

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

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

ЛИТОСФЕРА

Том 23 № 1 2023 Январь–Февраль

Основан в 2001 году

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

LITHOSPHERE (Russia)

Volume 23 No. 1 2023 January–February

Founded in 2001

Литосфера, 2023. Том 23, № 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, минерагенеза и рудообразования; создания эффективных методов поиска и разведки полезных ископаемых; геофизических особенностей Земли; разработки современных технологий исследования и мониторинга состояния окружающей среды, прогноза и предотвращения природных и техногенных катастрофических явлений; развития геоаналитических методов

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

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

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

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

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

© Институт геологии и геохимии УрО РАН
© Авторы статей

Lithosphere (Russia), 2023. Volume 23, 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, Syktvykar, Russia); Vsevolod N. Anfilogov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Tamara B. Bayanova (Geological Institute, Kola SC RAS, Apatity, Russia); Fernando Bea (University of Granada, Spain); Nikolai S. Bortnikov (Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia); Valerii A. Vernikovskii (Institute of Oil Geology and Geophysics, SB of RAS, Novosibirsk, Russia); Anna Vymazalova (Czech Geological Survey, Prague, Czech Republic); Giorgio Garuti (University of Leoben, Austria); Vladimir Davydov (Permian Research Institute, Boise State University, Department of Geosciences, Boise, ID, USA); Dmitry Yu. Demezhko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Reimar Seltmann (Natural History Museum, London, Great Britain); Efim S. Kontar' (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Vladimir Kutcherov (Royal Institute of Technology, Department of Energy, Stockholm, Sweden); Mikhail G. Leonov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Petr S. Martyshko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Maslennikov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Andrei V. Maslov (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); Viktor N. Puchkov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei D. Sokolov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Rafeel H. Sungatullin (Kazan Federal University, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan, Russia); Valerii N. Udachin (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Richard Herrington (Natural History Museum, London, Great Britain); Il'ya I. Chaikovskii (Mining Institute, UB of RAS, Perm, Russia); Richard Ernst (Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada); Viktor L. Yakovlev (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

Editorial council: Albert V. Zubkov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Kirill S. Ivanov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei N. Kashubin (All-Russian Geological Institute, St.Petersburg, Russia); Sergei V. 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 23, № 1, 2023

Некоторые геодинамические аспекты связи металлогении с магматической зональностью орогенных вулканоплутонических поясов <i>А. М. Курчавов</i>	5
О возможном влиянии примеси СаО в терригенных породах Предуралья на определение состава источников кластики по геохимическим данным <i>А. В. Маслов, Г. А. Мизенс, Л. В. Бадида</i>	21
Опорный разрез уксской свиты верхнего рифея (каратавия) в Алатауском антиклинории (Южный Урал) <i>Н. Д. Сергеева, В. Н. Пучков, С. А. Дьякова, Т. С. Зайцева</i>	38
Геофизическое изучение земной коры (северные регионы России и шельф арктических морей) <i>М. С. Чадаев, В. И. Костицын, В. А. Гершанок, Г. В. Простолупов, М. В. Тарантин</i>	52
Биостратиграфия и литофации среднего-верхнего девона Аязовского нефтяного месторождения (северо-восток Башкирии) <i>Е. Н. Горожанина, В. Н. Пазухин, В. М. Горожанин, З. А. Войкина</i>	68
О природе кратера Жаманшин (Северное Приаралье) <i>В. А. Быкадоров, Г. М. Горкин, М. П. Антипов, К. Е. Книжник</i>	92
О природе, составе и газоносности эпигенетической минерализации в соляной толще Верхнекамского месторождения (на примере Усольского рудника) <i>И. И. Чайковский, О. В. Иванов, М. В. Бубнова, Т. В. Федоров</i>	117
Кристаллохимия глобулярных слоистых силикатов Троицко-Байновского месторождения огнеупорных глин (Средний Урал) <i>Ю. С. Симакова</i>	133

Вниманию читателей

Оформить подписку журнала на 1-е полугодие 2023 года можно во всех отделениях Почты России (подписной индекс издания в Общероссийском каталоге "Почта России" – ПР857)

Contents

Volume 23, No. 1, 2023

Geodynamic aspects of the metallogeny-magmatic zonality relationship of orogenic volcanic-plutonic belts <i>A. M. Kurchavov</i>	5
Possible influence of CaO admixture in the Pre-Ural Foredeep terrigenous rocks on the determination of the source rocks composition based on geochemical data <i>A. V. Maslov, G. A. Mizens, L. V. Badida</i>	21
Reference section of the Uk Formation of the Upper Riphean (Karatavian) in the Alatau anticlinorium (Southern Urals) <i>N. D. Sergeeva, V. N. Puchkov, S. A. Dyakova, T. S. Zaitseva</i>	38
Geophysical study of the Earth's crust (Northern regions of Russia and the Arctic sea shelf) <i>M. S. Chadaev, V. I. Kostitsyn, V. A. Gershanok, G. V. Prostolupov, M. V. Tarantin</i>	52
Biostratigraphy and lithofacies of the Middle-Upper Devonian in the Ayazovo oil field (North-Eastern of Bashkiria) <i>E. N. Gorozhanina, V. N. Pazukhin, V. M. Gorozhanin, Z. A. Voykina</i>	68
On the nature of the Zhamanshin crater (Northern Cis-Aralian Region) <i>V. A. Bykadorov, G. M. Gorkin, M. P. Antipov, K. E. Knizhnik</i>	92
On the nature, composition and gas content of epigenetic mineralization in the salt column of the Verkhnekamskoe deposit (on the example of the Usolsky mine) <i>I. I. Chaikovskiy, O. V. Ivanov, M. V. Bubnova, T. V. Fedorov</i>	117
Crystal chemistry of globular layered silicates of the Troitsko-Bainovskoye fire-clay deposit (Middle Urals) <i>Yu. S. Simakova</i>	133

Subscription

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

УДК 551.24/551.21/553.261

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-1-5-20

Некоторые геодинамические аспекты связи металлогении с магматической зональностью орогенных вулканоплутонических поясов

А. М. Курчавов

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН),
119017, г. Москва, пер. Старомонетный, 35, e-mail: Kurchavov.kam38@yandex.ru*

Поступила в редакцию 18.05.2022 г., принята к печати 22.11.2022 г.

