk E.Yu., Tolmacheva E.V., Velikoslavinskii S.D., Kuznetsov A.B., Rodionov N.V., Andreev A.A., Fedosenko A.M. (2021) Results of the study (SIMS) of zircon from granitoids of the Konstantinovskii stock (area of the Sukhoi Log gold ore deposit): age, sources, and geological consequences. *Dokl. Ross. Akad. Nauk. Nauki o Zemle*, **496**(2), 169-175. (In Russ.)
- Sharov V.N., Fefelov N.N., Lepin V.S. (2000) The lower boundary of the Bodaibo Group, Upper Riphean. *Otech. Geol.*, **4**, 39-42. (In Russ.)
- Sher S.D. (1974) Metallogeny of Gold. Moscow, Nedra Publ. (In Russ.)
- Sidorov A.A., Volkov A.V., Savva N.E. (2009) On fine sulfidization zones (northeastern Russia). *Dokl. Akad. Nauk*, **427**(1), 84-89. (In Russ.)
- Tarasova Yu.I., Budyak A.E., Chugaev A.V., Goryachev N.A., Tauson V.L., Skuzovatov S.Yu., Reutsky V.N., Abramova V.D., Gareev B.I., Bryukhanova N.N., Parshin A.V. (2020) Mineralogical and isotope-geochemical ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}$ and Pb–Pb) characteristics of the Krasniy gold mine (Baikal-Patom Highlands): constraining ore-forming mechanisms and the model for Sukhoi Log-type deposits. *Ore Geol. Rev.*, **2**, 128-146. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103365>
- Teilor S.R., Mak-Lennan S.M. (1988) Continental crust: Its composition and evolution. Moscow, Mir Publ., 384 p. (In Russ.)
- Tomkins AG (2010) Windows of metamorphic sulfur liberation in the crust: implications for gold deposit genesis *Geochim. Cosmochim. Acta*, **74**, 3246-3259.
- Vanin V.A., Mazukabzov A.M., Yudin D.S., Blinov A.V., Tarasova Yu.I., (2022) The Hercynian imposed deformations in the Golets Vysochaishii deposit structure (Baikal-Patom belt), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data. *Geodynam. Tectonophys.*, **13**(1), 0575. doi:10.5800/GT-2022-13-1-0575
- Volkov A.V., Murashov K.Yu., Sidorov A.A. (2016) Geochemical features of the ores of the Natalka gold deposit, the largest in Northeastern Russia. *Dokl. Akad. Nauk*, **466**(5), 574-577. (In Russ.)
- Volkov A.V., Prokofiev V.Yu., Tyukova E.E., Sidorov V.A., Murashov K.Yu., Sidorova N.V. (2017) New data on the geology and geochemistry of the Rodionovskoye gold quartz deposit (Northeast Russia). *Geol. Ore Depos.*, **59**(2), 93-112. (In Russ.)
- Volkov A.V., Sidorov A.A., Savva N.E., Prokof'ev V.Y., Kolova E.E., Murashov K.Y., Sidorova N.V., Zems-kova M.I., Savchuk Yu.S., Aristov V.V., Vol'fson A.V. (2016) Gold quartz deposits of the Yano-Kolyma folded belt: geochemical features ores and fluids, ore formation conditions. *Vestn. SVNTs DVO RAN*, **3**, 3-21. (In Russ.)
- Volkov A.V., Sidorov A.A., Savva N.E., Tomson I.N., Alekseev V.Yu. (2008) Zones of finely dispersed sulfide mineralization in the North-East of Russia are effective sources of ore deposits. *Pacific Ore belt: materials of new research (dedicated to the 100th anniversary of*

- E.A. Radkevich*). Vladivostok, Dal'nauka Publ., 36-51. (In Russ.)
- Vud B.L., Popov N.P. (2006) Giant gold deposit Sukhoi Log (Siberia). *Geol. Geofiz.*, **47**(3), 315-341.
- Yakubchuk A., Stein H., Wilde A. (2014) Results of pilot Re–Os dating of sulfides from the Sukhoi Log and Olimpiada orogenic gold deposits. Russia. *Ore Geol. Rev.*, **59**, 21-28. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.12.003>
- Yudovskaya M.A., Distler V.V., Prokofiev V.Yu., Akinfiyev N.N. (2016) Gold mineralisation and orogenic metamorphism in the Lena province of Siberia as assessed from Chertovo Koryto and Sukhoi Log deposits. *Geosci. Front.*, **7**(3), 453-481. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2015.07.010>
- Yudovskaya M.A., Distler V.V., Rodionov N.V., Mokhov A.V., Antonov A.V., Sergeev S.A. (2011) Interrelation of metamorphism and ore formation processes at the Sukhoi Log black shale gold deposit as based on the results of U–Th–Pb isotopic SHRIMP dating of accessory minerals. *Geol. Rud. Mestorozhd.*, **53**(1), 32-64. (In Russ.)
- Zorin Yu.A., Mazukabzov A.M., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Presnyakov S.L., Sergeev S.A. (2008) Silurian age of the main folded deformations of the Riphean deposits of the Baikal-Patom zone. *Dokl. Akad. Nauk*, **423**(2), 228-233. (In Russ.)

УДК 550.380.14

DOI: 10.24930/2500-302X-2025-25-1-156-167

Исследование магнитных характеристик горных пород Щучьинского рудного района (Полярный Урал)

Н. А. Белоглазова, У. В. Вирьясова, Г. В. Иголкина

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, 100, e-mail: bna408@mail.ru

Поступила в редакцию 13.05.2024 г., принята к печати 28.06.2024 г.

Объект исследования. Изучаемая площадь находится в пределах Щучьинской зоны, которая располагается на северном окончании Восточно-Уральской мегазоны. Известные в Щучьинском рудном районе месторождения и рудопоявления железа скарново-магнетитовой формации группируются в два рудных поля – Юньягинское и Тальбейское. Юньягинское рудное поле представлено эффузивно-осадочной толщей, сложенной пироксеновыми порфиритами и пироксен-плаггиоклазовыми порфиритами и их туфами. Тальбейское рудное поле размещается в габброидах Малыкского блока, на контакте с вулканогенными породами раннего силура и прослеживается субмеридионально вдоль Харутского глубинного разлома. **Цель.** Анализ и сравнение магнитных свойств горных пород Юньягинского и Тальбейского рудных полей по данным скважинной магнитометрии, проведенной в скважинах Щучьинского рудного района. В ходе исследования данной площади нами изучены две скважины в этих рудных полях. **Результаты.** По диаграммам магнитной восприимчивости горных пород, горизонтальной и вертикальной составляющим магнитного поля проведено расчленение геологического разреза, определены элементы залегания и рассчитаны вертикальные составляющие естественной полной, естественной остаточной и индуцированной намагниченностей горных пород, подсеченных скважиной. **Выводы.** Интерпретация результатов скважинной магнитометрии выявила широкую дифференциацию магнитных свойств горных пород Юньягинского и Тальбейского рудных полей. Сделан вывод о том, что на Юньягинском рудном поле источниками магнитных аномалий выступают приповерхностные магнитные тела с высоким содержанием магнетитового железа, но небольшой мощности. На Тальбейском рудном поле основным источником аномалии являются бедные магнетитовые руды (содержание железа 10–15 мас. %), связанные с базальтовыми порфиритами, заполняющими синклиналь, образованную скарнами. Изучение магнитных характеристик рудных подсечений позволило выделить различия в типах оруденения как в пределах одной скважины, так и в разных рудных полях.

Ключевые слова: скважинная магнитометрия, Полярный Урал, Щучьинский рудный район, индуцированная намагниченность, остаточная намагниченность, магнитное поле, магнитная восприимчивость, магнетит

Investigation of the magnetic characteristics of rocks of the Shchuchinsky ore region (Polar Ural)

Nadezhda A. Beloglazova, Ulyana V. Viryasova, Galina V. Igolkina

Yu.P. Bulashevich Institute of Geophysics, UB RAS, 100 Amundsena st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mail: bna408@mail.ru

Received 13.05.2024, accepted 28.06.2024

Research subject. The studied area is located within the Shchuchinsk zone situated at the northern end of the East Ural megazone. The deposits and ore occurrences of the skarn-magnetite formation known in the Shchuchinsk ore region are grouped into two ore fields, Yunyaginskoe and Talbeyskoe. The Yunyaginskoe ore field is represented by an effusive sedimentary stratum composed of pyroxene porphyrites and pyroxene-plagioclase porphyrites and their tuffs. The Talbeyskoe ore field is located in the gabbroids of the Malyk block, on the contact with early Silurian volcanogenic rocks and is traced submeridionally along the Kharut deep fault. **Aim.** Analysis and comparison of the magnetic properties of rocks from the Yunyaginskoe and Talbeyskoe ore fields according to borehole magnetometry by the example of two wells of the Shchuchinsk ore region. **Results.** According to the diagrams of rock magnetic susceptibility and the horizontal and vertical components of the magnetic field, the geological section was subdivided, the elements of occurrence were determined and the vertical components of the natural total, residual and induced magnetization of rocks cut by the well were calculated. **Conclusions.** The results of borehole magnetometry revealed a wide differentiation of the magnetic proper-

Для цитирования: Белоглазова Н.А., Вирьясова У.В., Иголкина Г.В. (2025) Исследование магнитных характеристик горных пород Щучьинского рудного района (Полярный Урал). *Литосфера*, **25**(1), 156–167. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-1-156-167>. EDN: COCGLB

For citation: Beloglazova N.A., Viryasova U.V., Igolkina G.V. (2025) Investigation of the magnetic characteristics of rocks of the Shchuchinsky ore region (Polar Ural). *Lithosphere (Russia)*, **25**(1), 156–167. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-1-156-167>. EDN: COCGLB

ties of rocks of the Yunyaginskoe and Talbeyskoe ore fields. The sources of magnetic anomalies in the Yunyaginsky ore field are thin near-surface magnetic bodies with a high content of magnetite iron. In the Talbeyskoe ore field, the main source of the anomaly is poor magnetite ores (iron content 10–15 wt %) associated with basalt porphyrites filling the syncline formed by skarns. The study of the magnetic characteristics of ore sub-sections made it possible to identify differences in the mineralization types both within the same well and in different ore fields.

Keywords: borehole magnetometry, Polar Urals, Shchuchinsk ore region, induced magnetization, residual magnetization, magnetic field, magnetic susceptibility, magnetite

ВВЕДЕНИЕ

Скважинная магнитометрия – один из наиболее эффективных методов при поисках и разведке месторождений, связанных с магнитной минерализацией. Дифференцированность магнитных свойств и широкое распространение ферромагнитных минералов в горных породах являются основой для использования скважинной магнитометрии при выделении магнитных пород, разделении их на комплексы и петрографические типы (Бахвалов и др., 1992). Преимущество метода заключается в том, что горные породы изучаются в естественном залегании. В скважинной магнитометрии, наряду с измерением магнитной восприимчивости, измеряется напряженность земного магнитного поля, что дает дополнительную информацию о геологическом строении околоскважинного пространства. По данным магнитной восприимчивости изучаются породы, образующие стенки скважины в слое толщиной несколько сантиметров. По измерениям магнитного поля исследуется околоскважинное пространство в радиусе десятков и даже сотен метров. Скважинная магнитометрия широко используется для решения широкого круга геологических задач, к числу которых относятся поиски магнитных рудных тел в околоскважинном пространстве, определение элементов залегания, формы и размеров намагниченных рудных тел и их оконтуривание при подсчете запасов, расшифровка природы магнитных аномалий (Магниторазведка..., 1990), т. е. решаются задачи, аналогичные задачам наземной магниторазведки. Метод особенно ценен тем, что позволяет ускорить прирост запасов месторождений за счет выявления новых залежей в околоскважинном пространстве. Возможность получения информации о намагниченности (полной, остаточной и индуцированной) горных пород непосредственно внутри горного массива значительно повышает эффективность метода при изучении

зональности контактово-измененных пород и процессов рудогенеза, выделении типов руд, связанных с разновременными генерациями магнитной минерализации (Белоглазова и др., 2014).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Определение элементов залегания рудных тел

Определение элементов залегания магнитных тел по результатам скважинной магнитометрии имеет важное значение при исследованиях одиночных скважин, таких как сверхглубокие, опорно-параметрические, морского бурения, когда основой для построения геологического разреза являются результаты изучения кернового материала и общие региональные геологические представления. При решении рассматриваемой задачи анализируются аномалии полного или частичного пересечения, выделенные на диаграммах составляющих геомагнитного поля. В обоих случаях желательно определить форму тела, его размеры, положение в пространстве и тем самым уточнить геологические разрезы. При определении формы подсеченного тела используются все сведения о геологическом строении исследуемого участка и результаты интерпретации наземных и воздушных съемок. В настоящее время определение элементов залегания пластообразных тел по измерениям внутреннего и внешнего магнитных полей проводится по методикам, предложенным В.Н. Пономаревым и А.Н. Бахваловым (1964; Магниторазведка..., 1990). Методики основаны на известном положении о непрерывности магнитной индукции (B) при переходе из среды с одной магнитной проницаемостью в среду с другой магнитной проницаемостью (Говорков, 1960; Смайт, 1954) и вычислении аномальных значений векторов напряженности магнитного поля во взаимно ортогональных плоскостях. Исходными данными являются значения ано-

мального магнитного поля снаружи и внутри магнитного пласта.

Определение намагниченности горных пород

Намагниченность вскрытых скважинами пород основана на закономерной связи магнитных аномалий с геологическими факторами: литологическим составом пород, степенью их изменения и структурно-текстурными особенностями, типом и концентрацией магнитных минералов и т.д. Возможность получения информации о намагниченности (полной, остаточной и индуцированной) горных пород в естественном залегании значительно повышает эффективность скважинной магнитометрии при изучении зональности контактово-измененных пород и процессов рудогенеза, выделения типов руд, связанных как с разновременными генерациями магнитной минерализации, так и с технологическими особенностями при последующем обогащении, а также при построении палеомагнитных реконструкций (Магниторазведка..., 1990; Иголкина, 2002, 2007). При проведении скважинной магнитометрии измеряют не только внешнее магнитное поле, но и поле внутри тела. Исходными данными для вычисления намагниченности горных пород в естественном залегании являются значения магнитной восприимчивости, вертикальной составляющей геомагнитного поля, модуля и азимута его горизонтальной составляющей, которые могут быть получены при работе с комплексным скважинным магнитометром-инклинометром типа МИ-3803М (Астраханцев, Белоглазова, 2012).

Для вычисления намагниченности горных пород, вскрытых скважиной, применялась методика, предложенная В.Н. Пономаревым и А.Н. Бахваловым (1975) с дополнениями, внесенными работами (Бахвалов и др., 1992; Иголкина, Белоглазова, 1996). Основное положение этой методики сводится тому, что по кривой магнитной восприимчивости и кривым горизонтальной и вертикальной составляющих геомагнитного поля выделяются интервалы магнитных пород в разрезе скважины, в пределах которых магнитное поле можно считать постоянным. Мощность этих участков может быть сколь угодно мала, вплоть до шага дискретизации зарегистрированных кривых (0.1 м).

Естественная намагниченность горных пород является векторной суммой индуцированной и остаточной намагниченностей:

$$\vec{I}_n = \vec{I}_r + \vec{I}_j,$$

при этом $I_{iz} = \alpha Z_a$ и $I_{ih} = \alpha H_a$ – вертикальная и горизонтальная составляющие индуцированной намагниченности горных пород,

α – магнитная восприимчивость горных пород, Z_a и H_a – аномальные значения вертикальной и горизонтальной составляющих геомагнитного поля,

I_{iz} и I_{ih} – вертикальная и горизонтальная составляющие остаточной намагниченности горных пород.

Так как при расчетах намагниченности используется $Z_a = Z_{изм} - Z_0$ и $H_a = H_{изм} - H_0 \cos A_{Низм}$, то очень важное значение имеет выбор значений составляющих нормального геомагнитного поля (Z_0 и H_0). Азимут измеренной горизонтальной составляющей учитывается также и при вычислении остаточной горизонтальной намагниченности: $I_{ih} = I_{nh} - I_{ih} \cos A_{Низм}$ (Белоглазова и др., 2014).

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Скарново-магнетитовые месторождения Урала весьма разнообразны по геолого-структурным и морфологическим особенностям, связи с интрузивным магматизмом, характеру распределения в пределах рудных зон и располагаются в виде линейно-вытянутых рудных поясов или зон. Поясовое чередование структурно-формационных зон отражает линейно-складчатое строение Урала. Месторождения в пределах рудных зон распределены неравномерно или дискретно в виде отдельных рудных районов или рудных узлов, связанных с центрами базальтоидного магматизма. Эти центры представляют собой преимущественно отдельные структурно-тектонические блоки, ограниченные, как правило, разрывными нарушениями. Строение таких блоков заметно различается (Месторождения..., 1999). Железорудные месторождения восточного склона Полярного Урала обособлены с севера на юг в Щучинском, Собском и Войкарском синклинариях, которые являются рудными районами и составляют северную часть Тагил-Магнитогорского прогиба. Изучаемая площадь располагается в пределах Щучинской зоны, которая располагается на северном окончании Восточно-Уральской мегазоны. На западе она ограничивается региональным разломом, входящим в систему Главного Уральского разлома. В строении зоны участвуют осадочные и вулканогенно-осадочные образования ордовика, силура, девона и карбона, прорванные разновозрастными интрузиями различного состава (Воронов, Бабушкин, 2002).

В формировании железоскарновых объектов, связанных с последующими контактово-метасоматическими, гидротермальными процессами, обусловившими сульфидную минерализацию, важную роль имели тектонические явления. Глубинные и сопряженные с ними разломы (Юньгинский и Харутский) являлись, по-видимому, рудоконтролирующими, а контактово-метасоматические и гидротермальные зоны – рудогенерирующими. Известные в Щучинском рудном районе месторождения и рудопоявления железа скарново-магнетитовой формации группируются в два рудных поля – Юньгинское и Тальбейское (рис. 1).

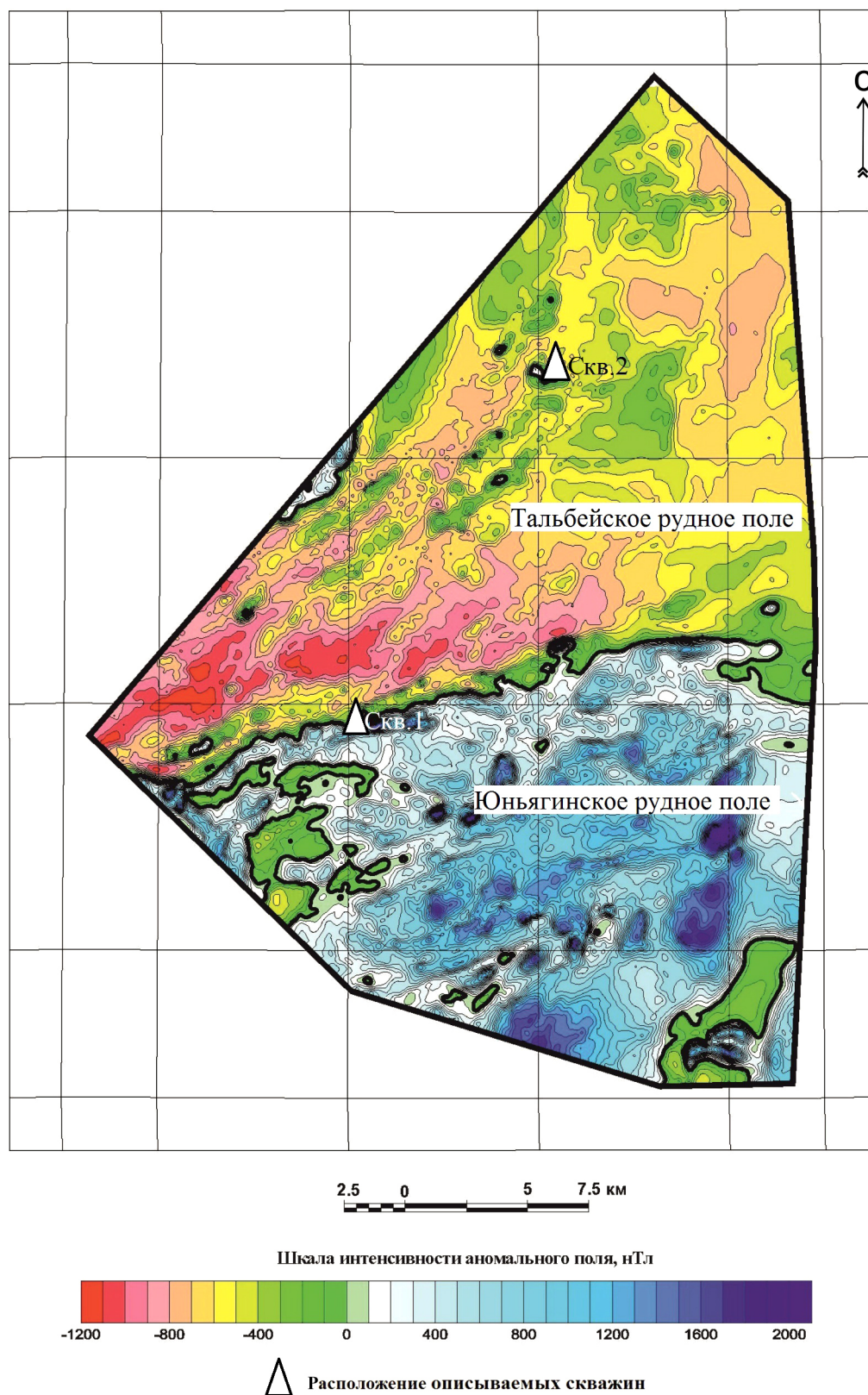


Рис. 1. Карта аномального магнитного поля изучаемого района (И.В. Молодцов, В.Г. Мавричев и др., 2006ф).

Fig. 1. Map of the anomalous magnetic field of the studied area (I.V. Molodtsov, V.G. Mavrichev et al., 2006f).

Юньягинское рудное поле представлено эффузивно-осадочной толщей, сложенной пироксеновыми порфиритами и пироксен-плаггиоклазовыми порфиритами и их туфами. Толща прорвана плаггиогранитами, аплитами и габбро Масловского блока и вместе с ними интенсивно изменена и превращена в метасоматические “роговики”, эпидотовые, эпидот-гранатовые, пироксен-амфибол-гранатовые и магнетитовые контакто-инфильтрационные скарны. Роговики обрамляют скарново-магнетитовую зону и тем самым ограничивают ее развитие. В этих отложениях локализованы скарново-магнетитовые месторождения юньягинской группы Юньягинского рудного поля. Одна из главных особенностей описываемых образований заключается в их несогласном, трансгрессивном залегании на различных горизонтах более древних пород и развитии в нижних частях базальных полимиктовых конгломератов, гравелитов и песчаников. Юньягинское рудопроявление, являясь месторождением пластового типа, располагается в останцах вулканогенно-карбонатного субстрата среди диоритов. Их становление протекало под интенсивным интрузивным и флюидным давлением, что обеспечило преимущественно блочные формы скарнирования и оруденения.

Геологическая позиция месторождений Юньягинского комплекса определяется приуроченностью к зоне крупного и весьма протяженного разлома, контролирующего с юга на север резкую смену высокоинтенсивного положительного магнитного поля на спокойное – отрицательное. Данная градиентная зона является границей между габброидами Масловского и Малыкского блоков (Воронов, Бабушкин, 2002).

Тальбейское рудное поле характеризуется спокойным характером магнитного поля и его пониженным уровнем, что обусловлено развитием здесь палеозойских вулканогенно-осадочных комплексов, присутствием наложенных мезозойских впадин, выполненных толщей терригенных осадков (Калмыков, Трусов, 2015) и наиболее высоким на севере Урала положением геофизического “базальтового” слоя. Рудное поле размещается в габброидах Малыкского блока на контакте с вулканогенными породами раннего силура и прослеживается субмеридионально вдоль Харутского глубинного разлома. Его центральная часть представлена скарново-рудной зоной, состоящей из обособленных тел пироксен-гранатовых скарнов, в различной степени обогащенных магнетитом и вмещенных в габброиды. Месторождения и проявления данной площади относятся к типу скарновых автореакционных. Рудные тела имеют общее юго-восточное крутое падение (Нечкин, Гараева, 2000).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

В ходе исследования данной площади нами изучены две скважины, расположенные в этих рудных полях. По результатам скважинной магнитометрии, проведенной в двух скважинах железорудного месторождения восточного склона Полярного Урала, рассчитаны:

углы и азимуты падения подсеченных скважинами магнитных тел;

вертикальные составляющие полной, индуцированной и остаточной намагниченностей по формулам:

$$J_z = \frac{\Delta Z}{4\pi} = \frac{(Z_0 - Z_1)}{4\pi},$$

$$J_{iz} = Z_0 \alpha,$$

$$J_{nz} = J_z - J_{iz}.$$

Фактор Q_z , определяемый по результатам измерений вертикальной составляющей магнитного поля представляет собой отношение вертикальных компонент остаточной J_{nz} и индуцированной J_{iz} намагниченностей:

$$Q_z = - \left(\frac{Z_{ai}/Z_0 + 2\pi\alpha Z_0}{2\pi\alpha Z_0} \right),$$

где α – магнитная восприимчивость; Z_{ai} – аномалия вертикальной составляющей магнитного поля пересеченных скважиной магнитных пород; Z_0 – вертикальная составляющая нормально-го магнитного поля, постоянная для района работ.

Этот параметр не зависит от концентрации ферромагнетика и позволяет оценить сохранность намагниченности и тип магнитной минерализации при условии, что породы были образованы в одинаковой обстановке.

Скважина № 1, расположенная в Юньягинском рудном поле, пробурена в зоне локальной положительной магнитной аномалии интенсивностью 1400 нТл (см. рис. 1). В разрезе скважины, по геологическим данным, присутствуют габбро, андезит-базальтовые порфириды, магнетитовая руда, на глубине 73.3–94.0 м отмечена зона скарнирования.

На диаграммах трехкомпонентной скважинной магнитометрии, проведенной в этой скважине, отмечается три аномалии пересечения (рис. 2).

Самая интенсивная аномалия, обусловленная подсечением богатых вкрапленных магнетитовых руд с содержанием магнетитового железа 50–60 мас. %, отмечается в интервале глубин 25.0–47.0 м на диаграмме магнитной восприимчивости интенсивностью до $216\,000 \times 10^{-5}$ ед. СИ. На диаграммах составляющих магнитного поля и магнитного азимута также отмечаются аномалии высокой интенсивности в интервале глубин 25.0–60.0 м. Интенсивность аномалии вертикальной составляющей магнитного поля (Z_a) изменяется от –50 000 нТл в верхней части аномалии до –15 000 нТл в ниж-

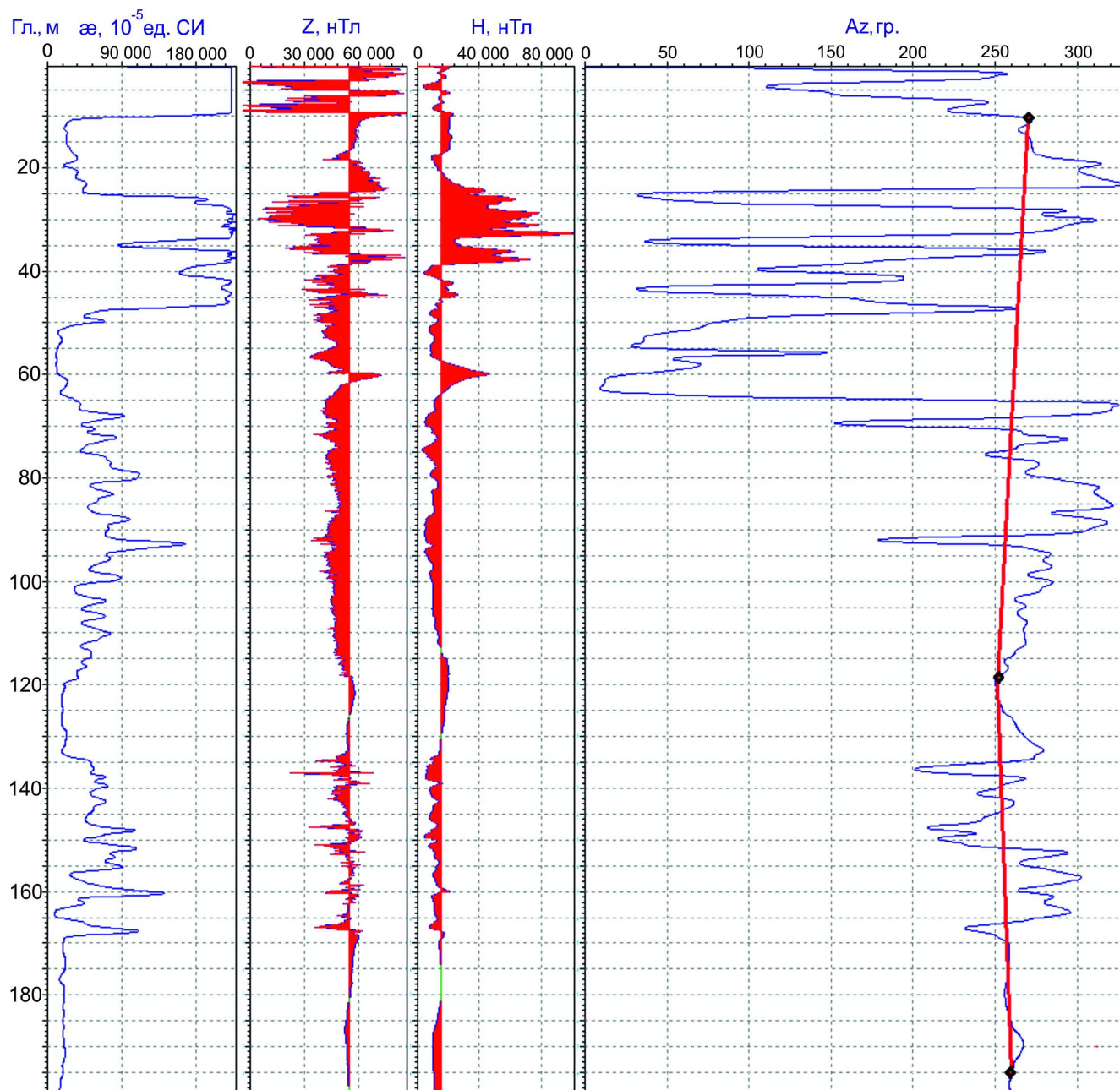


Рис. 2. Результаты скважинной магнитометрии в скважине № 1 на Юньягинском рудном поле.

α – магнитная восприимчивость; Z, H – вертикальная и горизонтальная составляющие магнитного поля; Az – магнитный азимут скважины.

Fig. 2. The results of borehole magnetometry in well No. 1 at the Yunyaginsky ore field.

α – is the magnetic susceptibility; Z, H – are the vertical and horizontal components of the magnetic field; Az – is the magnetic azimuth of the well.

ней части. Наиболее интенсивная аномалия по горизонтальной составляющей магнитного поля (H_h) наблюдается тоже в верхней части пласта и достигает 70 000 нТл. Величина аномалии магнитного склонения изменяется от 50° при подходе к пласту

до –260° внутри пласта. Несоответствие по глубинам аномальных зон магнитной восприимчивости и составляющих геомагнитного поля свидетельствует о том, что скважиной подсечено наклонное рудное тело в краевой части – частичное пересече-

ние, когда скважиной подсекается только небольшая часть рудного тела, а основное тело находится в стороне от скважины.

В интервалах глубин 67.0–119.0 и 134.0–168.0 м выделяются еще две аномалии пересечения меньшей интенсивности, обусловленные подсечением рудных тел с содержанием магнетитового железа не более 10 мас. %. Магнитная восприимчивость в этих интервалах меняется от $72\,000 \times 10^{-5}$ ед. СИ до $144\,000 \times 10^{-5}$ ед. СИ, Z_a – до $-15\,000$ нТл, H_a – до $15\,000$ нТл. Величина аномалии магнитного склонения варьируется от $+70^\circ$ до -120° . В этих интервалах аномалии магнитной восприимчивости и составляющих геомагнитного поля практически совпадают по глубине, что свидетельствует о субгоризонтальном расположении подсеченных тел.

В результате вычислений с помощью программы, написанной в лаборатории скважинной геофизики, рассчитаны углы и азимуты падения магнитных пород, подсеченных скв. № 1 (рис. 3). Угол падения пласта откладывается от горизонтали, а азимут падения – от магнитного севера. Для перехода к географической системе координат необходимо в значение магнитного азимута ввести поправку за магнитное склонение. В районе, где пробурена скважина, магнитное склонение равно -4° .

Проведенные расчеты подтверждают заключения, сделанные при анализе диаграмм скважинной магнитометрии: угол падения кровли верхнего тела около 40° , в то время как углы падения 2-го и 3-го пластов находятся в диапазоне 5 – 25° . Азимут падения верхнего пласта составляет 300° (СЗ), падение 2-го пласта можно определить как восточное, а третьего – как юго-западное.

Результаты расчетов составляющих вертикальной намагниченности представлены на рис. 4. При анализе полученных диаграмм можно сделать вывод, что все рудные подсечения в этой скважине имеют разный тип минерализации.

В интервале подсечения богатых вкрапленных руд (25.0–47.0 м) индуцированная намагниченность J_{iz} имеет положительную полярность и изменяется в диапазоне 80–100 А/м, естественная остаточная намагниченность J_{nz} отрицательная, ее величина достигает -100 А/м, а для полной вертикальной составляющей намагниченности J_z характерна знакопеременная полярность, значения которой изменяются от -2 до $+3.2$ А/м. Значения Q_z изменяются от -0.93 до -1.04 , а так как выше уже отмечалось, что фактор Q_z представляет собой отношение J_{nz}/J_{iz} , то, соответственно, значения, близкие или равные единице, свидетельствуют о высоком уровне сохранности остаточной намагниченности горных пород.

В интервалах глубин 67.0–119.0 и 134.0–168.0 м, где скважиной подсечены бедные магнетитовые руды, кривые J_{iz} и J_{nz} в большей степени дифференцированы, величина J_{iz} находится в пределах

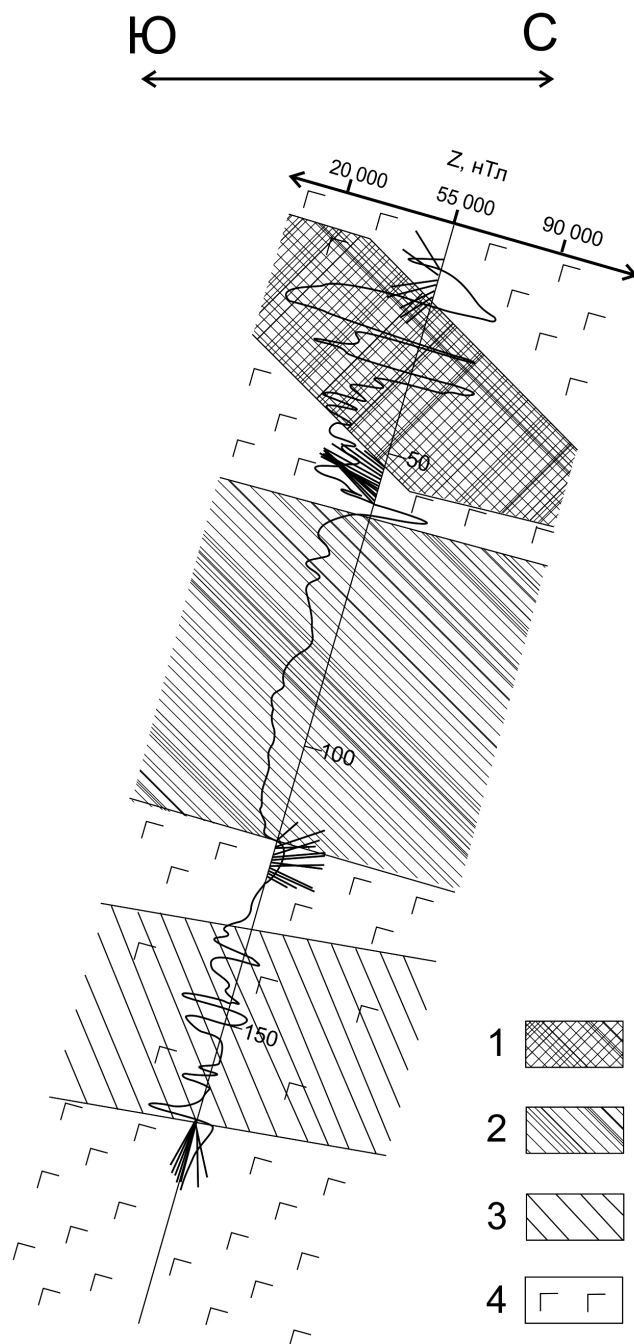


Рис. 3. Построение геологического разреза по результатам определения элементов залегания намагниченных тел, подсеченных скважиной № 1.