Объект исследований. Орогенные окраинно-континентальные и коллизионные вулканоплутонические пояса, зональность магматизма и металлогении в их пределах, связь эндогенной металлогении с магматической зональностью и геодинамикой формирования поясов. **Материалы и методы.** Многолетние исследования девонского и верхнепалеозойского поясов Казахстана, мел-палеогенового пояса Сихотэ-Алиня, анализ изменения вещественных параметров магматитов, выделение фронтальной и тыловой частей поясов и особенностей расположения металлогенических зон в их пределах, данные по другим поясам мира. **Результаты.** Для окраинно-континентальных поясов установлена асимметричная смена магматитов толеитовой и низкокальцевой ветви известково-щелочной петрохимической серии фронтальной зоны пояса на магматиты высококальцевой ветви известково-щелочной и шшонитовой серий тыловой зоны (девонской и верхнепалеозойской пояса Казахстана). В том же направлении меняется элементный, а также генетический тип месторождений: колчеданные медно-полиметаллические фронтальной зоны сменяются на молибден-медно-порфировые тыловой зоны (близ границы с фронтальной зоной) и затем на редкометалльные. Это свойственно также Андийскому и Охотско-Чукотскому поясам. Коллизионным поясам присуща симметричная зональность со сменой от редкометалльных месторождений в центре на медно-порфировые и далее на редкометалльные в этом направлении. Это связано с субдукционными процессами. Для коллизионной обстановки характерна симметричная зональность вещественных магматических параметров по отношению к зоне сгущивания и симметричное расположение металлогенических зон со сменой редкометалльных месторождений в зоне сгущивания на медные и полиметаллические по обрамлению. Эти данные важны для металлогенического прогнозирования, а также для палеотектонических реконструкций.

Ключевые слова: орогенные вулканоплутонические пояса окраинно-континентальные и коллизионные, магматическая зональность, металлогеническая зональность, геодинамика формирования поясов

Источник финансирования

Работы проводились при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 96-05-64535, 01-05-64626, 14-05-92000), программ фундаментальных исследований Президиума РАН (программы № 13, 2003–2005 гг.; № 1, 2006–2009 гг.; № 4, 2010–2014 гг.; № 18, 2016–2018 гг.), а также базовой тематики НИР ИГЕМ РАН (Петрология магматизма конвергентных и внутриплитных обстановок: эволюция магматизма в ходе формирования крупных континентальных блоков. Рег. № ЕГИСУ НИОКТР 121041500222-4)

Geodynamic aspects of the metallogeny-magmatic zonality relationship of orogenic volcanic-plutonic belts

Anatoly M. Kurchavov

*Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS (IGEM RAS), 35 Staromonetnyi lane,
Moscow 119017, Russia, e-mail: Kurchavov.kam38@yandex.ru*

Received 18.05.2022, accepted 22.11.2022

Для цитирования: 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>

For citation: Kurchavov A.M. (2023) Geodynamic aspects of the metallogeny-magmatic zonality relationship of orogenic volcanic-plutonic belts. *Lithosphere (Russia)*, 23(1), 5-20. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-1-5-20>

© А.М. Курчавов, 2023

Research subject. The orogenic marginal-continental and collisional volcanic-plutonic belts, and the zonality of magmatism and metallogeny within them, as well as the relationship of endogenous metallogeny with magmatic zonality and geodynamics of belt formation. *Materials and methods* include the long-term studies of the Devonian and Upper-Paleozoic belts of Kazakhstan and the Cretaceous-Paleogenic belt of Sikhote-Alin; an analysis of the alterations in the material parameters of magmatites; the identification of the front and rear parts of the belts and the arrangement features of metallogenic zones within their limits; and the data on other belts of the world. *Results.* For the marginal continental belts, an asymmetric change of the tholeiitic and low-potassium magmatites of the calcareous-alkaline petrochemical series of the frontal zone of the belt into the magmatites of the high-potassium branch of the calcareous-alkaline and shoshonite series of the rear zone (Devonian and Upper Paleozoic belts of Kazakhstan) has been established. In the same direction, the elemental, as well as the genetic type of deposits changes: pyrite copper-polymetallic frontal zones are replaced by molybdenum-copper-porphyry rear zones (near the border with the frontal zone) and then by rare metal ones. This is also characteristic of the Andean and Okhotsk-Chukchi belts. The collision belts are characterised by symmetrical zonality with a change from rare metal deposits in the centre to copper-polymetallic deposits at the edges (Mongolia). In some cases (Sikhote-Alin and Japan), the continuity of the marginal-continental belt is disrupted as a result of the mantle diapir (or plume), symmetrical magmatic and metallogenic zonality occurs with the change of polymetallic manifestations (near the ocean-continent boundary) to rare-metal ones in the distance. *Conclusions.* The change in the material parameters of the magmatites of the marginal-continental belts correlates with the removal of their ranges from the ocean-continent transition zone to the interior of the latter. In this case, copper-polymetallic pyrite ore formations are replaced by copper-porphyry and then by rare metal ones in this direction. This is due to subduction processes. The collision situation is characterised by a symmetrical zonality of material magmatic parameters with respect to the crowding zone and a symmetrical arrangement of metallogenic zones with a change of rare metal deposits in the crowding zone to copper and polymetallic along the frame. These data are important for metallogenic prediction, as well as for palaeotectonic reconstructions.