1 – габбро с вкрапленностью магнетита 50–60 мас. %,
2 – габбро с вкрапленностью магнетита до 10 мас. %,
3 – габбро с вкрапленностью магнетита 2–3 мас. %,
4 – габбро.

Fig. 3. Construction of a geological section based on the results of determining the elements of occurrence of magnetized bodies cut by a well No. 1.

1 – gabbro with magnetite inclusions of 50–60 wt %,
2 – gabbro with magnetite inclusions of up to 10 wt %,
3 – gabbro with magnetite inclusions of 2–3 wt %,
4 – gabbro.

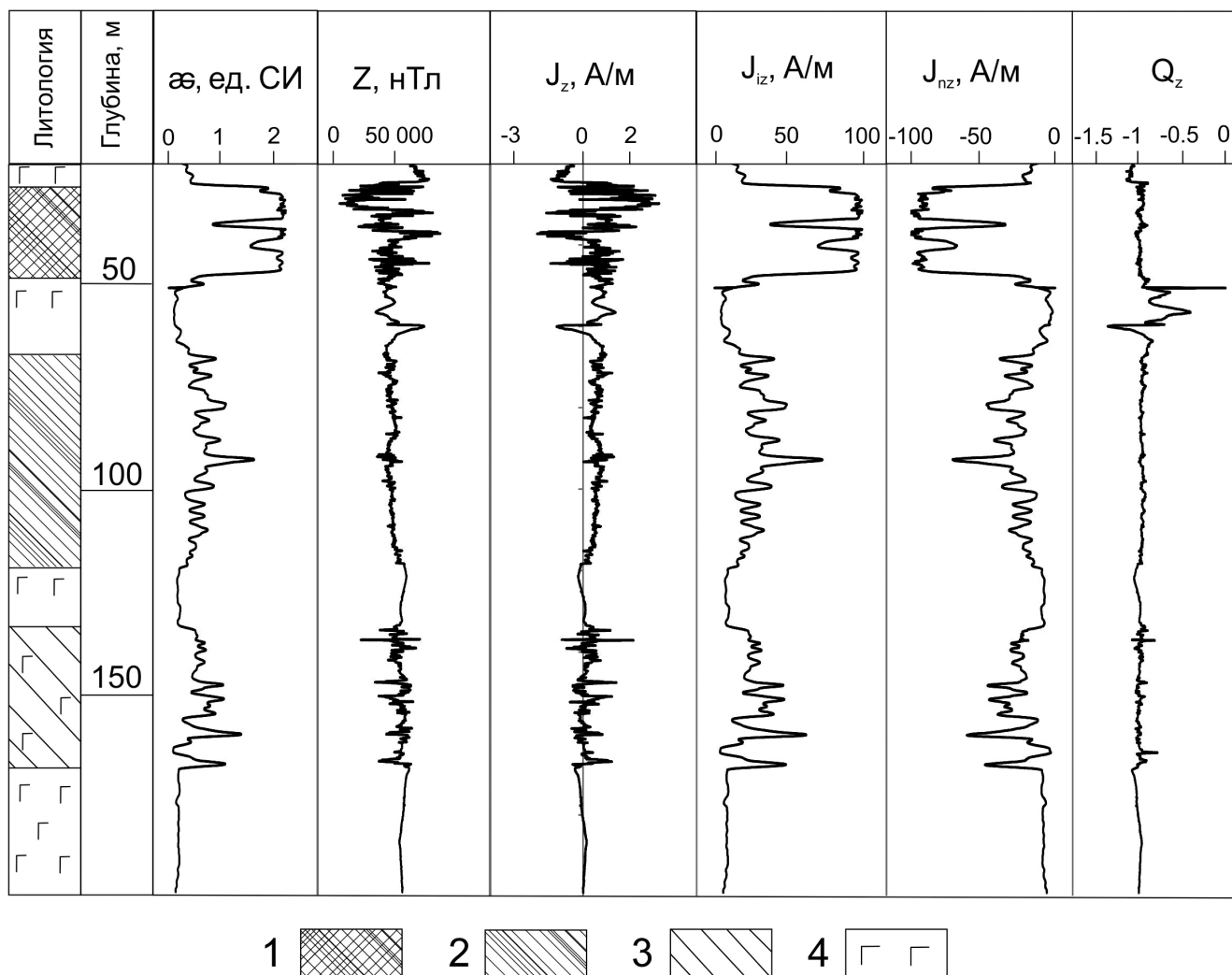


Рис. 4. Результаты определения вертикальных составляющих полной J_z , индуцированной J_{iz} , остаточной J_{nz} намагниченностей и фактора Q_z по скважине № 1.

1 – габбро с вкрапленностью магнетита 50–60 мас. %; 2 – габбро с вкрапленностью магнетита до 10 мас. %; 3 – габбро с вкрапленностью магнетита 2–3 мас. %; 4 – габбро.

Fig. 4. The results of determining the vertical components of the total J_z , induced J_{iz} , residual J_{nz} magnetization and the Q_z factor for well No. 1.

1 – gabbro with magnetite inclusions of 50–60 wt %; 2 – gabbro with magnetite inclusions of up to 10 wt %; 3 – gabbro with 2–3 wt % magnetite inclusions; 4 – gabbro.

25–60 A/m, J_{nz} отрицательная и изменяется от –19 до –66 A/m, полная вертикальная составляющая J_z в интервале глубин 67.0–119.0 м имеет прямую полярность и изменяется в пределах 0.1–1.3 A/m, а в интервале 134.0–168.0 м – знакопеременный характер и изменяется от –0.8 до +2.0 A/m.

Скважина № 2 (рис. 5) находится в пределах Тальбейского рудного поля в зоне отрицательных значений аномального магнитного поля Земли. Наземная магнитная аномалия на участке расположения скважины понижается до –400 нТл (см. рис. 1).

Скважиной вскрыты в основном базальтовые, андезитобазальтовые и андезитовые порфири-ты, с которыми связаны вкрапленные магнетитовые руды, с содержанием магнетитового железа от 3 до 20 мас. %. Величина магнитной восприимчивости изменяется от $15\,000 \times 10^{-5}$ ед. СИ (интервал 110.0–129.0 м), $30\,000 \times 10^{-5}$ ед. СИ (интервал 30.0–55.0 м) до $60\,000 \times 10^{-5}$ ед. СИ. Аномалии составляющих магнитного поля довольно слабой интенсивности по глубинам совпадают с аномалиями магнитной восприимчивости и имеют симме-

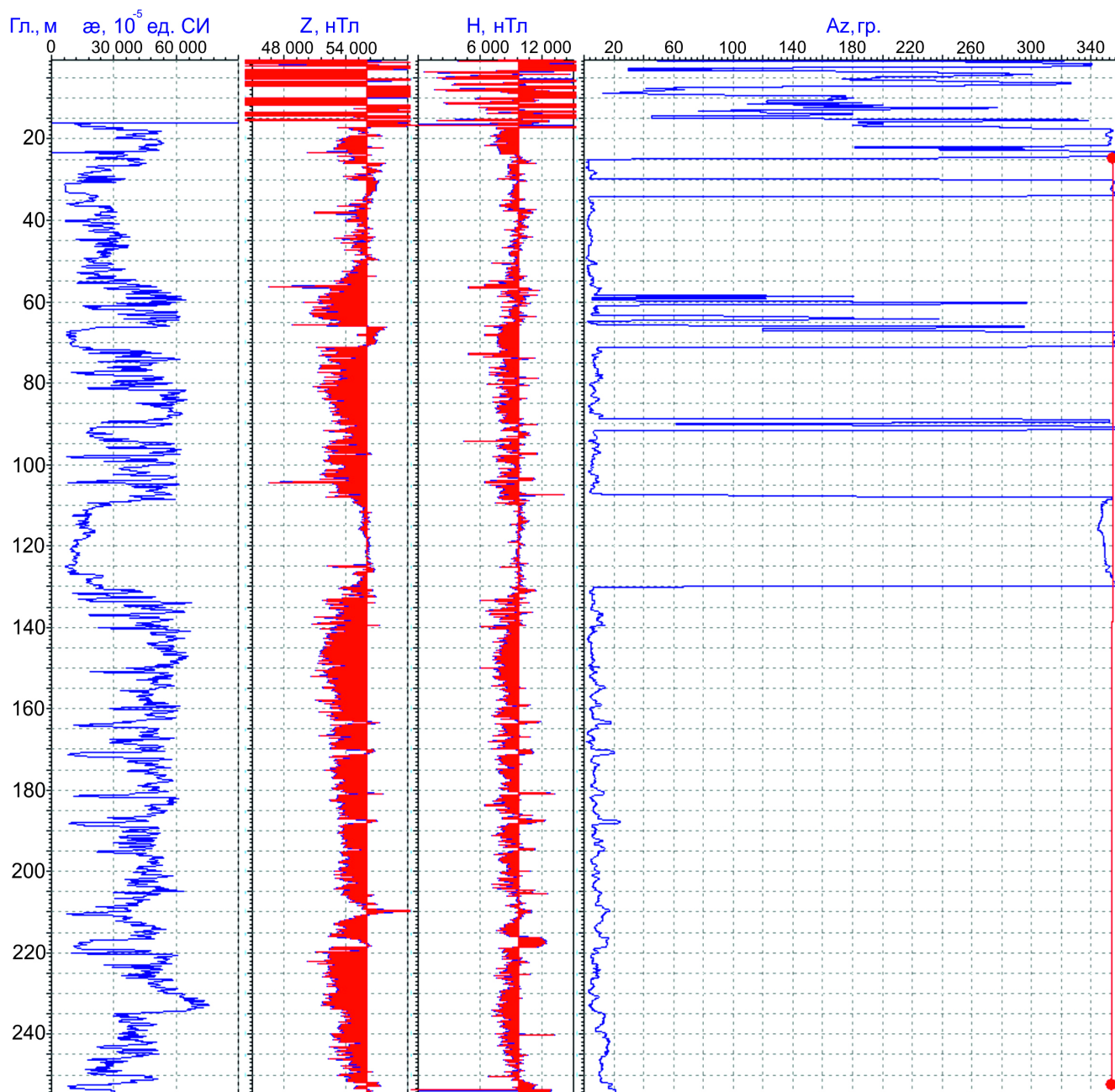


Рис. 5. Результаты скважинной магнитометрии в скважине № 2 на Тальбейском рудном поле, где κ – магнитная восприимчивость, Z , H – вертикальная и горизонтальная составляющие магнитного поля, Az – магнитный азимут скважины.

Fig. 5. The results of downhole magnetometry in well No. 2 at the Talbay ore field, where κ – is the magnetic susceptibility, Z , H – are the vertical and horizontal components of the magnetic field, Az – is the magnetic azimuth of the well.

тричный вид. Наибольшее отклонение вертикальной составляющей Z от нормального поля не превышает -4500 нТл, горизонтальной составляющей H -3300 нТл. Магнитный азимут в наиболее магнитных интервалах меняет направление с С-СЗ на С-СВ, интенсивность аномалии не превышает 20 град.

Такое соотношение кривых может свидетельствовать о том, что скважина подсекла рудные тела в центральной части.

В результате вычислений рассчитаны углы и азимуты падения магнитных пород, подсеченных скв. № 2 (рис. 6). По расчетам элементов залегания

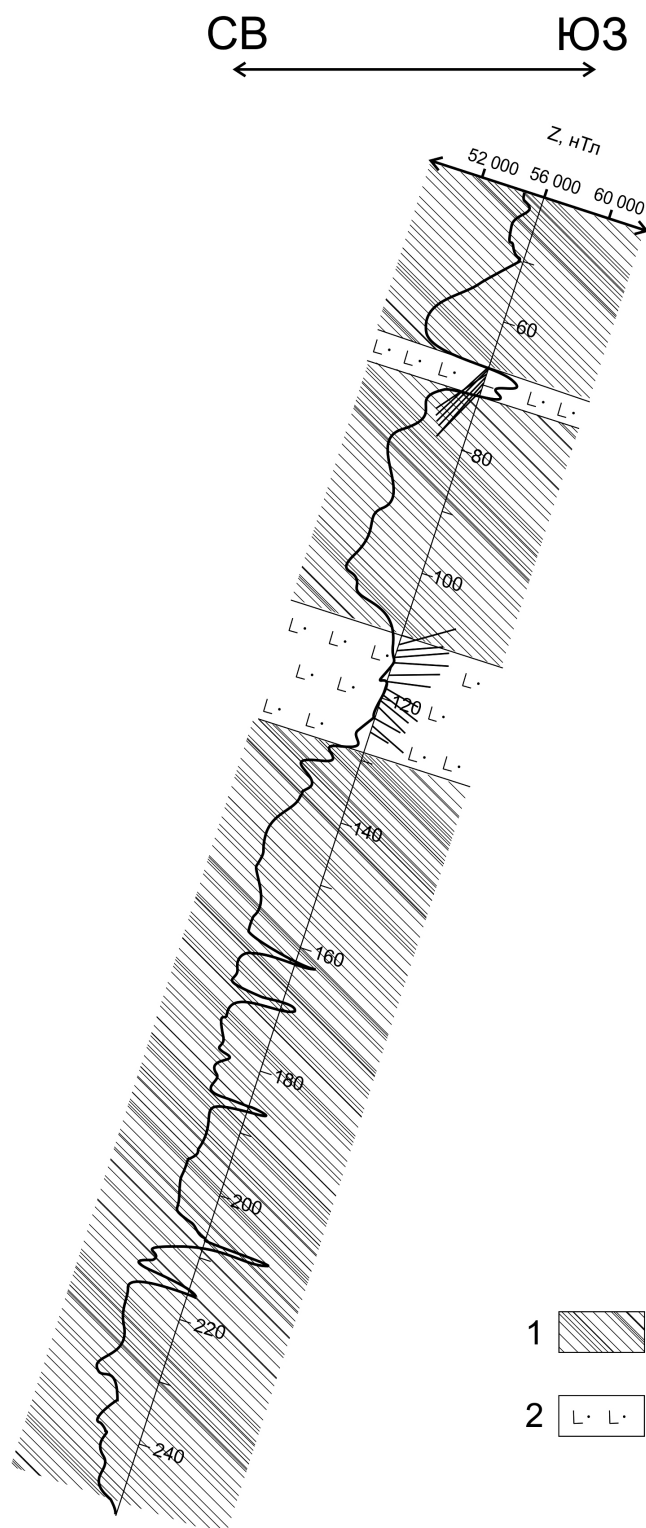


Рис. 6. Построение геологического разреза по результатам определения элементов залегания намагниченных тел, подсеченных скважиной № 2.

1 – магнетитовая руда, содержание магнетита до 15 мас. %; 2 – базальтовый порфирит.

Fig. 6. Construction of a geological section based on the results of determining the elements of occurrence of magnetized bodies cut by well No. 2.

1 – magnetite ore, magnetite content up to 15 wt %; 2 – basalt porphyrite.

дуцированной J_{iz} , остаточной J_{nz} намагниченностей и фактора Q_z по скв. № 2. Как и в скв. № 1, породы, вскрытые скв. № 2, характеризуются положительной индуцированной вертикальной намагниченностью J_{iz} , величина которой близка к 30 А/м, остаточная вертикальная намагниченность J_{nz} имеет обратную полярность и значение порядка минус 30 А/м, полная вертикальная намагниченность по всему разрезу скважины имеет положительную полярность, и ее значения примерно равны 0.1–0.3 А/м. Значение фактора $Q_z \approx -1$ свидетельствует о том, что разнонаправленные остаточная и индуцированная намагниченности практически компенсируют друг друга, в результате чего полная намагниченность J_z имеет очень низкие значения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ данных скважинной магнитометрии, проведенной на Юньягинском рудном поле, подтверждает, что источниками магнитных аномалий на этой площади являются приповерхностные магнитные тела с высоким содержанием магнетитового железа, но небольшой мощности. Изучение магнитных характеристик подсечений магнетитовых руд позволило выделить различия в типах оруденения как в пределах одной скважины, так и в разных рудных полях. Так, по разрезу скв. № 1, расположенной в Юньягинском рудном поле, по результатам расчетов намагниченности горных пород в естественном залегании по измерениям в скважине внутреннего магнитного поля и магнитной восприимчивости горных выделяется три типа магнитной минерализации, различающиеся по величине и направлению полной, индуцированной и естественной остаточной вертикальной намагниченности. Определение по скачкам магнитного поля элементов залегания рудных тел, подсеченных скважиной, подтверждают их несогласное, трансгрессивное залегание на различных горизонтах, указанное в геологическом описании этого района.