Keywords: *marginal-continental and collisional orogenic volcanic-plutonic belts, magmatic zonality, metallogenic zonality, geodynamics of belt formation*

Funding information

The work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (projects No. 96-05-64535, 01-05-64626, and 14-05-92000), the programs of fundamental research of the Presidium of the Russian Academy of Sciences (programs No. 13, 2003–2005; No. 1, 2006–2009; No. 4, 2010–2014; No. 18, 2016–2018), as well as the basic research topic of IGEM RAS (Petrology of magmatism of convergent and intraplate environments: evolution of magmatism during the formation of large continental blocks. EGISU R&D registration number 121041500222-4)

Acknowledgements

Long-term studies of the zonality of orogenic belts and the features of the placement of endogenous deposits in their limits were carried out in close collaboration with A.A. Mossakovsky, V.A. Baskina and M.K. Bakhteev, to whose blessed memory this article is dedicated.

ВВЕДЕНИЕ

Раскрытие роли движений литосферных плит в становлении земной коры по-новому поставило вопросы о связи металлогении с магматизмом геологических структур. Она оказалась более многогранной и не всегда однозначной, в ряде случаев кардинально меняющей сложившиеся представления о взаимосвязи металлогении и магматических процессов в ходе эволюции складчатых сооружений.

В данной статье на примере орогенных вулканоплутонических поясов рассматриваются некоторые выявленные особенности связи эндогенной металлогении поясов с их магматической зональностью и геодинамикой формирования, позволяющими использовать эти данные для более всестороннего анализа роли глубинных геологических явлений в становлении современного облика

складчатых структур, их металлогенической специфики и целенаправленного металлогенического прогнозирования. Эти особенности важны также и для палеотектонических реконструкций, использованию которых в настоящее время уделяется недостаточное внимание.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Работа основана на многолетних полевых исследованиях девонского и верхнепалеозойского поясов Казахстана, мел-палеогенового пояса Сихотэ-Алиня, анализе изменения по латерали вещественных параметров магматитов, выделении фронтальной и тыловой частей поясов и особенностей расположения металлогенических зон в их пределах. Привлечены материалы по изучению зональности магматизма и металлогении орогенных поясов других регионов.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу исследований зональности вулканоплутонических поясов, как правило, были положены особенности строения вулканитов или изменения тех или иных петрохимических параметров одновозрастных равнокислотных пород вкрест простирания поясов. Так было установлено нарастание калия в породах от океана вглубь континента для Кордильер Северной Америки (Dickinson, Natherton, 1967; Christiansen, Lipman, 1972) или для Охотско-Чукотского пояса (Белый, 1978). Наш опыт показал, что более эффективный способ выявления зональности поясов заключается в прослеживании по латерали изменений сериальных петрохимических параметров одновозрастных магматических образований. Это детально было сделано для девонских орогенных магматитов всего ареала их распространения в Центральном Казахстане (Курчавов и др., 2000). С этой целью использовалась TAS-диаграмма, верхняя часть которой представляет собой классификационную диаграмму (Петрографический кодекс России..., 2009), дополненную вниз по содержанию оксида калия, где выделены поля развития толеитовой, известково-щелочной (низкокалиевой и высококалиевой ветвей), шощонитовой петрохимических серий. Выявленные в конкретных массивах петрохимические типы пород (по содержанию щелочей и их петрохимической сериальной принадлежности) наносились условными знаками на геологическую основу с конкретными контурами распространения ареалов развития разных стадий девонского орогенного магматизма. Использовано более 6000 анализов пород, достаточно равномерно распределенных в пределах выхода девонских магматитов Центрального Казахстана. Это позволило составить карты (масштаб 1 : 1 000 000) распространения формаций пород, выделенных по кремнезему (последовательно дифференцированные, контрастные, монопородные), с учетом сериальной петрохимической (по содержанию калия) принадлежности слагающих их пород. По данной методике ранее проанализированы также особенности латерального изменения сериальной петрохимической специфики пород других вулканических поясов Азии (Курчавов и др., 1999).

На уже выделенные петрохимические зоны наносились проявления эндогенного оруденения соответствующего возраста. Так была установлена металлогеническая зональность девонского и верхнепалеозойского вулканоплутонических поясов Казахстана. В других случаях анализировались особенности распространения типов гранитоидов и связанных с ними месторождений с удалением от зоны перехода море–континент (Сихотэ-Алинь и юго-запад Японии) или характер совмещения металлогенических зон с выделенными

ми структурами сгущивания или коллизии (Монголия). В результате намечены новые интересные моменты связи металлогении, магматизма и геодинамических процессов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Под орогенными понимаются линейно вытянутые ареалы вулканитов и комагматичных им интрузивов, возникающих в континентальную стадию развития складчатых поясов в условиях горного расчлененного рельефа в ассоциации с моласами.

Все они связаны с взаимодействием литосферных плит. При субдукции океанической плиты под консолидированную континентальную плиту возникают окраинно-континентальные (или надсубдукционные) орогенные магматические пояса. Они формируются на континенте вдоль границы с подвижной областью, распространяясь далеко внутрь континента. Примером таких поясов служат девонские и верхнепалеозойские наземные вулканиты Центрально-Азиатского складчатого пояса, мезокайнозойские вулканиты Тихоокеанского обрамления (Андийский, Охотско-Чукотский, Восточно-Сихотэ-Алиньский пояса и др.).

При субдукции океанической плиты под островодужные энсиалические структуры также возникают наземные (орогенные) вулканоплутонические пояса. Примером служат позднекайнозойские магматиты Камчатки или девонский континентальный вулканоплутонический пояс хребтов Чингиз и Тарбагатай в Казахстане.

Пояса другого типа (коллизионные, переходящие во внутриплитные) формируются в процессе коллизии континентальных плит и развития магматизма в континентальных условиях. Ярким примером являются позднекайнозойские наземные магматиты Альпийского пояса или позднепалеозойские вулканиты и сопряженные с ними гранитоиды Монголии.

Во всех случаях магматиты меняют свои петрохимические характеристики вкрест простирания поясов, формируя зональность разного типа.

Петрохимическая и металлогеническая зональность орогенных окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов

В их пределах отчетливо обособляется фронтальная и тыловая (или внутриконтинентальная) зоны пояса. Зональность проявляется сменой пород преимущественно низкокалиевой ветви известково-щелочной петрохимической серии на фронте пояса (по границе с подвижной областью) на породы высококалиевой ветви этой серии и шощонитовой серии в тыловой зоне (ареале развития

пород во внутренней части консолидированных структур). В этом же направлении происходит смена эндогенных рудных месторождений.

Ярким примером связи зональности магматизма и металлогении служат хорошо изученные орогенные окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса Казахстана (Металлогения Казахстана..., 1978а, б, 1981; Медно-порфировые месторождения, 1986; Курчавов и др., 2000, 2002; Сейтмуратова и др., 2013; Гранкин и др., 2018; Антонюк, Исмаилов, 2019; и др.).

Особенно детально была изучена зональность девонского пояса Казахстана и связь с ней металлогенических зон (Курчавов и др., 2002) (рис. 1, 2). На всех стадиях формирования данного пояса отчетливо прослеживается возрастание роли пород калиевых петрохимических серий от его фронтальной части к тыловой, что придает поясу асимметричное строение.

Смена петрохимических зон по латерали сопровождается изменением их металлогенической специфики: с Pb-Zn и Cu руд колчеданного типа на фронте пояса, тесно связанными с вулканитами (широко представленными субвулканическими проявлениями) и локализованными в зоне перехода от морских фаций к континентальным, на медно-порфировые руды на границе тыловой зоны с фронтальной (здесь появляются гранитоиды монцититового типа). В тыловой зоне девонского пояса расположены уже преимущественно редкометалльные месторождения в тесной связи с лейкократовыми и аляскитовыми гранитами, среди которых известны крупные оловянные месторождения Сарымбет и Донецкое (Курчавов, Хамзин, 2017).

От фронтальной части пояса к тыловой происходит смена не только элементного состава месторождений, но и типов месторождений одного и того же элемента. Особенно ярко это проявлено на поздней стадии формирования девонского пояса (см. рис. 2).

Промышленно значимые медно-порфировые месторождения Казахстана располагаются в пределах тыловых зон вулканических поясов, близ их границы с фронтальной зоной (см. рис. 2, 3). Полиметаллические и медно-колчеданные месторождения концентрируются во фронтальной зоне пояса по границе с прилегающей подвижной областью. Это свойственно как девонскому, так и позднепалеозойскому вулканическому поясу.

В этом отношении показательно также расположение крупнейших медно-порфировых месторождений в Андийском поясе (рис. 4). Они локализованы в удалении от зоны океан-континент примерно на 200 км вглубь консолидированного континента, в то время как колчеданные месторождения тяготеют к зоне перехода к Тихому океану.

Изменение характера месторождений меди от колчеданного типа на порфировые отмечается так-

же и для некоторых сегментов Охотско-Чукотского орогенного вулканоплутонического пояса (рис. 5) (Сидоров и др., 2019). Подобная односторонне направленная зональность обычно связывается с субдукционными процессами.

Представляется, что одним из необходимых условий для формирования крупных медно-порфировых месторождений является длительно сохраняющаяся стабильность тектонической обстановки. Такая обстановка более свойственна тыловым зонам поясов, чем фронтальным зонам с их большей лабильностью.

Нарушение зональности окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов

При субдукции океанической коры под энциалические островодужные структуры в пределах последних также формируются наземные (орогенные) вулканоплутонические пояса, сходные по своему строению и составу продуктов магматизма с окраинно-континентальными поясами. Главными отличиями являются симметричная зональность магматизма таких поясов и менее щелочной характер пород по сравнению с окраинно-континентальными поясами. Ярким примером служат детально изученные девонские наземные магматиты хребтов Чингиз и Тарбагатай в Казахстане. В осевой части данной островодужной структуры распространены магматиты преимущественно высококальциевой ветви известково-щелочной петрохимической серии, в то время как по периферии этой структуры распространены продукты низкокальциевой ветви известково-щелочной петрохимической серии и толеитовой серии (см. рис. 1, 2). Такая симметричность расположения магматических зон, возможно, связана с перескоком зоны субдукции.

Для некоторых окраинно-континентальных поясов или их сегментов установлено, что односторонняя магматическая и металлогеническая зональность может быть составной частью более сложной зональности симметричного типа.

Это детально было рассмотрено В.А. Баскиной для Сихотэ-Алиня и юго-западной Японии (Baskina, 1996; Курчавов др., 1998, 1999).

Данный пояс многими исследователями рассматривается как модельное звено системы окраинно-континентальных поясов востока Азии, связываемых с субдукцией тихоокеанских океанических плит под континент. Одним из оснований таких представлений служит достаточно четкая латеральная магматическая зональность данного пояса.

Южному Сихотэ-Алиню свойствен преимущественно доэоценовый кремнекислый магматизм. Общий объем андезитов и базитов в разрезе не превышает 10 %. При этом они локализируются главным образом близ западной границы пояса,