В скв. № 2, расположенной в Тальбейском рудном поле, породы менее магнитны, но имеют

рудных тел угол падения верхнего пласта около 40° , а нижнего – $20\text{--}25^\circ$. Азимут падения верхнего пласта составляет около 180° (Ю), падение второго пласта можно определить как Ю-ЮВ.

На рис. 7 представлены результаты определения вертикальных составляющих полной J_z , ин-

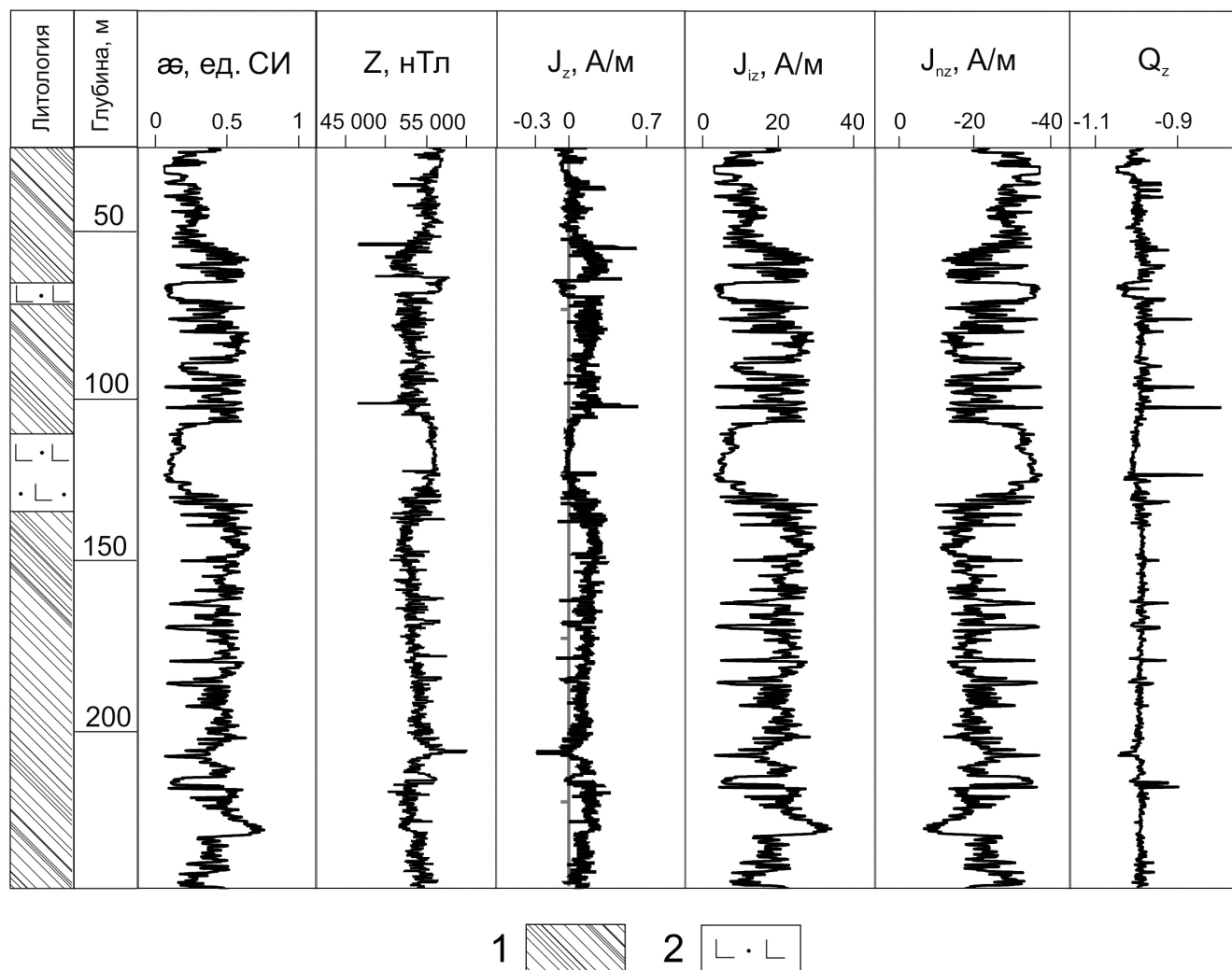


Рис. 7. Результаты определения вертикальных составляющих полной J_z , индуцированной J_{iz} , остаточной J_{nz} намагниченностей и фактора Q_z по скв. № 2.

1 – магнетитовая руда, содержание магнетита до 15 мас. %; 2 – базальтовый порфирит.

Fig. 7. The results of determining the vertical components of the total J_z , induced J_{iz} , residual J_{nz} magnetization and the Q_z factor for well No. 2.

1 – magnetite ore with a magnetite content of up to 15 wt %; 2 – basalt porphyrite.

большую мощность и характеризуются одним типом магнетитовой минерализации. На Тальбейском рудном поле основным источником аномалии, по-видимому, являются бедные магнетитовые руды (содержание железа 10–15 мас. %), связанные с базальтовыми порфиритами, заполняющими синклиналь, “образованную” скарнами. В целом поле размещается в менее магнитных породах фундамента, чем Юньягинское рудное поле. Рудообразование Тальбейского поля подверглось сильному гистерогенному разложению, что, вероятно, и повлияло на величину его магнетито-

вой минерализации и такое сильное отличие его магнитных характеристик от пород Юньягинского рудного поля.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Астраханцев Ю.Г., Белоглазова Н.А. (2012) Комплексная магнитометрическая аппаратура для исследования сверхглубоких и разведочных скважин. Екатеринбург: УрО РАН, 120 с.
Бахвалов А.Н., Иголкина Г.В., Портнов В.С. (1992) Определение намагниченности пород в скважине по результатам измерения магнитного поля и восприим-

- чивости. *Геология и разведка. Изв. вузов.* (2), 116-121.
- Белоглазова Н.А., Глухих И.И., Корнилов В.С., Кощеева Е.А. (2014) К вопросу определения намагниченности горных пород по результатам трехкомпонентных скважинных измерений. *Уральск. геофиз. вестн.*, (2), 22-29.
- Воронов В.Н., Бабушкин Л.А. (2002) Щучинский синклиний и перспективы его рудоносности. *Уральск. геол. журн.*, (1), 115-125.
- Говорков В.А. (1960) Электрические и магнитные поля. Изд 2-е. М.; Л. Госэнергоиздат, 463 с.
- Иголкина Г.В. (2007) Изучение намагниченности горных пород в естественном залегании по данным измерений в сверхглубоких и глубоких скважинах. *Вестн. МГТУ*, 10(2), 244-250.
- Иголкина Г.В. (2002) Скважинная магнитометрия при исследовании сверхглубоких и глубоких скважин. Екатеринбург: УрО РАН, 214 с.
- Иголкина Г.В., Белоглазова Н.А. (1996) Определение намагниченности пород по измерениям внутреннего магнитного поля и магнитной восприимчивости в сверхглубоких скважинах. *Теория и практика геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей*. Воронеж: Квадрат, 86-87.
- Калмыков Б.А., Трусов А.А. (2015) Особенности внутреннего строения палеозойских комплексов Щучинского синклинория Полярного Урала по аэрогеофизическим данным. *Разведка и охрана недр*, (12), 57-64.
- Магниторазведка: Справочник геофизика. (1990) (Под ред. В.Е. Никитского, Ю.С. Глебовского). Изд. 2-е, перераб. и доп. М.: Недра, 470 с.
- Месторождения полезных ископаемых Урала. (1999) (Отв. ред. В.А. Коротеев, В.А. Прокин). Екатеринбург: УрО РАН, 184 с. ISBN5-7691-0936-X.
- Нечкин Г.С., Гараева А.А. (2000) Тальбейская железорудная зона в Щучинской структуре (Полярный Урал). *Металлогения и геодинамика Урала*. Тез. докл. III Всеуральск. металлогенич. совещ. Екатеринбург, 128-132.
- Пономарев В.Н., Бахвалов А.Н. (1964) Интерпретация скачка магнитного поля, наблюдаемого в скважине при переходе через границу намагниченного тела. *Прикладн. геофизика*. М.: Недра, вып. 54, 111-119.
- Пономарев В.Н., Бахвалов А.Н. (1975) Методика магнитных измерений в скважинах и интерпретация результатов. *ЭИ. Сер. региональная, разведочная и промысловая геофизика*. М.: ВИЭМС, вып. 13, 25-56.
- Смайт В. (1954) Электростатика и электродинамика. М.: ИЛ, 604 с.
- (In Russ.)
- Bakhvalov A.N., Igolkina G.V., Portnov V.S. (1992) Determination of the magnetization of rocks in a well based on the results of measuring the magnetic field and susceptibility. *Geologiya i Razvedka. Izv. Vuzov*, (2), 116-121. (In Russ.)
- Beloglazova N.A., Glukhikh I.I., Kornilov V.S., Koshcheeva E.A. (2014) On the issue of determining the magnetization of rocks based on the results of three-component borehole measurements. *Ural'skii Geofiz. Vestnik*, (2), 22-29. (In Russ.)
- Govorkov V.A. (1960) Electric and magnetic fields. 2nd ed. Moscow; Leningrad, Gosenergoizdat Publ., 463 p. (In Russ.)
- Igolkina G.V. (2002) Borehole magnetometry in the study of ultra-deep and deep wells. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 214 p. (In Russ.)
- Igolkina G.V. (2007) Studying the magnetization of rocks in natural occurrence according to measurements in ultra-deep and deep wells. *Vestnik MGTU*, 10(2), 244-250. (In Russ.)
- Igolkina G.V., Beloglazova N.A. (1996) Determination of rock magnetization by measurements of the internal magnetic field and magnetic susceptibility in ultra-deep wells. *Theory and practice of geological interpretation of gravitational, magnetic and electric fields*. Voronezh, Kvadrat Publ., 86-87. (In Russ.)
- Kalmykov B.A., Trusov A.A. (2015) Features of the internal structure of Paleozoic complexes of the Shchuchinsky synclinorium of the Polar Urals according to aerogeophysical data. *Razvedka i Okhrana Nedr*, (12), 57-64. (In Russ.)
- Magnetic exploration: Handbook of Geophysics. (1990) (Ed. V.E. Nikitski, Y.S. Glebovski). 2nd ed., reprint. and additional Moscow, Nedra Publ., 470 p. (In Russ.)
- Mineral deposits of the Urals. (1999) (Ed. V.A. Koroteev, V.A. Prokin). Ekaterinburg, Uro RAN Publ., 184 p. ISBN 5-7691-0936-X. (In Russ.)
- Nechkin G.S., Garaeva A.A. (2000) Talbey iron ore zone in the Shchuchinsky structure (Polar Urals). *Metallogeny and geodynamics of the Urals*. Abstracts of the III All-Ural Metallogenic Meeting. Ekaterinburg, 128-132. (In Russ.)
- Ponomarev V.N., Bakhvalov A.N. (1964) Interpretation of the magnetic field jump observed in a well when crossing the boundary of a magnetized body. *Applied geophysics*. Moscow, Nedra Publ., iss. 54, 111-119. (In Russ.)
- Ponomarev V.N., Bakhvalov A.N. (1975) Methods of magnetic measurements in wells and interpretation of results. *EI. Ser. regional, exploration and field geophysics*. Moscow, VIEMS Publ., iss. 13, 25-56. (In Russ.)
- Smite V. (1954) Electrostatics and electrodynamics. Moscow, FL. 604 p. (In Russ.)
- Voronov V.N., Babushkin L.A. (2002) Shchuchinsky synclinorium and prospects of its ore content. *Ural'skii Geol. Zhurnal*, (1), 115-125. (In Russ.)
- Astrakhansev Yu.G., Beloglazova N.A. (2012) Complex magnetometric equipment for the study of ultra-deep and exploratory wells. Ekaterinburg: UrO RAN, 120 p.

REFERENCES

УДК 550.47:57.044

DOI: 10.24930/2500-302X-2025-25-1-168-181

Вещественный состав продуктов сернокислотного выщелачивания хвостов флотационного обогащения медеплавильных шлаков

А. Л. Котельникова¹, Е. С. Золотова¹, Д. С. Реутов²

¹Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, e-mails: kotelnikova@prm.uran.ru; zolotova@igg.uran.ru

²Институт металлургии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, 101, e-mail: reutov-ds@mail.ru

Поступила в редакцию 20.12.2023 г., принята к печати 23.07.2024 г.

Объект исследований. Хвосты флотации отвальных литых шлаков Среднеуральского медеплавильного завода после 15 ч выщелачивания при 90°C серной кислотой с концентрацией 300 г/дм³. **Цель.** Изучить вещественный состав продуктов выщелачивания хвостов флотации медеплавильных шлаков. На основе полученных данных описать процессы, протекавшие при выщелачивании данного типа отходов. **Материал и методы.** Использованы методы рентгенофлуоресцентного и спектрального анализа (EDX-8000 и CPM-35), масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (NexION 300S), порошковой рентгеновской дифракции (ДРОН-3 и D8 ADVANCE), сканирующей электронной микроскопии (TESCAN MIRA LMS (S6123) со спектрометром INCA Energy 450 X-MaxEDS). **Результаты.** Установлено, что сернокислотное выщелачивание хвостов флотации медеплавильных шлаков сопровождается уменьшением содержания цинка, меди, марганца, мышьяка и увеличением содержания серы в кеке, преимущественно состоящим из SiO₂ (32.5 мас. %) и Fe₂O₃ (18.0 мас. %). С использованием рентгенофазового анализа в продукте выщелачивания обнаружены следующие минеральные фазы: минералы группы пироксенов, аморфный кремнезем, гипс, барит, минералы группы шпинели, сульфиды, сульфатные формы двухвалентного железа, представленные мелантеритом и ссомольнокитом, сульфат трехвалентного железа – кокимбит, который с течением времени окисляется и дегидратируется, превращаясь в ярозит. По данным сканирующей электронной микроскопии, фазовый состав кеков представлен ассоциацией кремнезема, кристаллической серы, кислородсодержащих соединений железа, свинца, цинка, меди и их сульфидов. Во всех вновь образованных железистых фазах присутствует цинк. Мышьяк приурочен к кремнезему. В выделениях серы обнаруживается медь. Кристаллическая сера, как правило, встречается в сочетании с сульфидом. Выявлена редкоземельная минерализация, представленная фосфатом церия, неодима, лантана, а также фосфатом неодима в ассоциации с ниобием и висмутом. Фазовый состав кеков является отражением протекающих во время выщелачивания химических процессов – электрохимического окисления сульфидов, кислотного гидролиза силикатов, реакций ионного обмена. **Выводы.** Полученные данные по химическому и минералогическому составу продуктов сернокислотного выщелачивания хвостов флотации медеплавильных шлаков представляют интерес для разработки эффективных способов их использования, утилизации или захоронения с учетом экологических последствий для окружающей среды.

Ключевые слова: медеплавильные шлаки, хвосты флотации, выщелачивание, утилизация отходов

Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № 123011800011-2

Material composition of sulfuric acid leaching products of copper smelting slag flotation tailings

Alla L. Kotelnikova¹, Ekaterina S. Zolotova¹, Dmitry S. Reutov²

¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620010, Russia, e-mails: kotelnikova@prm.uran.ru; zolotova@igg.uran.ru

²Institute of Metallurgy, UB RAS, 101 Amundsen st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mail: reutov-ds@mail.ru

Received 20.12.2023, accepted 23.07.2024

Research subject. The flotation tailings of the dump cast slag of the Sredneuralsk Copper Smelter (“SUMZ”) were leached with sulfuric acid at a concentration of 300 g/dm³ at 90°C for at least 15 hours. **Aim.** To study the material com-

Для цитирования: Котельникова А.Л., Золотова Е.С., Реутов Д.С. (2025) Вещественный состав продуктов сернокислотного выщелачивания хвостов флотационного обогащения медеплавильных шлаков. *Литосфера*, **25**(1), 168–181. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-1-168-181>. EDN: APSQIT

For citation: Kotelnikova A.L., Zolotova E.S., Reutov D.S. (2025) Material composition of sulfuric acid leaching products of copper smelting slag flotation tailings. *Lithosphere (Russia)*, **25**(1), 168–181. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-1-168-181>. EDN: APSQIT

position of leaching products of copper smelting slag flotation tailings. Based on the data obtained, we will describe the processes that occurred during the leaching of this type of waste. *Material and methods.* The methods used were X-ray fluorescence and spectral analysis (EDX-8000 and CPM-35), mass spectrometry with inductively coupled plasma (NexION 300S), powder X-ray diffraction (DRON-3 and D8 ADVANCE), scanning electron microscopy (TESCAN MIRA LMS (S6123) with INCA Energy 450 X-MaxEDS spectrometer). *Results.* It has been established that sulfuric acid leaching of copper smelting slag flotation tailings is accompanied by a decrease in the content of zinc, copper, manganese, arsenic and an increase in the sulfur content in the cake, mainly consisting of SiO_2 (32.5 wt %) and Fe_2O_3 (18.0 wt %). X-ray phase analysis of the leaching product revealed the following mineral phases: minerals of the pyroxene group, amorphous silica, gypsum, barite, minerals of the spinel group, sulfides, sulfate forms of ferrous iron, represented by melanterite and ssomolnokite, ferric sulfate – kokimbit, which oxidizes and dehydrates over time, turning into jarosite. According to scanning electron microscopy, the phase composition of cakes is represented by an association of silica, crystalline sulfur, oxygen-containing compounds of iron, lead, zinc, copper and their sulfides. It has been established that zinc is present in all newly formed ferruginous phases. Arsenic is associated with silica. Copper is found in sulfur secretions. Crystalline sulfur is usually found in combination with sulfides. We identified rare earth mineralization represented by cerium, neodymium, lanthanum phosphate, as well as neodymium phosphate in association with niobium and bismuth. The phase composition of cakes is a reflection of the chemical processes occurring during leaching – electrochemical oxidation of sulfides, acid hydrolysis of silicates, ion exchange reactions. *Conclusion.* The obtained data on the chemical and mineralogical composition of the products of sulfuric acid leaching of copper smelting slag flotation tailings are of interest for the development of effective methods for their use and disposal, taking into account the ecological consequences for the environment.