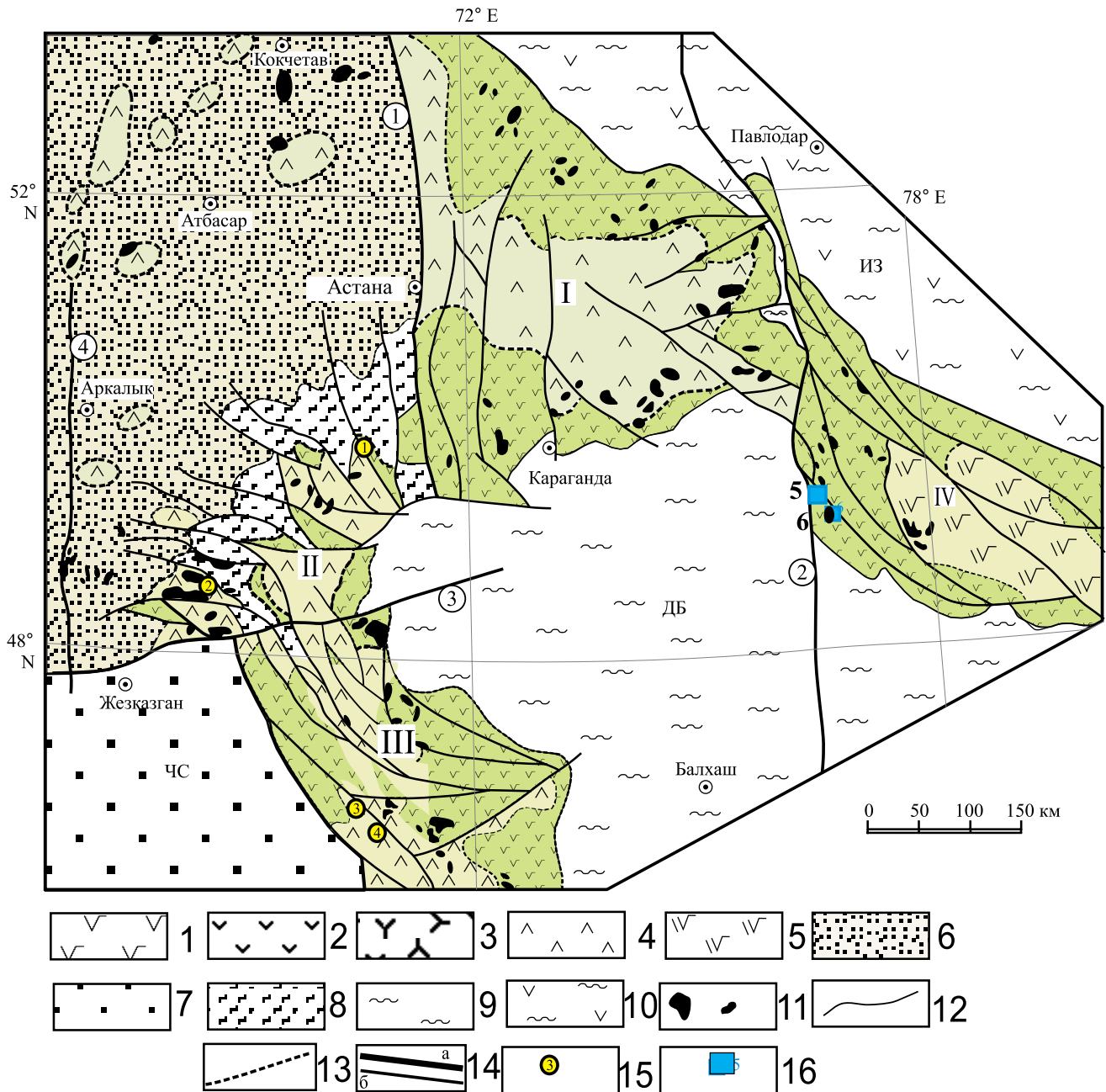


Рис. 1. Современное распространение раннеорогенных ассоциаций пород (низы нижнего девона) девонско-го вулканоплутонического пояса Центрального Казахстана и эндогенных рудных месторождений этой стадии развития, по (Курчапов и др., 2000, 2002) с изменениями.

Темно-зеленым цветом выделены вулканиты фронтальной зоны пояса, светло-зеленым – тыловой зоны. 1–5 – ассоциации вулканогенных пород: 1–3 – известково-щелочные с подчиненными толеитовыми разновидностями (1 – базальт-андезибазальт-андезитовая, 2 – андезибазальт-андезит-андезидацитовая с дацитами и риолитами, 3 – андезит-дацит-риолитовая); 4, 5 – известково-щелочные повышенной калиевоности и шошонитовые (4 – трахибазальт-трахиандезит-трахитовая с подчиненными дацитами и риолитами); 6 – терригенная моласса; 7 – терригенные континентальные и, возможно, прибрежно-морские отложения; 8 – терригенные субаквальные отложения; 9, 10 – морские отложения: 9 – преимущественно терригенные, 10 – терригенные и вулканогенные; 11 – интрузивные массивы; 12, 13 – границы распространения ассоциаций пород; 14 – разломы (а – глубинные; цифры в кружках: 1 – Целиноградский, 2 – Центрально-Казахстанский, 3 – Успенский, 4 – Улугауский; б – прочие); 15, 16 – рудные месторождения: 15 – золото кварцево-жильные (1 – Кенжарык, 2 – Жалтырбулак, 3 – Жаксы, 4 – Алтынсай), 16 – золотоколчеданно-полиметаллические (5 – Абыз), медно-колчеданные (6 – Беркара). ЧС – Чу-Сарысуйская впадина, ДБ – Жонгаро-Балхашская и ИЗ – Иртыш-Зайсанская области морского осадконакопления. Римские цифры в квадрате: I–III – активная окраина каледонского континента (сегменты девонского вулканоплутонического пояса: I – Северо-Восточный, II – Сарысу-Тенгизский, III – Бетпақдалинский), IV – островная дуга энсалического типа (Чингиз-Тарбағатайская).

Fig. 1. Contemporary distribution of the early-orogenic associations (Lower Devonian) of the Devonian volcano-plutonic belt in Central Kazakhstan, and endogenous ore deposits of this stage, according to (Kurchavov et al., 2000, 2002) with some simplification.

The volcanic rocks of the frontal zone of the belt are highlighted in dark green, and the rear zone is highlighted in light green. 1–5 – associations: 1–3 – calc-alkaline with subordinate tholeiite varieties (1 – basalt-andesibasalt-andesite, 2 – andesibasalt-andesite-andesidacite with dacites and rhyodacites, 3 – andesite-dacite-rhyolite); 4, 5 – calc-alkaline predominantly of an elevated potassium content and shoshonite (4 – trahybasalt-trachyandesibasalt-trachyte with subordinate basalts, andesibasalts, and andesites; 5 – trahyandesite-trahydacite-trahyrhyolite with dacites and rhyolites); 6 – terrigenous molassa; 7 – terrigenous continental and possibly coastal-marine deposits; 8 – subaqual terrigenous; 9, 10 – marine deposits: 9 – predominantly terrigenous, 10 – terrigenous and volcanogenous; 11 – intrusive massifs; 12, 13 – boundaries between associations; 14 – faults (a – deep-seated); figures in circles: 1 – Tselinogradsk, 2 – Central Kazakhstan, 3 – Uspensk, 4 – Ulutaus; 6 – other); 15, 16 – endogenous ore deposits: 15 – gold-quartz vein (1 – Kenzharyk, 2 – Zhaltyrbulak, 3 – Zhaksy, 4 – Altynsai), 16 – gold-pollymetallic massive sulfide (5 – Abyz), copper massive sulfide (6 – Berkara). CH – Chu-Sarysui depression, DB – Zhongar-Balkhash, IS – Irtysh-Zaisan mobile regions. Roman figures in squares: I–III – active margin of the Caledonian continent (segments of the volcanic belt: I – Severo-Vostochnyi, II – Sarysu-Tengiz, III – Betpakdalin), IV – ensialic island arc (Chingiz-Tarbagaty segment).

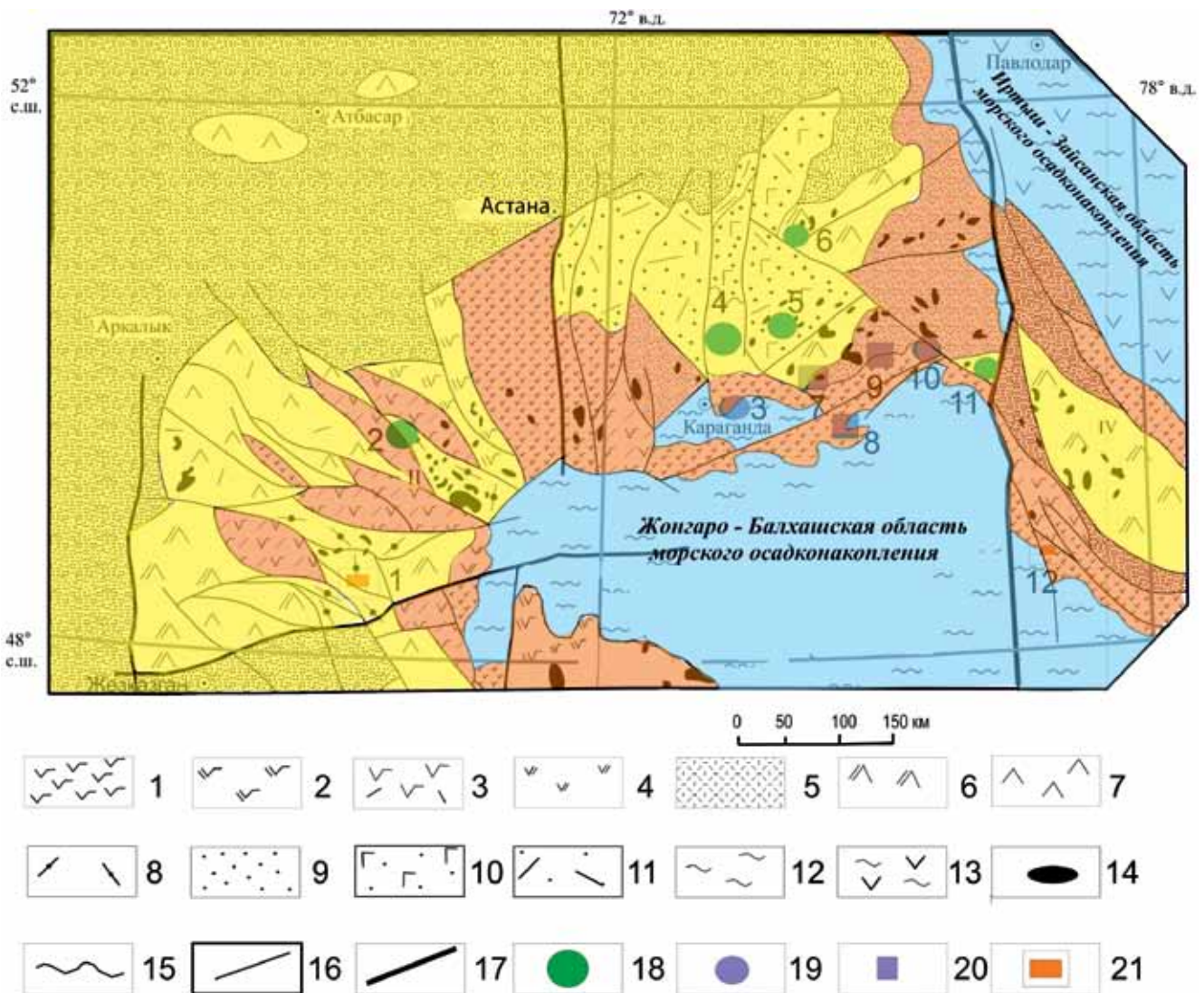


Рис. 2. Положение промышленно важных месторождений, связанных с поздней стадией (живет–фран) формирования девонского вулканоплутонического пояса Центрального Казахстана, по (Антонюк, Исмаилов, 2019; Гранкин и др., 2018; Курчавов и др., 2000, 2002; Курчавов, Хамзин, 2017) с изменениями.