Keywords: copper smelting slag, flotation tailings, leaching, waste disposal

Funding information

The studies are carried out as a part of the IGG UB RAS State assignment (state registration No. 123011800011-2)

Acknowledgements

The authors are deeply grateful to V.F. Ryabinin, initiator of geoecological research at the Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, for participation in conducting field experiments, T.Ya. Gulyaeva (IGG UB RAS), S.A. Petrova (IMet UB RAS) for providing high-quality X-ray diffraction analyzes of minerals, D.V. Kiseleva (IGG UB RAS) for determining the elemental composition of the samples and L.V. Leonova (IGG UB RAS) for assistance in electron microscopic studies.

ВВЕДЕНИЕ

Утилизация отходов – одна из наиболее актуальных проблем металлургических производств по всему миру (Kasikov et al., 2022; Kolesnikov et al., 2022; Makhathini et al., 2023). Шлаки цветной металлургии представляют опасность для окружающей среды из-за большого содержания тяжелых металлов и металлоидов (Zolotova, Ryabinin, 2019; Men et al., 2023). Между тем они могут выступать в качестве дополнительного источника минерального сырья для производства (Fedorov, Amdur, 2021).

Переработка металлургических шлаков является сложным технологичным процессом, однако позволяет сохранить природные ресурсы и имеет меньшую себестоимость, чем извлечение ценных металлов из руды (Хожиев, 2020). Переработка шлаков заключается в дроблении и последующем извлечении металлов, которое происходит с использованием пирометаллургических, гидрометаллургических (флотация, химическое вы-

щелачивание или биовыщелачивание) и комбинированных пирогидрометаллургических подходов (Kasikov et al., 2022).

На медеплавильных производствах для переработки шлаков преимущественно используется метод флотации (Современные технологии..., 2019; Zhai et al., 2022). В качестве отходов накапливаются хвосты обогащения, представляющие собой тонкодисперсный, механоактивированный материал, который по большей части передается на захоронение. Однако в хвостах флотации продолжает оставаться достаточное количество меди и цинка, что позволяет его рассматривать как потенциальное техногенное сырье.

В настоящее время продолжают разрабатываться методы и технологические решения наиболее эффективного извлечения меди, цинка, кобальта, железа из хвостов флотации медеплавильных шлаков. Наибольший интерес вызывают гидрометаллургические методы, в том числе сернокислотное выщелачивание (Muravyov et al., 2012; Urosevic et

al., 2015; Seyrankaya, 2022). В результате переработки хвостов флотации медеплавильных шлаков накапливается новый вид отходов, который нуждается во всестороннем изучении для обеспечения целей рационального использования и безопасного захоронения. На данный момент нет углубленных исследований вещественного состава продуктов выщелачивания хвостов флотации медеплавильных шлаков.

В Свердловской области в ходе инвентаризации техногенных объектов в 1995 г. зафиксировано более 700 тыс. т отвальных шлаков цветной металлургии. Дефицит меднорудного сырья стимулировал ОАО Среднеуральский медеплавильный завод (СУМЗ) и ОАО Кировоградский медеплавильный комбинат начать обработку этих техногенных отходов в качестве источника медно-цинкового концентрата.

Хвосты флотации медеплавильных шлаков СУМЗа, так называемые технические пески, содержат около 3.4 мас. % цинка, 0.4 мас. % – меди, 0.4 мас. % – свинца, 35 мас. % – железа. Анализ фазового и минерального состава технических песков (Котельникова, Рябинин, 2018) позволил заключить, что одним из способов извлечения меди и цинка можно рассматривать агитационное выщелачивание водными растворами минеральных кислот. Для СУМЗа, на котором производится серная кислота, предпочтительнее использовать сернокислотное выщелачивание (Реутов и др., 2015). Установлены зависимости извлечения цинка и меди от концентрации серной кислоты, температуры и продолжительности процесса (Реутов, Халезов, 2015). В результате переработки хвостов флотации медеплавильных шлаков накапливается сульфатсодержащий кек, который нуждается во всестороннем изучении для обеспечения целей рационального использования и безопасного захоронения.

Цель данного исследования заключается в изучении вещественного состава продуктов сернокислотного выщелачивания хвостов флотации отвальных шлаков Среднеуральского медеплавильного завода, а также в описании на основе полученных данных процессов, протекавших при выщелачивании технических песков.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Хвосты флотации отвальных литых медеплавильных шлаков Среднеуральского медеплавильного завода подвергались сернокислотному выщелачиванию для извлечения меди и цинка. Эксперимент осуществлен на базе Института металлургии УрО РАН. Выщелачивание проводилось при использовании водного раствора серной кислоты с концентрацией 300 г/дм³, соотношение Т:Ж = 1:4, температура 90 °С, продолжительность процесса

не менее 15 ч. При этих параметрах из хвостов удалось извлечь 73 мас. % меди и 82 мас. % цинка. Образующийся кек составляет примерно 67 мас. % от исходных хвостов.

Химический состав продуктов выщелачивания определяли в Центре коллективного пользования “Геоаналитик” Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН (ИГГ УрО РАН) с использованием рентгенофлуоресцентного энергодисперсионного спектрометра EDX-8000 и рентгеноспектрального микроанализатора CPM-35. Содержание редкоземельных и редкометаллических элементов в отходах определено с использованием квадрупольного масс-спектрометра с индуктивной связанной плазмой NexION 300S. Фазовый состав образца установлен методом порошковой рентгеновской дифракции на дифрактометрах ДРОН-3 (ЦКП “Геоаналитик”) и D8 ADVANCE (Институт металлургии УрО РАН) (Cu-K α излучение, 30кВ, 40 мА, позиционно-чувствительный детектор VANTEC-1, β -фильтр).

Изображения сканирующей электронной микроскопии (SEM), энергодисперсионные спектры (EDS) получены с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN MIRA LMS (S6123), оснащенного спектрометром INCA Energy 450 X-MaxEDS и программным обеспечением AZtecOne с ускоряющим напряжением 20 кВ и временем экспозиции 5 мс/ пиксель. Образцы изучались в насыпных препаратах, напыление углеродное.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Основными компонентами продуктов сернокислотного выщелачивания хвостов флотации отвальных шлаков Среднеуральского медеплавильного завода являются SiO₂ (32.5 мас. %) и Fe₂O₃ (18 мас. %) (табл. 1). По сравнению с исходными хвостами флотации в них меньше цинка, меди, марганца и мышьяка. Значительно увеличилось содержание серы (13.9 мас. %).

Фазовый состав хвостов флотации медеплавильных шлаков СУМЗа значительно меняется после сернокислотного выщелачивания (табл. 2). Основные фазы представлены минералами групп пироксена, шпинели и сульфатов. В составе отходов присутствует также аморфный кремнезем и вторичные сульфиды.

Физико-химические и механические процессы и явления, происходящие при формировании шлаковых отвалов и последующем размоле отвальных шлаков, сходны с вулканогенными процессами, сопровождающимися образованием тонкодисперсного пирокластического материала. Температура образования шлаков СУМЗа оценивается примерно в 1200°С, причем в процессе плавления руды температура достигает 1400°С, а в момент вы-

Таблица 1. Химический состав хвостов флотации медеплавильных шлаков после сернокислотного выщелачивания, мас. %

Table 1. Chemical composition of flotation tailings of copper smelting slags after sulfuric acid leaching, wt %

Элемент	Хвосты флотации медеплавильных шлаков СУМЗ	
	исходные	после выщелачивания
SiO ₂	31.0	32.5
FeO	32.3	—
Fe ₂ O ₃	14.3	18.0
Al ₂ O ₃	7.05	2.94
CaO	4.53	3.07
ZnO	3.28	1.36
MgO	1.64	0.26
S	1.32	13.9
K ₂ O	0.74	0.47
Na ₂ O	0.64	1.02
As ₂ O ₃	0.53	0.09
CuO	0.44	0.14
BaO	0.43	0.33
TiO ₂	0.26	0.16
PbO	0.20	0.17
P ₂ O ₅	0.18	0.02
MnO	0.09	0.03
MoO ₃	0.02	0.03
V ₂ O ₅	0.004	0.004
Ce	5.7·10 ⁻⁴	8.0·10 ⁻⁴
Nd	2.6·10 ⁻⁴	3.8·10 ⁻⁴
La	3.0·10 ⁻⁴	5.0·10 ⁻⁴
Nb	1.0·10 ⁻⁴	1.2·10 ⁻⁴
Bi	0.6·10 ⁻⁴	0.9·10 ⁻⁴
Потери при прокаливании	1.0	25.5

вала шлаков резко падает до 1000°C и ниже. Резкий перепад температур способствует формированию скелетной структуры (типа спинифекс) минералов и стекловатой фазы (Ерохин, Козлов, 2010). При размоле отвального шлака образуются пески с физическими и гранулометрическими свойствами, сходными с вулканическими пеплами (Гирина, 1998; Макаров и др., 2010). Минеральный состав пеплов характеризуется значительным содержанием плагиоклаза (до 42 мас. %) и вулканического стекла (до 48 мас. %) (Гирина, 1998). В хвостах флотации медеплавильных шлаков преобладает фаялит (до 56 мас. %), а содержание стекла не превышает 27 мас. %.

Сходство физических и гранулометрических свойств, а также наличие стекла в составе позволяет рассматривать хвосты флотации медеплавильных шлаков в качестве аналога природных тонкодисперсных пирокластических материалов и с некоторой долей условности говорить о сходности процессов и явлений, происходящих при сер-

нокислотном выщелачивании технических песков и выветривании вулканогенных пород в зонах активного вулканизма.

Условия эксперимента по взаимодействию хвостов с раствором H₂SO₄ при температуре 90°C близки к условиям, которые наблюдаются в районах с интенсивной газогидротермальной деятельностью вулканов. Поэтому имеющиеся сведения по мобилизации петрогенных элементов в природных и экспериментальных гидротермальных системах могут быть в первом приближении применимы к описанию процессов сернокислотного выщелачивания хвостов флотации медеплавильных шлаков.

Физико-химические свойства термальных вод, высокие температуры, низкие величины pH, высокие концентрации анионов, окислительные условия, способствуют накоплению в них металлов.

Л.П. Никитиной при изучении миграции металлов с активных вулканов в бассейн седиментации отмечено, что с понижением кислотности со-

Таблица 2. Фазовый состав хвостов флотации медеплавильных шлаков после сернокислотного выщелачивания, мас. %
Table 2. Phase composition of flotation tailings of copper smelting slags after sulfuric acid leaching, wt %

Минерал	Хвосты флотации медеплавильных шлаков СУМЗ			
	исходные		после выщелачивания	
	1	2	1	2*
Фаялит Fe_2SiO_4	56.4	45.0	—	—
Виллемит Zn_2SiO_4	—	8.0	—	—
Пироксены $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Zn})_2\text{Si}_2\text{O}_6$	—	8.0	—	32
Геденбергит $\text{CaMg}_{0.34}\text{Fe}_{0.66}\text{Si}_2\text{O}_6$	23.2	—	—	—
Петедуннит $\text{CaZn}_{0.81}\text{Fe}_{0.19}\text{Si}_2\text{O}_6$	—	—	12.6	—
Стекло	—	—	—	—
Кварц SiO_2	4.1	30.0	2.7	—
Аморфный кремнезем SiO_2	—	1.0	—	3
Магнетит Fe_3O_4	—	—	—	—
MgFe_2O_4	—	3.5	—	—
Минералы группы шпинели	14.8	—	—	—
Куприт CuO	—	—	—	17
Пирит FeS_2	—	0.5	—	—
Пирротин $\text{Fe}_n\text{S}_{n+1}$	—	1.0	—	—
Ковеллин CuS	—	1.0	—	—
Сфалерит ZnS	—	0.5	—	—
Борнит Cu_5FeS_4	1.5	—	—	3
Ангидрит CaSO_4	—	0.5	—	—
Гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	—	—	6.7	—
Барит BaSO_4	—	—	—	25
Мелантерит $\text{Cu}_{0.09}\text{Zn}_{0.26}\text{Fe}_{0.65}(\text{SO}_4)(\text{H}_2\text{O})_7$	—	—	—	8
Кокимбит $\text{Fe}_3\text{Al}(\text{SO}_4)_6(\text{H}_2\text{O})_{18}$	—	—	1.4	—
Ссомольнокит $\text{Fe}(\text{SO}_4)(\text{H}_2\text{O})$	—	—	20.3	—
Ярозит $\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$	—	—	56.2	—
			—	12

Примечание. 1 – данные Института металлургии УрО РАН, 2 – данные ЦКП “Геоаналитик”. *Анализировался лежалый шлак. Прочерк – не содержит.

Note. 1 – data from the Institute of Metallurgy, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 2 – data from the “Geoanalitik”. *Analyzed the stale slag. The dash does not contain.

держание металлов в водных растворах уменьшается, а кремния – увеличивается. Накоплению железа и алюминия в растворах способствуют сульфат-ионы. Повышение растворимости железа связано также с присутствием хлорид-ионов в водном растворе. Увеличение содержания анионов минеральных кислот в водах приводит к уменьшению содержания кремния. Для ультракислых и кислых термальных вод вулканов предложен ряд миграционной способности элементов $\text{Fe} > \text{Al} > \text{Si} > \text{Ti}$ (Никитина, 1978).

Экспериментальные исследования процессов мобилизации петрогенных компонентов в гидротермальных системах, проведенных в предыдущие годы разными исследователями, обобщены

В.К. Пуртовым и Г.М. Ятлук (1982). Ими показано, что увеличение кислотности растворов способствует накоплению в растворах оснований и в меньшей степени глинозема. Расширенный ряд подвижности элементов в кислой среде представляется как $\text{Fe} > \text{Mg} > \text{Ca} > \text{Na} > \text{K} > \text{Al} > \text{Si} > \text{Ti}$. При пониженных концентрациях H^+ и Cl^- состав растворов характеризуется преобладанием магния над железом, а повышение их концентрации способствует большему накоплению в растворах железа по сравнению с магнием. Активность алюминия, обладающего амфотерными свойствами, в растворах в равновесии с алюмосиликатами максимальна в кислых и щелочных растворах, а в нейтральных – минимальна. Миграционная способ-

ность кремнезема зависит от pH водного раствора, присутствия CO_2 , щелочных и щелочно-земельных элементов.

Миграционные свойства цинка, меди и свинца при окислении сульфидов довольно подробно рассмотрены ранее (Листова, Бондаренко, 1969; Емлин, Рылова, 1986; Халезов, 2013). Установлено, что сильноокислая среда, обусловленная добавлением H_2SO_4 , характеризуется наибольшим разрушением сульфидов и переходом в раствор металлов преимущественно в ионной форме. На первом этапе растворения сера освобождается из кристаллической решетки сульфида, окисляется с образованием промежуточных кислородных соединений. Второй период растворения сульфидов отличается уменьшением скорости растворения из-за образования защитной пленки окисленных продуктов на зернах минералов. При этом промежуточные формы окисления серы переходят в сульфаты, эти процессы сопровождаются повышением окислительно-восстановительного потенциала раствора. Присутствующие в растворе ионы меди и железа, обладающие переменной валентностью, ускоряют каталитические процессы окисления.

Таким образом, в ультракислом растворе серной кислоты будут присутствовать Me^{2+} , SO_4^{2-} , образующийся по схеме $\text{S}^{2-} \rightarrow \text{S}^0 \rightarrow \text{SO}_4^{2-}$. В ограниченном количестве в застойных зонах, например в поровом пространстве, где могут возникать нейтральные или в некоторых случаях слабощелочные растворы за счет взаимодействия водных растворов с силикатами, окисление серы сульфидов будет протекать ступенчато с образованием промежуточных кислородных соединений серы $\text{S}^{2-} \rightarrow \text{S}_n^{2-} \rightarrow \text{S}_2\text{O}_3^{2-} \rightarrow \text{SO}_3^{2-} \rightarrow \text{S}_m\text{O}_6^{2-} \rightarrow \text{SO}_4^{2-}$. Существует мнение, что тиосульфатные и полиитонатные комплексные соединения играют существенную роль в переносе металлов гидротермальными растворами, особенно железа и цинка (Листова, Бондаренко, 1969). В поровом пространстве возможно присутствие анионов CO_3^{2-} , Cl^- , PO_4^{3-} . Источником карбонат-иона в растворе могут быть газы, включая углекислоту, при вскрытии которых может образоваться угольная кислота: $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{H}_2\text{CO}_3$. Хлорид- и фосфат-анионы образуются при выщелачивании стеклофазы.

Сложный анионный состав водного раствора, повышенная температура, интенсивное перемешивание будут способствовать процессам ионного обмена, особенно с участием стеклофазы. Известно (Челищев, 1973), что, в частности, кислые вулканические стекла представляют собой аморфные алюмосиликатные ионообменники. При выщелачивании алюмосиликатных стекол кальций может замещаться двухвалентными элементами.

Существующая при прогрессирующем увеличении кислотности последовательность нарастания содержания компонентов в растворах в на-

правлении *кремнезем–щелочи–магний–железо* указывает на то, что на фронте разгрузки растворов, например при нейтрализации или испарении, начнется образование сначала кальциевых силикатов, а в конце – железомagneзиальных и железистых минералов. В кеке сернокислотного выщелачивания хвостов флотации медеплавильных шлаков присутствует значительное количество минералов группы пироксенов (более 30%) общей формулы $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Zn})_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (см. табл. 2), где кальций замещен магнием, железом, цинком, что может быть подтверждением ионообменных процессов, протекающих при раскристаллизации стекла в сернокислотных условиях.

Описанные выше особенности растворения минералов в воде и водных растворах, сведения о миграционных способностях петрогенных компонентов и полученные нами экспериментальные данные свидетельствуют об инконгруэнтном растворении входящих в состав хвостов минеральных фаз.

При обработке хвостов концентрированным раствором серной кислоты силикаты подвергаются гидратации и гидролизу. При этом последовательно выщелачиваются сначала железо и цинк, а затем кальций, магний, барий, редкоземельные элементы, алюминий, кремний в соответствии с рядом миграционной активности в первую очередь из стекла как наиболее неустойчивой фазы, а затем из фаялита, виллемита, пироксена. Минералы семейства пироксенов устойчивы в кислой среде, поэтому выщелачиваются лишь частично.

В этих условиях кремний малоподвижный, силикатная матрица сохраняется, постепенно преобразуясь в аморфный кремнезем. В некоторых случаях силикатная матрица сохраняет первоначальную структуру. Например, нами обнаружен кремнезем, сохраняющий спинифекс-структуру раскристаллизованного стекла. При выщелачивании зерен сульфидов и магнетита из стеклофазы сохраняются полости, образуя подобие сетчатой структуры (рис. 1). Установлено, что при низком содержании сульфидов и высокой химической активности силикатов поровые воды имеют щелочную среду (Чантурия и др., 2005). Поэтому полости и поровое пространство выполнены вторичными минералами – оксидом железа, аморфным кремнеземом и сульфатами. Гидролиз силикатов, растворение минеральных включений, гидратация поверхности приводят к возникновению активных центров с гидроксильными анионами Si-OH , которые принимают участие в сорбции тонкодисперсных минеральных новообразований.

Примесный состав выщелоченной стеклофазы сходен с химическим составом исходного стекла. Согласно данным Ю.В. Ерохина (Ерохин, Козлов, 2010), в стекле медеплавильных шлаков СУМЗа кремнезема (до 51.3 мас. %), глинозема (до 20.5 мас. %), щелочей (до 10 мас. %), цинка

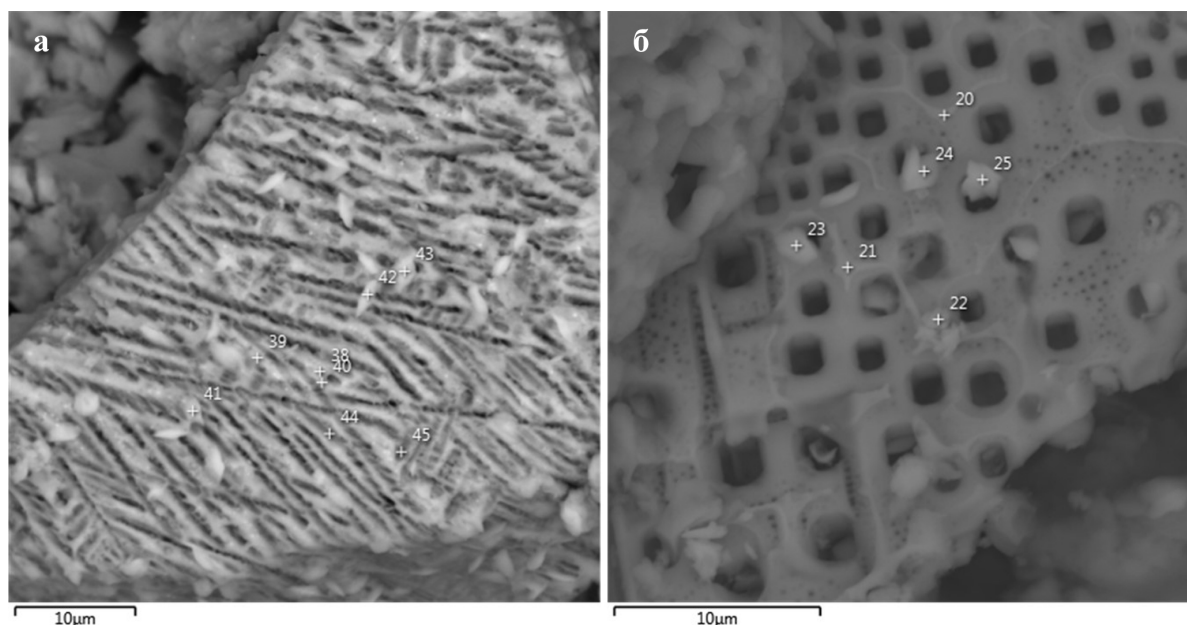


Рис. 1. СЭМ-изображения.

а – спинифекс-структура выщелоченного раскристаллизованного стекла. Состав в точках: 38 – $O_{62}Al_5Si_{17}K_1Ca_2S_4Fe_7$, 39 – $O_{58}Al_6Si_{19}K_1Ca_3S_4Fe_6As_{0.1}$, 40 – $O_{61}Al_6Si_{19}K_1Ca_3S_3Fe_4$, 41 – $O_{68}Al_4Si_{14}K_1Ca_2S_4Fe_5As_{0.1}$, 42 – $O_{66}Al_4Si_{15}K_1Ca_2S_4Fe_6$, 43 – $O_{67}Al_4Si_{15}K_1Ca_2S_4Fe_6$, 44 – $O_{54}Al_7Si_{25}K_1Ca_4S_2Fe_4$, 45 – $O_{53}Al_7Si_{25}K_2Ca_2S_4Fe_5As_{0.1}$. б – выщелоченное стекло с продуктами замещения вкрапленных в стекло сульфидов – сульфатами, кремнеземом и гидроксидами железа. Состав в точках: 20 – $O_{35}Al_2Si_9K_3Ca_{10}S_3Fe_{37}$, 21 – $O_{32}Al_3Si_9Ca_{12}S_5Fe_{24}$, 22 – $O_{65}Al_4Si_{14}Ca_2S_5Fe_6$, 23 – $O_{26}Si_{14}Ca_7S_5Fe_{50}$, 24 – $O_{31}Al_3Si_{11}K_2Ca_3S_9Fe_{40}$, 25 – $O_{48}Si_{11}S_8Fe_{23}$ (нижние индексы обозначают содержание элемента в ат. %).

Fig. 1. SEM images.

а – spinifex structure of leached crystallized glass. Composition in points: 38 – $O_{62}Al_5Si_{17}K_1Ca_2S_4Fe_7$, 39 – $O_{58}Al_6Si_{19}K_1Ca_3S_4Fe_6As_{0.1}$, 40 – $O_{61}Al_6Si_{19}K_1Ca_3S_3Fe_4$, 41 – $O_{68}Al_4Si_{14}K_1Ca_2S_4Fe_5As_{0.1}$, 42 – $O_{66}Al_4Si_{15}K_1Ca_2S_4Fe_6$, 43 – $O_{67}Al_4Si_{15}K_1Ca_2S_4Fe_6$, 44 – $O_{54}Al_7Si_{25}K_1Ca_4S_2Fe_4$, 45 – $O_{53}Al_7Si_{25}K_2Ca_2S_4Fe_5As_{0.1}$. б – leached glass with products of replacement of sulfides embedded in glass – sulfates, silica and iron hydroxides. Composition in points: 20 – $O_{35}Al_2Si_9K_3Ca_{10}S_3Fe_{37}$, 21 – $O_{32}Al_3Si_9Ca_{12}S_5Fe_{24}$, 22 – $O_{65}Al_4Si_{14}Ca_2S_5Fe_6$, 23 – $O_{26}Si_{14}Ca_7S_5Fe_{50}$, 24 – $O_{31}Al_3Si_{11}K_2Ca_3S_9Fe_{40}$, 25 – $O_{48}Si_{11}S_8Fe_{23}$ (subscripts indicate the content of the element in at. %).

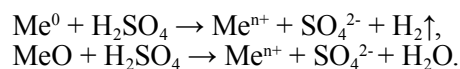
(до 2 мас. %). По соотношению кремнезема к щелочам данное стекло относится к ряду средних щелочных пород (Ерохин, Козлов, 2010). Поэтому неудивительно, что в стекле такого состава могут концентрироваться легкие РЗЭ – церий, неодим и лантан, которые при выщелачивании серной кислотой переходят в раствор, образуя хорошо растворимые комплексы (Гавриленко, Сахоненко, 1986). Известно, что основная масса сульфидов содержится в виде включений в стекле (Ерохин, Козлов, 2010), а мышьяк, являясь халькофильным элементом, концентрируется в сульфидах. При их окислении в присутствии серной кислоты мышьяк будет переходить в раствор, частично сохраняясь в продуктах выщелачивания сульфидов, например в сере (см. рис. 1а).

Поскольку аморфный кремнезем имеет более высокую растворимость по сравнению с кристаллическим кварцем или силикатными и алюмосиликатными минералами, то с течением времени будет наблюдаться увеличение содержания SiO_2

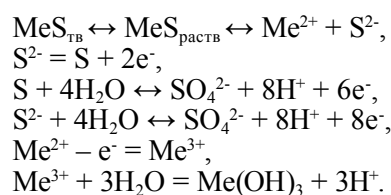
в жидкой фазе с дополнительным обогащением водного раствора примесным железом и цинком.

В присутствии сульфат-иона образуются мало растворимые барит $BaSO_4$ и ангидрит $CaSO_4$ (см. табл. 2), который при насыщении водой в дальнейшем превращается в гипс.

Имеющиеся в хвостах минеральные фазы цветных металлов в присутствии серной кислоты растворяются по схемам:



Процесс растворения сульфидов состоит из окисления и гидролиза продуктов окисления (Белогуб и др., 2005):



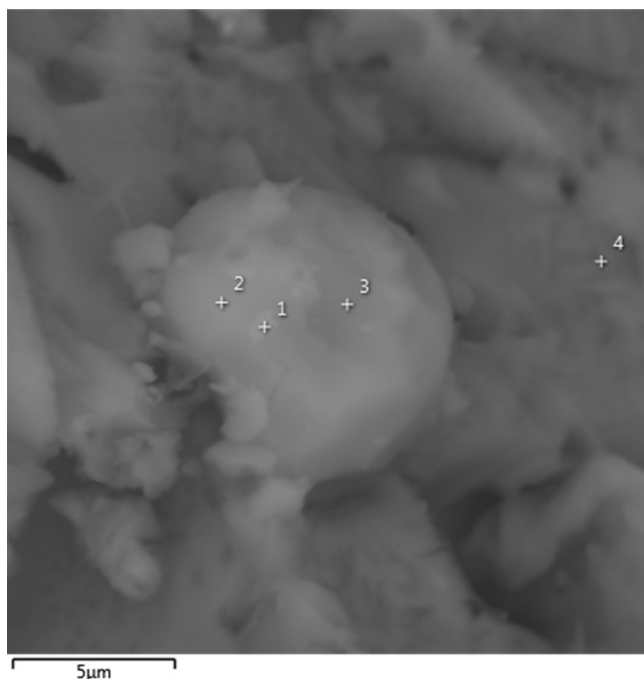


Рис. 2. СЭМ-изображение. Глобула серы в ассоциации с халькопиритом.

Состав в точках:

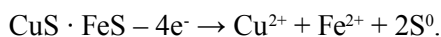
1 – $O_{41}Al_1Si_4S_{47}Fe_7Cu_1$, 2 – $O_{30}Al_1Si_4S_{63}Fe_1Cu_1$,
3 – $O_{12}Si_1S_{86}Fe_1Cu_1$, 4 – $O_{48}Si_8S_4Fe_{22}Cu_6$ (нижние индексы обозначают содержание элемента в ат. %).

Fig. 2. SEM images. Sulfur globule in chalcopyrite leaching products.

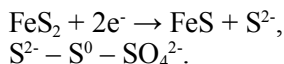
Composition in points:

1 – $O_{41}Al_1Si_4S_{47}Fe_7Cu_1$, 2 – $O_{30}Al_1Si_4S_{63}Fe_1Cu_1$,
3 – $O_{12}Si_1S_{86}Fe_1Cu_1$, 4 – $O_{48}Si_8S_4Fe_{22}Cu_6$ (subscripts indicate the content of the element in at. %).

В присутствии серной кислоты сера окисляется не полностью и может находиться в элементарном состоянии. Известно (Листова, Бондаренко, 1969), что элементарная сера выделяется при анодном растворении халькопирита согласно реакции



Кроме того, S^0 выделяется также при окислении серы, перешедшей в раствор в результате катодного процесса на поверхности частиц пирита:



Глобула серы в ассоциации с халькопиритом обнаружена нами в кеке сернокислотного выщелачивания (рис. 2).

Процесс растворения и окисления различных сульфидов протекает под влиянием разности потенциалов не только между твердыми частицами сульфидов и раствором, но и между тверды-

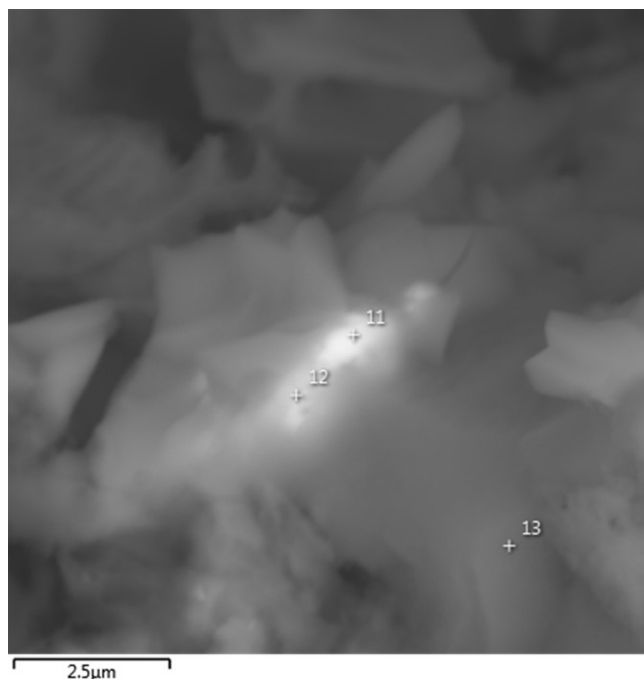


Рис. 3. СЭМ-изображение сульфата свинца и бария.

Состав в точках:

11 – $O_{76}Si_4S_9Fe_6Ba_2Pb_2$, 12 – $O_{76}Al_1Si_6S_8Fe_4Ba_2Pb_2$,
13 – $O_{74}Al_1Si_{17}S_4Fe_3Zn_1$ (нижние индексы обозначают содержание элемента в ат. %).

Fig. 3. SEM image of lead and barium sulfate.

Composition in points:

11 – $O_{76}Si_4S_9Fe_6Ba_2Pb_2$, 12 – $O_{76}Al_1Si_6S_8Fe_4Ba_2Pb_2$,
13 – $O_{74}Al_1Si_{17}S_4Fe_3Zn_1$ (subscripts indicate the content of the element in at. %).

ми частицами различных сульфидов. Последовательность растворения сульфидов определяется величиной их электродного потенциала, который, в свою очередь, различается для сред с различным pH (Чантурия, Вигдергауз, 1993). При pH 1.3 ряд устойчивости сульфидов, следующий: пирит > петландит, пирротин, борнит, халькопирит > сфалерит, галенит. Галенит, как самый неустойчивый минерал, растворяется в первую очередь, но вынос свинца в раствор не происходит, поскольку интенсивно осаждается сульфат свинца. Он обнаружен нами в твердом остатке выщелачивания совместно с сульфатом бария (рис. 3).

После окисления галенита окисляются сфалерит, халькопирит и пирит. Вынос в растворы наибольший у цинка, затем следуют медь и железо.

Растворяющиеся халькопириты обнаружены нами в сочетании с кремнеземом, сульфатом и вторичным оксидом железа (рис. 4).

По данным рентгенофазового анализа, в продукте сернокислотного выщелачивания содержится до 3 мас. % сфалерита. Мы предполага-

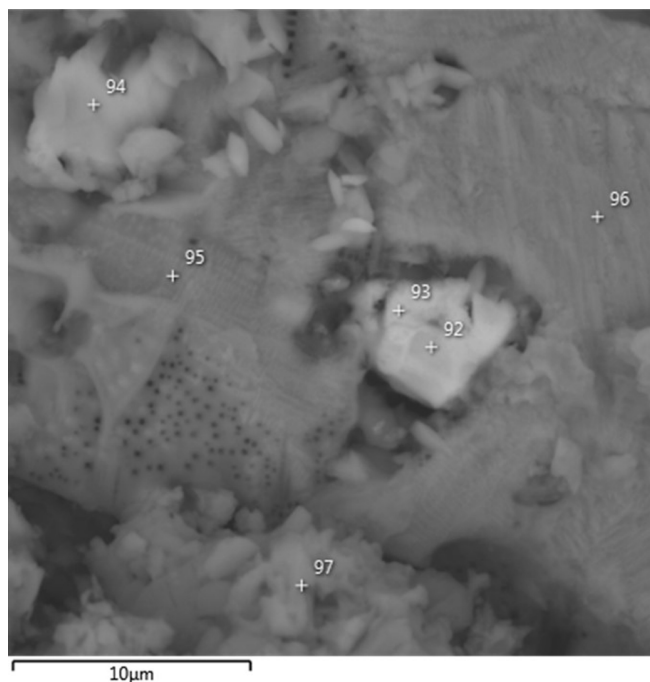


Рис. 4. СЭМ-изображение. Халькопирит.

Состав в точках:

92 – $O_{10}Si_1K_2Ca_3S_{46}Fe_{30}Cu_{14}$, 93 – $O_{26}Al_1Si_3Ca_1S_{34}Fe_{23}Cu_{10}Zn_1$,
94 – $O_{32}Al_3Si_8Ca_1S_2Fe_{53}$, 95 – $O_{58}Al_5Si_{22}K_1Ca_5S_1Fe_6Zn_1$,
96 – $O_{48}Al_5Si_{24}K_1Ca_9S_1Fe_{12}Zn_1$, 97 – $O_{72}Al_7Si_2S_{13}Fe_{11}Zn_2$
(нижние индексы обозначают содержание элемента в ат. %).