Темно-желтым цветом выделены вулканиды фронтальной зоны пояса, светло-желтым – тыловой зоны. 1–8 – ассоциации пород: известково-щелочной серии нормальной щелочности: 1 – базальт-андезибазальт-андезитовая, 2 – андезит-дацит-риолитовая, 3 – контрастная андезибазальт-риолит-риодацитовая, 4 – последовательно дифференцированная

андезит-дацит-риолитовая, 5 – риодацит-риолитовая; 6–8 – известково-щелочной серии повышенной щелочности и калиевоности: 6 – трахиандезит-трахидацит-трахириолитовая с дацитами и риолитами, 7 – трахибазальт-трахиандезит-базальт-трахиандезит-трахитовая с базальтами, андезибазальтами и андезитами, 8 – трахидацит-трахириолитовая; 9–11 – терригенные отложения: 9 – терригенная моласса, 10 – то же с трахибазальтами, трахиандезитбазальтами, реже с трахириодацитами, 11 – то же с трахириодацитами и трахириолитами; 12, 13 – морские отложения: 12 – преимущественно терригенные, 13 – терригенные с вулканитами; 14 – интрузивные массивы; 15 – границы ассоциаций пород; 16, 17 – разломы: 16 – региональные, 17 – глубинные; 18–21 – месторождения: 18 – медно-порфировые, 19 – колчеданные медно-полиметаллические, 20 – колчеданные полиметаллические, 21 – золоторудные.

Цифрами обозначены месторождения: медно-порфировые: 2 – Заречное, 4 – Нурказган, 5 – Сатпаевское, 6 – Аяккодзжан, 11 – Коктасжал; медно-колчеданные: 3 – Спасская группа, 10 – Шоптыколь; колчеданные медно-полиметаллические: 7 – Хаджиказган, 8 – Кызылшоки, 9 – Коктасжарта; золотые: 1 – Ушшоки, 12 – Прогресс.

Fig. 2. The position of industrially important deposits associated with the late stage (glivet – fran) of the formation of the Devonian volcanic-plutonic belt of Central Kazakhstan, according to (Antonyuk, Ismailov, 2019; Grankin et al., 2018; Kurchavov et al., 2000, 2002; Kurchavov, Khamzin, 2017) with changes.

The volcanites of the frontal zone of the belt are highlighted in yellow dark, the rear zone is highlighted in light yellow. 1–8 – associations of rocks: calcareous-alkaline series of normal alkalinity: 1 – basalt-andesite-basalt-andesite, 2 – andesite-dacite-rhyolite, 3 – contrasting andesite-basalt-rhyolite-rhyodacite, 4 – sequentially differentiated andesite-dacite-rhyolite, 5 – rhyodacite-rhyolite; 6–8 – calcareous-alkaline series of increased alkalinity and potassium content: 6 – trachyandesite-trachydacite-trachyrhyolite with dacites and rhyolites, 7 – trachybasalt-trachyandesite-basalt-trachyandesite-trachyte with basalts, andesite-basalts and andesites, 8 – trachydacite-trachyrhyolite; 9–11 – terrigenous deposits: 9 – terrigenous molasses, 10 – the same with trachybasalts, trachyandesite-basalts, less often with trachyriodacites, 11 – the same with trachyriodacites and trachyrhyolites; 12, 13 – marine sediments: 12 – mostly terrigenous, 13 – terrigenous with volcanites; 14 – intrusive massifs; 15 – boundaries of rock associations; 16, 17 – faults: 16 – regional, 17 – deep; 18–21 – deposits: 18 – porphyry copper, 19 – pyrite copper-polymetallic, 20 – pyrite polymetallic, 21 – gold ore.

The figures indicate deposits: copper-porphyry: 2 – Zarechnoye, 4 – Nurkazgan, 5 – Satpayevskoye, 6 – Ayakkodzhan, 11 – Koktaszhal; copper-pyrites: 3 – Spasskaya group, 10 – Shoptykol; pyrites copper-polymetallic: 7 – Khadzhikazgan, 8 – Kyzylshoky, 9 – Koktaszhartas; gold: 1 – Ushshoky, 12 – Progress.

т.е. в его тыловой, а не во фронтальной части. Среди кремнекислых магматических пород на западе пояса преобладают сеноман-сенонские риолиты и деллениты и комагматичные им гранитоиды (возраст 95–75 млн лет). Последние представлены преимущественно ильменитовыми разностями I-типа, реже – S-типа. Для магматизма этой части пояса характерна металлогеническая специализация на олово и вольфрам (рис. 6).

В прилегающих к Японскому морю частях пояса и в прибрежной акватории моря преобладают палеогеновые магматиты (возрастом 70–50 млн лет). Они представлены уже магнетитовыми разностями I-типа. Этой части пояса свойственна специализация на свинец, цинк, молибден, золото.

В целом от берега Японского моря вглубь азиатского континента возрастают общая щелочность магматитов, значения кали-натровых и рубидиево-калиевых отношений в них, увеличивается концентрация лития, фтора, падает окисленность пород. То есть происходят именно те изменения вещественных параметров пород, которые считаются характерными при переходе от фронтальных частей надсубдукционных поясов к их тыловым частям.

Однако было бы нецелесообразным рассматривать зональность магматизма южного Сихотэ-Алиня обособленно от таковой в юго-западной Японии. Считается доказанным, что после массовой раннемезозойской аккреции как Сихотэ-Алинь, так и юго-западная Япония были частью единой Евразийской плиты, где в позднем мелу – палеогене образовался окраинно-континентальный вулканиче-

ский пояс, причем позиция падающей к ЗСЗ сейсмофокальной зоны в течение этого времени была стабильной. Как полагают, реликты выхода мел-палеогеновой сейсмофокальной зоны обнаруживаются в поясе Симанто в юго-западной Японии. Затем, при раскрытии Японского моря, два звена пояса были разобщены.