Fig. 4. SEM image. Chalcopyrite.

Composition in points:

92 – $O_{10}Si_1K_2Ca_3S_{46}Fe_{30}Cu_{14}$, 93 – $O_{26}Al_1Si_3Ca_1S_{34}Fe_{23}Cu_{10}Zn_1$,
94 – $O_{32}Al_3Si_8Ca_1S_2Fe_{53}$, 95 – $O_{58}Al_5Si_{22}K_1Ca_5S_1Fe_6Zn_1$,
96 – $O_{48}Al_5Si_{24}K_1Ca_9S_1Fe_{12}Zn_1$, 97 – $O_{72}Al_7Si_2S_{13}Fe_{11}Zn_2$
(subscripts indicate the content of the element in the at. %).

ем, что увеличение содержания сфалерита в кеке связано с образованием вторичного сфалерита при пересыщении серосодержащего раствора в поровом пространстве с течением времени. Известно, что вторичные сульфиды могут формироваться при окислительном выщелачивании в условиях застойного режима вод и высокой активности серы. Так, гипергенный сфалерит встречается в зонах окисления свинцово-цинковых и колчеданных месторождений (Блинов и др., 2011). Предположительно, вторичный сфалерит, обнаруженный нами в сочетании с кремнеземом, сульфатом и вторичным оксидом железа (рис. 5), образовался при разрушении тиосульфатного комплекса ZnS_2O_3 .

Магнетит в растворах серной кислоты растворяется по схеме



Экспериментальные исследования растворимости магнетита в 10%-х растворах HCl и H_2SO_4 при

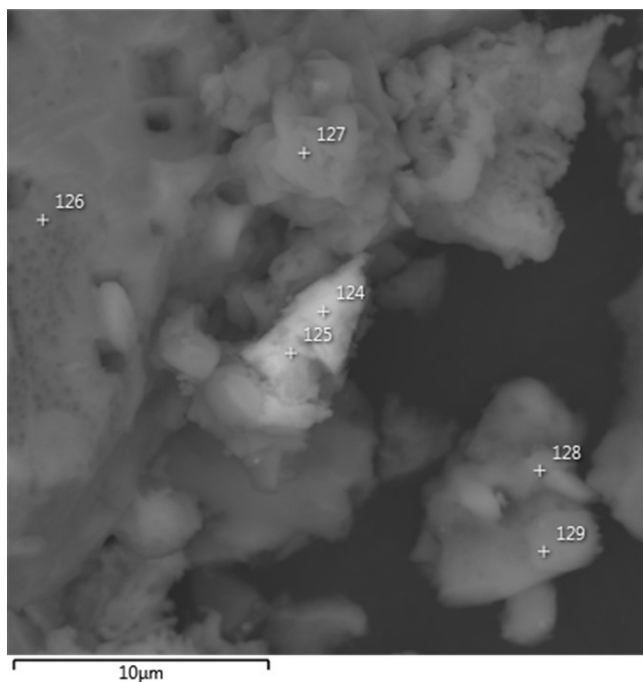


Рис. 5. СЭМ-изображение. Сфалерит.

Состав в точках:

124 – $O_{23}Si_3S_{33}Fe_{14}Zn_{19}$, 125 – $O_{22}Si_4Ca_1S_{29}Fe_{37}Cu_1Zn_4$,
126 – $O_{57}Al_7Si_{24}K_2Ca_3S_1Fe_4Zn_1As_{0.2}$, 127 – $O_{69}Al_5Si_7K_1S_{12}Fe_{13}Cu_1$,
128 – $O_{31}Al_1Si_7K_1Ca_2S_4Fe_{53}$, 129 – $O_{67}Al_3Si_{11}K_1Ca_2S_5Fe_{10}$
(нижние индексы обозначают содержание элемента в ат. %).

Fig. 5. SEM image. Sphalerite.

Composition in points:

124 – $O_{23}Si_3S_{33}Fe_{14}Zn_{19}$, 125 – $O_{22}Si_4Ca_1S_{29}Fe_{37}Cu_1Zn_4$,
126 – $O_{57}Al_7Si_{24}K_2Ca_3S_1Fe_4Zn_1As_{0.2}$, 127 – $O_{69}Al_5Si_7K_1S_{12}Fe_{13}Cu_1$,
128 – $O_{31}Al_1Si_7K_1Ca_2S_4Fe_{53}$, 129 – $O_{67}Al_3Si_{11}K_1Ca_2S_5Fe_{10}$
(subscripts indicate the content of the element in the at. %).

температуре 60°C и атмосферном давлении (Стась, 2013) показали, что в растворе соляной кислоты растворимость Fe_3O_4 в два раза выше, чем серной кислоте, по-видимому, за счет образования более устойчивых хлоридных комплексов с двухвалентным железом. Тем не менее наблюдаемое обеднение кека двухвалентным железом (см. табл. 1) и отсутствие в кеке фаялита (см. табл. 2) могут быть подтверждением возможности интенсивного выноса железа из твердой фазы в водный раствор в поровом пространстве в виде тиосульфатных комплексов FeS_2O_3 .

В составе тиосульфатного аниона два неравноценных иона серы. Один из них является шестивалентным катионом S^{6+} , тогда как второй – двухвалентным анионом S^{2-} . В зависимости от условий (щелочность, окислительно-восстановительный потенциал) связь S^{6+} – S^{2-} может разрываться с образованием элементарной и сульфидной серы (Листова, Бондаренко, 1969). Этот механизм может лежать в осно-

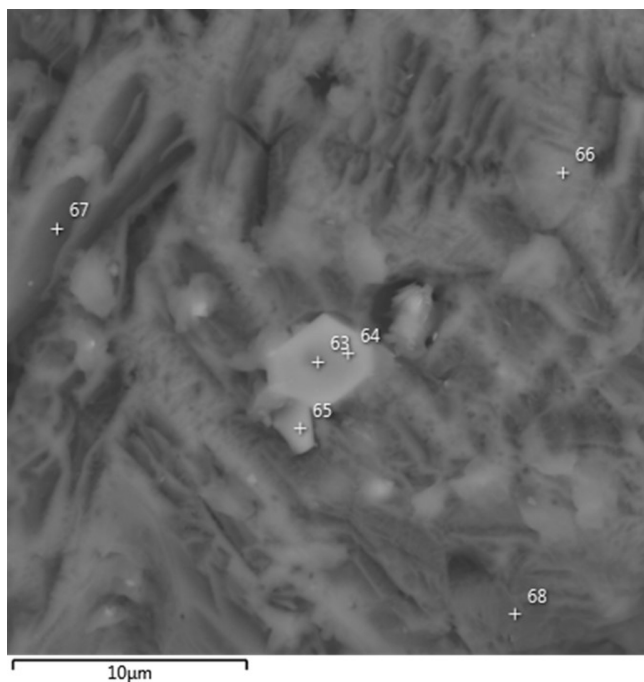


Рис. 6. СЭМ-изображение хромшпинели.

Состав в точках:

63 – $O_{58}Al_8Si_3Ca_1Cr_8Fe_{18}Zn_3$, 64 – $O_{58}Al_8Si_{11}K_1Ca_1Cr_8Fe_{18}Zn$,
65 – $O_{60}Al_8Si_{11}K_1Ca_1Cr_3Fe_{11}Zn_2$, 66 – $O_{63}Al_5Si_{19}K_1Ca_3S_3Fe_2Zn_1$,
67 – $O_{51}Al_9Si_{28}K_2Ca_3S_1Fe_4Zn_1$, 68 – $O_{59}Al_7Si_{26}K_2Ca_2S_1Fe_3$
(нижние индексы обозначают содержание элемента в ат. %).

Fig. 6. SEM image of chrome spinel.

Composition in points:

63 – $O_{58}Al_8Si_3Ca_1Cr_8Fe_{18}Zn_3$, 64 – $O_{58}Al_8Si_{11}K_1Ca_1Cr_8Fe_{18}Zn$,
65 – $O_{60}Al_8Si_{11}K_1Ca_1Cr_3Fe_{11}Zn_2$, 66 – $O_{63}Al_5Si_{19}K_1Ca_3S_3Fe_2Zn_1$,
67 – $O_{51}Al_9Si_{28}K_2Ca_3S_1Fe_4Zn_1$, 68 – $O_{59}Al_7Si_{26}K_2Ca_2S_1Fe_3$
(subscripts indicate the content of the element in at. %).

ве возникновения часто встречающихся в кеке ассоциаций элементарной серы с сульфидами металлов или сульфатных солей, сульфидов и оксидов железа.

Образующиеся промежуточные формы окисления серы довольно быстро окисляются до сульфатионов в присутствии растворенного кислорода и ионов трехвалентного железа.

При окислении Fe^{2+} до Fe^{3+} в застойных зонах, поровом пространстве или полостях образуется гидроксид железа, который с течением времени при дегидратации преобразуется в оксид железа (см. рис. 16).

Присутствующие в хвостах флотации медеплавильных шлаков минералы группы шпинели в условиях серноокислотного выщелачивания устойчивы. Неизменный хорошо ограненный кристалл хромшпинели выявлен нами в ассоциации с аморфным кремнеземом (рис. 6).

Обнаруженные растворимые сульфаты, мелантерит, ссомольнокит, кокимбит (см. табл. 2) кри-

сталлизуются при достижении пересыщения раствора при испарении. Сначала образуются сульфаты группы мелантерита $M^{2+}SO_4 \cdot 7H_2O$ (где $M = Fe^{2+}$, Zn , Cu). Наличие свободной серной кислоты определяет характер последующих, более глубоких, преобразований, а именно: прямую кристаллизацию маловодных сульфатов Fe^{2+} (образование ссомольнокита $Fe^{2+}SO_4 \cdot H_2O$ вместо мелантерита), окисление Fe^{2+} -сульфатов до Fe^{3+} -сульфатов с образованием кокимбита $Fe^{3+}_2(SO_4)_3 \cdot 9H_2O$ (Белогуб и др., 2005). В процессе кристаллизации сульфатов могут протекать реакции ионного обмена, в результате которых образуются замещенный медью и цинком мелантерит и замещенный алюминием кокимбит. С течением времени растворимые сульфаты замещаются практически нерастворимыми группы ярозита (см. табл. 2). Образование нерастворимых гидроксилсодержащих сульфатов отражает общую кристаллохимическую направленность, характеризующую последовательность кристаллизации из растворов, – уменьшение содержания воды и смена кристаллизационной воды гидроксильной группой (Щербакова, 2000).

Из остаточного раствора, содержащего фосфат-анионы, при испарении образуются фосфаты церия, неодима и лантана, а также фосфат неодима в ассоциации с ниобием и висмутом (рис. 7). Их содержание в рассматриваемых отходах низкое и не превышает $n \cdot 10^{-4}$ (см. табл. 1), поэтому РЗЭ и редкометалльные элементы можно рассматривать только как побочный продукт при комплексной переработке отходов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования выявили существенные изменения в химическом и фазовом составе хвостов флотационного обогащения медеплавильных шлаков после серноокислотного выщелачивания. В состав продуктов серноокислотного выщелачивания хвостов флотации медеплавильных шлаков входят минералы группы пироксенов, аморфный кремнезем, гипс, барит, минералы группы шпинели, сульфиды, сульфатные формы двухвалентного железа, представленные мелантеритом и ссомольнокитом, сульфат трехвалентного железа – кокимбит, который со временем окисляется и дегидратируется, превращаясь в ярозит. По данным сканирующей электронной микроскопии, фазовый состав продуктов выщелачивания представлен ассоциацией кремнезема, кристаллической серы, соединений железа, свинца, цинка, меди и их сульфидов. Установлено, что во всех вновь образованных железистых фазах присутствует цинк. Мышьяк приурочен к аморфному кремнезему, частично сохраняясь в виде примеси в продуктах выщелачивания сульфидов. В выделениях серы обнаруживается медь.

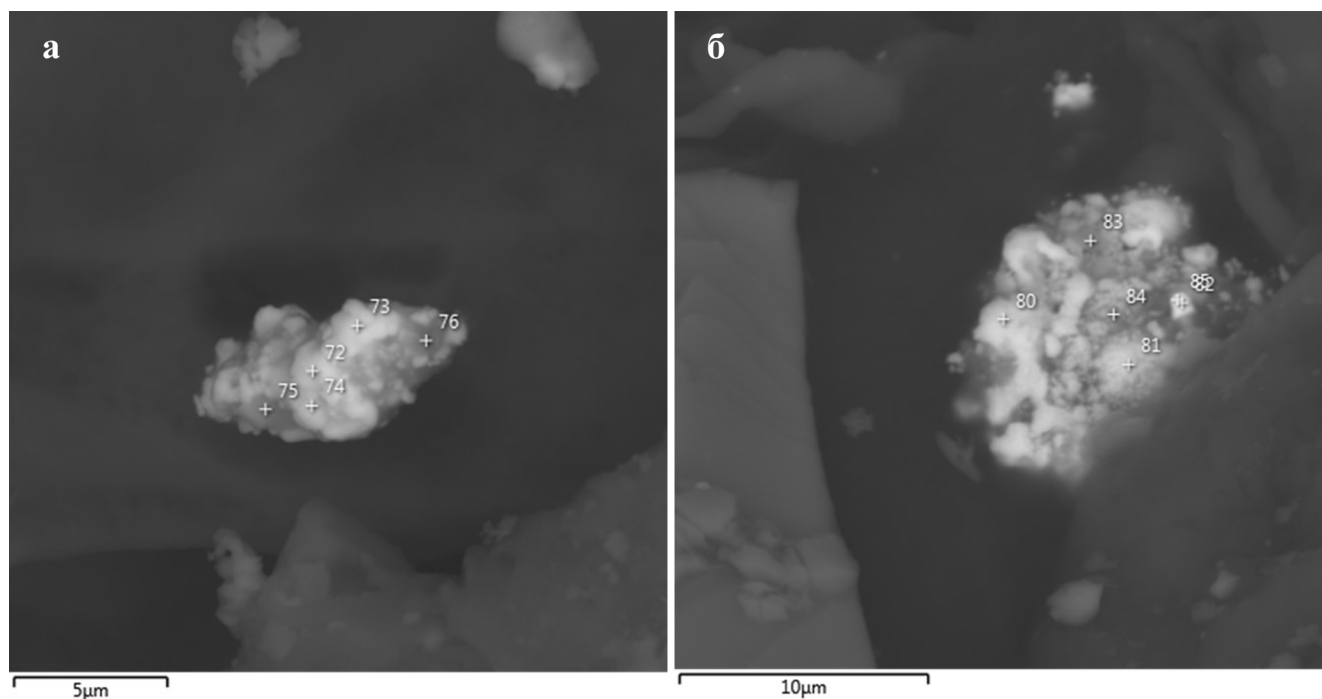


Рис. 7. СЭМ-изображение.

а – фосфаты церия и неодима. Состав в точках: 72 – $O_{69}P_{14}Si_2Ca_1S_1Fe_1Ce_{12}Nd_1$, 73 – $O_{69}P_{15}Si_2Ca_1S_1Fe_1Ce_{13}$, 74 – $O_{68}P_{15}Si_2Ca_1S_8Fe_1Ce_{14}$, 75 – $O_{66}P_{13}Si_2Ca_4S_1Fe_1Ce_{11}La_1$, 76 – $O_{63}P_8Si_4Ca_5S_3Fe_1Ce_8Nd_1La_1$. б – фосфат неодима с соединениями ниобия и висмута. Состав в точках: 80 – $O_{53}P_{18}Si_4Nd_{23}La_1$, 81 – $O_{50}P_{18}Si_2Ca_1Zn_3Nd_{23}La_1$, 82 – $O_{67}P_3Si_4Ca_1Fe_1Nd_3Nb_9La_2Bi_9$, 83 – $O_{59}P_4Si_7Ca_1S_8Fe_8Nd_7La_1$, 84 – $O_{29}P_{11}Si_5Ca_2S_1Nd_{45}La_1$, 85 – $O_{69}P_3Si_5Ca_1Fe_1Nd_3Nb_7La_2Bi_6$ (нижние индексы обозначают содержание элемента в ат. %).

Fig. 7. SEM images.

а – Cerium and neodymium phosphates. Composition in points: 72 – $O_{69}P_{14}Si_2Ca_1S_1Fe_1Ce_{12}Nd_1$, 73 – $O_{69}P_{15}Si_2Ca_1S_1Fe_1Ce_{13}$, 74 – $O_{68}P_{15}Si_2Ca_1S_8Fe_1Ce_{14}$, 75 – $O_{66}P_{13}Si_2Ca_4S_1Fe_1Ce_{11}La_1$, 76 – $O_{63}P_8Si_4Ca_5S_3Fe_1Ce_8Nd_1La_1$. б – Neodymium phosphate with niobium and bismuth compounds. Composition in points: 80 – $O_{53}P_{18}Si_4Nd_{23}La_1$, 81 – $O_{50}P_{18}Si_2Ca_1Zn_3Nd_{23}La_1$, 82 – $O_{67}P_3Si_4Ca_1Fe_1Nd_3Nb_9La_2Bi_9$, 83 – $O_{59}P_4Si_7Ca_1S_8Fe_8Nd_7La_1$, 84 – $O_{29}P_{11}Si_5Ca_2S_1Nd_{45}La_1$, 85 – $O_{69}P_3Si_5Ca_1Fe_1Nd_3Nb_7La_2Bi_6$ (subscripts indicate the content of the element in at. %).

Кристаллическая сера, как правило, встречается в сочетании с сульфидами. Выявлена редкоземельная и редкометалльная минерализация, представленная фосфатом церия, неодима, лантана, а также фосфатом неодима в ассоциации с ниобием и висмутом.

Фазовый состав кеков является отражением протекающих во время выщелачивания химических процессов – электрохимического окисления сульфидов, кислотного гидролиза силикатов, реакций ионного обмена.

Полученные данные по химическому и фазовому составу продуктов сернокислотного выщелачивания хвостов флотации медеплавильных шлаков в дальнейшем могут быть использованы для совершенствования существующего способа извлечения меди и цинка, для поиска новых способов извлечения полезных компонентов, например аморфного кремнезема и гематита, ценных продуктов для строительной отрасли, лакокрасочной промышленности и сельского хозяйства.

Однако слабая изученность экологических последствий использования продуктов сернокислотного выщелачивания хвостов флотации медеплавильных шлаков предполагает дальнейшее всестороннее их изучение, поиск способов очистки кека от свинцового загрязнения и избыточной серы для разработки экологически чистых и эффективных способов комплексного использования, утилизации и захоронения.

Благодарности

Авторы глубоко признательны В.Ф. Рябинину, инициатору геоэкологических исследований в Институте геологии и геохимии УрО РАН, за участие в проведении натурных экспериментов, Т.Я. Гуляевой (ИГГ УрО РАН), С.А. Петровой (ИМет УрО РАН) за обеспечение качественных рентгенофазовых анализов минералов, Д.В. Киселевой (ИГГ УрО РАН) за определение элементного состава образцов и Л.В. Леоновой (ИГГ УрО РАН) за помощь в проведении электронно-микроскопических исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белогуб Е.В., Щербакова Е.П., Никандрова Н.К. (2005) Сульфаты Урала. Миасс: ИМин УрО РАН, 128 с.
- Блинов И.А., Белогуб Е.В., Новоселов К.А., Филиппова К.А. (2011) Техногенная гипергенная минерализация Верхне-Аршинского свинцово-цинкового месторождения (Башкортостан). *Башкирский хим. журн.*, **18**(4), 136–144.
- Гавриленко В.В., Сахоненок В.В. (1986) Основы геохимии редких литофильных металлов. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 172 с.
- Гирина О.А. (1998) Пирокластические отложения современных андезитовых вулканов Камчатки и их инженерно-геологические особенности. Владивосток: Дальнаука, 174 с.
- Емлин Э.Ф., Рылова Л.П. (1986) Геохимическая миграция цинка и кадмия при промышленном освоении колчеданных месторождений. Свердловск: изд-во НТО горное, 64 с.
- Ерохин Ю.В., Козлов П.С. (2010) Фаялит из шлаков Среднеуральского медеплавильного завода (г. Ревада). *Минералогия техногенеза*, **11**, 32–40.
- Котельникова А.Л., Золотова Е.С., Рябинин В.Ф. (2022) Миграция элементов из отходов переработки медеплавильных шлаков в систему торф–растения. *Литосфера*, **22**(1), 135–147. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-1-135-147>
- Котельникова А.Л., Рябинин В.Ф. (2018) Особенности вещественного состава и перспективы использования отхода вторичной переработки отвальных медеплавильных шлаков. *Литосфера*, **18**(1), 133–139. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-1-133-139>
- Листова Л.П., Бондаренко Г.П. (1969) Растворимость сульфидов свинца, цинка и меди в окисленных условиях. М.: Наука, 184 с.
- Макаров А.Б., Гуман О.М., Долинина И.А. (2010) Минеральный состав отходов переработки отвальных шлаков Среднеуральского медеплавильного завода и оценка их потенциальной экологической опасности. *Вестн. Урал. отд-я РМО*, **7**, 80–86.
- Никитина Л.П. (1978) Миграция металлов с активных вулканов в бассейн седиментации. М.: Наука, 80 с.
- Пуртов В.К., Ятлук Г.М. (1982) Экспериментальные исследования процессов мобилизации петрогенных компонентов в гидротермальных системах. Свердловск: ИГГ УрО РАН, 61 с.
- Путятин Ю.В. (2019) Влияние кислотности дерново-подзолистой супесчаной почвы на накопление ⁹⁰Sr сельскохозяйственными культурами. *Почвоведение и агрохимия*, (1), 211–219.
- Реутов Д.С., Котельникова А.Л., Халезов Б.Д., Кориневская Г.Г. (2015) Поиск технологии извлечения цинка, меди и утилизации песков из твердых отходов, полученных после флотации медеплавильных шлаков. *Проблемы недропользования*, **2**(5), 79–84.
- Реутов Д.С., Халезов Б.Д. (2015) Поиск оптимальных условий сернокислотного выщелачивания для извлечения меди и цинка из хвостов флотации медеплавильных шлаков. *Бутлеровские сообщения*, **44**(2), 199–203.
- Современные технологии переработки техногенного сырья. (2019) (Под общ. ред. К.В. Булатова, Г.И. Газалеевой). Екатеринбург: Урал. рабочий, 200 с.
- Стась Н.Ф. (2013) Изучение взаимодействия железных руд с кислотами. *Фундамент. исследования*, (1) (ч. 2), 422–427.
- Халезов Б.Д. (2013) Кучное выщелачивание медных и медно-цинковых руд. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 332 с.
- Хожиев Ш.Т. (2020) Разработка эффективной технологии извлечения меди из конверторных шлаков. *J. Advan. Engin. Technol.*, (1), 50–56.
- Чантурия В.А., Вигдергауз В.Е. (1993) Электрохимия сульфидов. Теория и практика флотации. М.: Наука, 206 с.
- Чантурия В.А., Макаров В.Н., Макаров Д.В. (2005) Экологические и технологические проблемы переработки техногенного сульфидсодержащего сырья. Апатиты: КНЦ РАН, 218 с.
- Челищев Н.Ф. (1973) Ионнообменные свойства минералов. М.: Наука, 203 с.
- Щербакова Е.П. (2000) Современное минералообразование в техногенных водоемах сульфатного типа (Южный Урал). *Минералогия техногенеза – 2000*. Миасс: ИМин УрО РАН, 169–171.
- Fedorov S.A., Amdur A.M. (2021) Review of Man-Made and Secondary Raw Materials of Platinum-Group Metals and their Classification. *Metallurgist*, **65**, 808–814. <https://doi.org/10.1007/s11015-021-01218-6>
- Kasikov A.G., Shchelokova E.A., Timoshchik O.A., Sokolov A.Y. (2022) Utilization of Converter Slag from Nickel Production by Hydrometallurgical Method. *Metals*, **12**, 1934. <https://doi.org/10.3390/met12111934>
- Kolesnikov A., Fediuk R., Amran M. et al. (2022) Modeling of Non-Ferrous Metallurgy Waste Disposal with the Production of Iron Silicides and Zinc Distillation. *Materials*, **15**(7), 2542. <https://doi.org/10.3390/ma15072542>
- Makhathini T.P., Bwapwa J.K., Mtsweni S. (2023) Various Options for Mining and Metallurgical Waste in the Circular Economy: A Review. *Sustainability*, **15**(3), 2518. <https://doi.org/10.3390/sul15032518>
- Men D., Yao J., Li H. et al. (2023) The potential environmental risk implications of two typical non-ferrous metal smelting slags: contrasting toxic metal (loid) s leaching behavior and geochemical characteristics. *J. Soils Sedim.*, **23**, 1944–1959. <https://doi.org/10.1007/s11368-023-03468-0>
- Meng C., Tian D., Zeng H. et al. (2019) Global soil acidification impacts on belowground processes. *Environ. Res. Lett.*, **14**(7), 074003. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab239c>
- Muravyov M.I., Fomchenko N.V., Usoltsev A.V., Vasilyev E.A., Kondrat'eva T.F. (2012) Leaching of copper and zinc from copper converter slag flotation tailings using H₂SO₄ and biologically generated Fe₂(SO₄)₃. *Hydrometallurgy*, **119**, 40–46. <https://doi.org/10.1016/j.hydromet.2012.03.001>
- Naz M., Dai Z., Hussain S. et al. (2022) The soil pH and heavy metals revealed their impact on soil microbial community. *J. Environ. Manag.*, **321**, 115770. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2022.115770>
- Seyrankaya A. (2022) Pressure leaching of copper slag flotation tailings in oxygenated sulfuric acid media. *ACS omega*, **7**(40), 35562–35574. <https://doi.org/10.1021/acsomega.2c02903>
- Urosevic D.M., Dimitrijevic M.D., Jankovic Z.D., Antic D.V.

- (2015) Recovery of copper from copper slag and copper slag flotation tailings by oxidative leaching. *Physicochem. Probl. Miner. Process.*, **51**. <https://doi.org/10.5277/ppmp150107>
- Zhai Q., Liu R., Wang C. et al. (2022) Mineralogical characteristics of copper smelting slag affecting the synchronous flotation enrichment of copper and arsenic. *J. Environ. Chem. Engin.*, **10**(6), 108871. <https://doi.org/10.1016/j.jece.2022.108871>
- Zolotova E., Ryabinin V. (2019) Elements Distribution in Soil and Plants of an Old Copper Slag Dump in the Middle Urals, Russia. *Ecol. Quest.*, **30**(4), 41-47. <http://dx.doi.org/10.12775/EQ.2019.026>
- ### REFERENCES
- Belogub E.V., Shcherbakova E.P., Nikandrova N.K. (2005) Sulfates of the Urals. Miass, IGG UrO RAN Publ., 128 p. (In Russ.)
- Blinov I.A., Belogub E.V., Novoselov K.A., Filippova K.A. (2011) Antropogenic supergenic mineral of Verhne-Arshinskoe lead zinc deposit (Bashkortostan). *Bashkirskii Khim. Zhurnal*, **18**(4), 136-144. (In Russ.)
- Chanturia V.A., Vigdergauz V.E. (1993) Electrochemistry of sulfides. Theory and practice of flotation. Moscow, Nauka Publ., 206 p. (In Russ.)
- Chanturia V.A., Makarov V.N., Makarov D.V. (2005) Environmental and technological problems of processing technogenic sulfide-containing raw materials. Apatity, KNTs RAN Publ., 218 p. (In Russ.)
- Chelishchev N.F. (1973) Ion exchange properties of minerals. Moscow, Nauka Publ., 203 p. (In Russ.)
- Emlin E.F., Rylova L.P. (1986) Geochemical migration of zinc and cadmium during industrial development of pyrite deposits. Sverdlovsk, NTO mining Publ., 64 p. (In Russ.)
- Erokhin Yu.V., Kozlov P.S. (2010) Fayalite from slags of the Sredneuralsk copper smelter (Revda city). *Mineralogiya Tekhnogeneza*, **11**, 32-40. (In Russ.)
- Fedorov S.A., Amdur A.M. (2021) Review of Man-Made and Secondary Raw Materials of Platinum-Group Metals and their Classification. *Metallurgist*, **65**, 808-814. <https://doi.org/10.1007/s11015-021-01218-6>
- Gavrilenko V.V., Sakhonenok V.V. (1986) Fundamentals of the geochemistry of rare lithophile metals. Leningrad, Leningrad University Publishing House, 172 p. (In Russ.)
- Girina O.A. (1998) Pyroclastic deposits of modern andesitic volcanoes of Kamchatka and their engineering-geological features. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 174 p. (In Russ.)
- Kasikov A.G., Shchelokova E.A., Timoshchik O.A., Sokolov A.Y. (2022) Utilization of Converter Slag from Nickel Production by Hydrometallurgical Method. *Metals*, **12**, 1934. <https://doi.org/10.3390/met12111934>
- Khalezov B.D. (2013) Heap leaching of copper and copper-zinc ores. Ekaterinburg, RIO UrO RAN Publ., 332 p. (In Russ.)
- Khozhev Sh.T. (2020) Development of an effective technology for extracting copper from converter slag. *J. Advan. Engin. Technol.*, (1), 50-56.
- Kolesnikov A., Fediuk R., Amran M. et al. (2022) Modeling of Non-Ferrous Metallurgy Waste Disposal with the Production of Iron Silicides and Zinc Distillation. *Materials*, **15**(7), 2542. <https://doi.org/10.3390/ma15072542>
- Kotel'nikova A.L., Ryabinin V.F. (2018) The composition features and perspective of use for the copper slag recycling waste. *Lithosphere (Russia)*, **18**(1), 133-139. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-1-133-139>
- Listova L.P., Bondarenko G.P. (1969) Solubility of lead, zinc and copper sulfides under oxidized conditions. Moscow, Nauka Publ., 184 p. (In Russ.)
- Makarov A.B., Guman O.M., Dolinina I.A. (2010) Mineral composition of waste from processing dump slags of the Sredneuralsk copper smelter and assessment of their potential environmental hazard. *Vestn. Ural. Otd-ya RMO*, **7**, 80-86.
- Makhathini T.P., Bwapwa J.K., Mtsweni S. (2023) Various Options for Mining and Metallurgical Waste in the Circular Economy: A Review. *Sustainability*, **15**(3), 2518. <https://doi.org/10.3390/su15032518>
- Men D., Yao J., Li H. et al. (2023) The potential environmental risk implications of two typical non-ferrous metal smelting slags: contrasting toxic metal (loid) s leaching behavior and geochemical characteristics. *J. Soils Sediments*, **23**, 1944-1959. <https://doi.org/10.1007/s11368-023-03468-0>
- Meng C., Tian D., Zeng H. et al. (2019) Global soil acidification impacts on belowground processes. *Environ. Res. Lett.*, **14**(7), 074003. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab239c>
- Murav'ev M.I., Fomchenko N.V., Usol'tsev A.V., Vasil'ev E.A., Kondrat'eva T.F. (2012) Leaching of copper and zinc from copper converter slag flotation tailings using H₂SO₄ and biologically generated Fe₂(SO₄)₃. *Hydrometallurgy*, **119**, 40-46. <https://doi.org/10.1016/j.hydromet.2012.03.001>
- Modern technologies for processing technogenic raw materials. (2019) (Eds K.V. Bulatova, G.I. Gazaleeva). Ekaterinburg, Ural'skii Rabochii Publ., 200 p.
- Naz M., Dai Z., Hussain S. et al. (2022). The soil pH and heavy metals revealed their impact on soil microbial community. *J. Environ. Manag.*, **321**, 115770. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2022.115770>
- Nikitina L.P. (1978) Migration of metals from active volcanoes to a sedimentation basin. Moscow, Nauka Publ., 80 p. (In Russ.)
- Plekhanova I.O., Zolotareva O.A., Tarasenko I.D., Yakovlev A.S. (2019) Assessment of Ecotoxicity of Soils Contaminated by Heavy Metals. *Euras. Soil Sci.*, **52**(10), 1274-1288. <https://doi.org/10.1134/S1064229319100089>
- Purtov V.K., Yatluk G.M. (1982) Experimental studies of the processes of mobilization of petrogenic components in hydrothermal systems. Sverdlovsk, IGG UrO RAN Publ., 61 p. (In Russ.)
- Putyatin Yu.V. (2019) Influence of acidity of sod-podzolic loamy sand soil on the ⁹⁰Sr accumulation by crops. *Pochvovedenie i Agrokimiya*, (1), 211-219. (In Russ.)
- Reutov D.S., Kotel'nikova A.L., Khalezov B.D., Korinevskaya G.G. (2015) Quest for the technology of extracting zinc, copper and sand utilization from solid wastes obtained after copper smelting slags flotation. *Problemy Nedropol'zovaniya*, **2**(5), 79-84. (In Russ.)
- Reutov D.S., Khalezov B.D. (2015) The search for optimal conditions for sulfuric acid leaching to recover copper and zinc from flotation tailings copper slag. *Butlerovskie Soobshcheniya*, **44**(2), 199-203. (In Russ.)

- Sarapulova G.I. (2018) Environmental geochemical assessment of technogenic soils. *J. Mining Institute*, 234, 658-662. <https://doi.org/10.31897/PMI.2018.6.658>
- Seyrankaya A. (2022) Pressure leaching of copper slag flotation tailings in oxygenated sulfuric acid media. *ACS omega*, 7(40), 35562-35574. <https://doi.org/10.1021/acsomega.2c02903>
- Shcherbakova E.P. (2000) Modern mineral formation in technogenic reservoirs of the sulfate type (Southern Urals). *Mineralogy of technogenesis – 2000*. Miass, IMin UrO RAN Publ., 169-171. (In Russ.)
- Stas' N.F. (2013) Study of the interaction of iron ores with acids. *Fundamental'nye Issledovaniya*, (1) (Pt 2), 422-427. (In Russ.)
- Urosevic D.M., Dimitrijevic M.D., Jankovic Z.D., Antic D.V. (2015) Recovery of copper from copper slag and copper slag flotation tailings by oxidative leaching. *Physicochem. Probl. Miner. Process.*, 51. <https://doi.org/10.5277/ppmp150107>
- Zhai Q., Liu R., Wang C. et al. (2022) Mineralogical characteristics of copper smelting slag affecting the synchronous flotation enrichment of copper and arsenic. *J. Environ. Chem. Engin.*, 10(6), 108871. <https://doi.org/10.1016/j.jece.2022.108871>
- Zolotova E., Ryabinin V. (2019) Elements Distribution in Soil and Plants of an Old Copper Slag Dump in the Middle Urals, Russia. *Ecol. Quest.*, 30(4), 41-47. <http://dx.doi.org/10.12775/EQ.2019.026>

ЛИТОСФЕРА Том 25 № 1

Январь–Февраль 2025

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 Эл № ФС77-87191 от 27 апреля 2024 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 № 130 Дата выхода в свет 28.02.2025 Усл. печ. л. 22,75 Уч.-изд. л. 22,75

Институт геологии и геохимии УрО РАН Екатеринбург, 620110, ул. Академика Вонсовского, 15

LITHOSPHERE (Russia) Vol. 25 No. 1

January–February 2025

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 El No. FS77-87191 from April 27, 2024
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 № 130 Signed in print 28.02.2025 Cond. print. sh. 22,75 Found.-publ. sh. 22,75

Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110