Ожидаемая в таком случае направленная латеральная изменчивость состава и возраста эндогенных образований с переходом от фронтальных к тыловым частям некогда единого пояса в рассматриваемом сегменте отсутствует. Напротив, имеет место зеркально-симметричная зональность мел-палеогеновых магматических и рудных образований по отношению к Японскому морю. Обе части пояса (юг Восточного Сихотэ-Алиня и юго-западная Япония), каждая шириной 150–200 км, заложены на сиалической коре мощностью до 40 км, включающей в себя блоки докембрия. В юго-западной Японии (как и на юге Сихотэ-Алиня) в меловых–палеогеновых разрезах преобладают кислые и умеренно кислые вулканиды. Их мощность достигает 3 км, а общий объем андезитов в разрезах не превышает 10–15 %. На ранних стадиях заложения пояса (в альбе–сеномане) здесь развиты известково-щелочные и калиевые андезиты. Они распространены в тыловой и осевой частях ареала, т. е. в области, примыкающей к Японскому морю. В удалении от Японского моря в предполагаемой фронтальной, притихоокеанской, части пояса (зона Саньо) вулканиды и гранитоиды более древние (95–75 млн лет). Они относятся к ильменито-

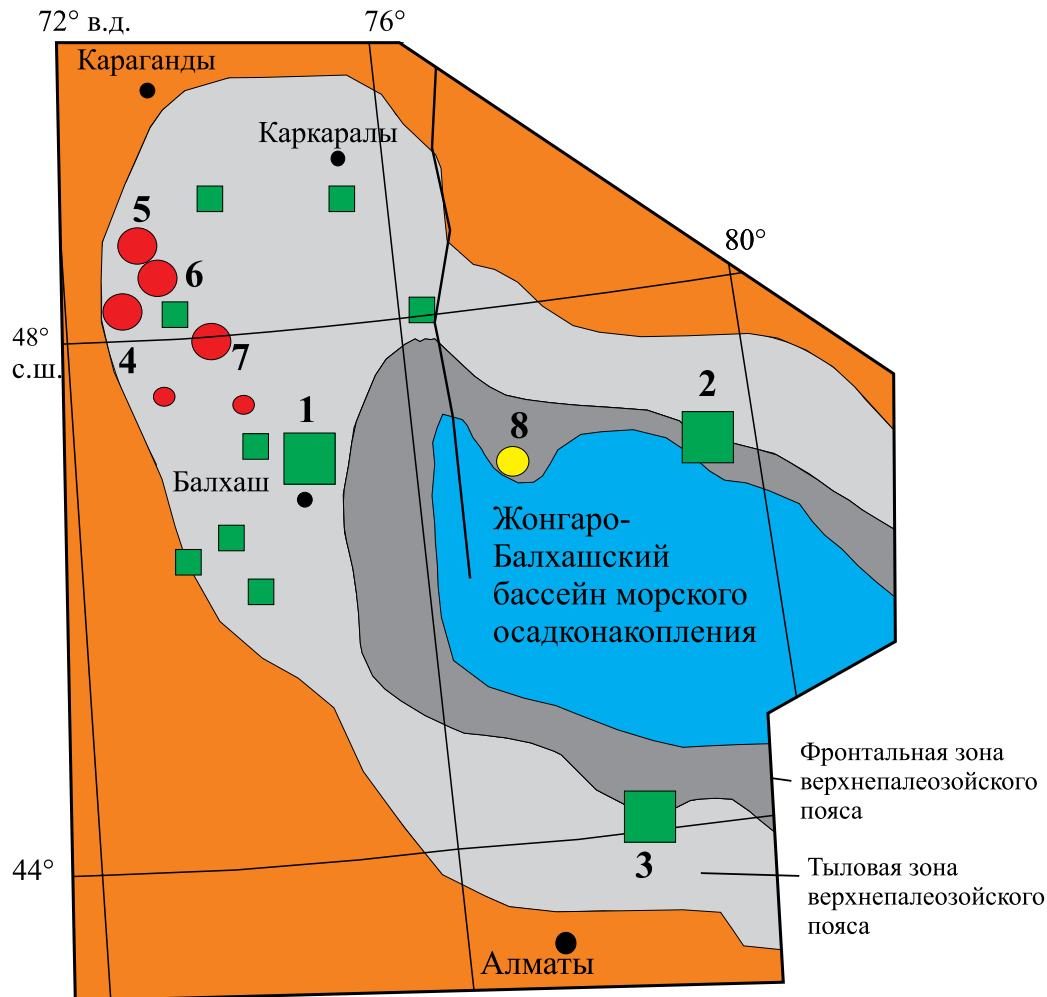


Рис. 3. Положение промышленно важных позднепалеозойских месторождений Казахстана.

Темно-серым цветом показана фронтальная зона орогенного верхнепалеозойского вулканоплутонического пояса: базальт-андезибазальт-андезит-дацит-риолитовая серия пород низкокалиевой ветки известково-щелочной петрохимической и толеитовой серий; светло-серым цветом показана тыловая зона пояса с развитием андезибазальт-андезит-дацит-риолитовой серии пород высококалиевой ветви известково-щелочной петрохимической и частично шшонитовой серий. Оранжевым цветом показан комплекс образований каледонид. Месторождения: 1–3 – медно-порфировые (1 – Кобырат, 2 – Актогай, 3 – Коксай), 4–7 – редкометалльные (4 – Коктенколь, 5 – Достар, 6 – Верхние Кайракты, 7 – Акчатау), 8 – скарново-гидротермальные медно-полиметаллические (Саякская группа).

Fig. 3. Position of Late Paleozoic ore deposits in Kazakhstan.

The front zone of the orogenic Upper Paleozoic volcano-plutonic belt is shown in dark gray: basalt-andesibazalt-andesite-dacite-rhyolite series of rocks of the low-potassium branch of the lime-alkaline petrochemical and the toleite series; a light gray color shows the rear zone of the belt with the development of an andesibazalt-andesite-dacite-rhyolite series of rocks of the high-potassium branch of the lime-alkaline petrochemical and a partially shoshonite series. The complex of caledonid formations is shown in orange. Ore deposits: 1–3 – copper-porphyry (1 – Konyrat, 2 – Aktogay, 3 – Koksay), 4–7 – rare metal (4 – Koktenkol, 5 – Dostar, 6 – Verkhnie Kayrakty, 7 – Akchatau), 8 – scarlet-hydrothermal copper-polymetallic (Sayak group).

вой серии I-типа, относительно обогащены K, Rb, F, Li, Sn. С ними связано оловянное, вольфрамовое, медное оруденение.

Таким образом, важные характеристики магматических и рудных образований на юго-западе Японии и во внутриконтинентальной (особенно в области Центрального шва) части Сихотэ-Алинского пояса совпадают. Вблизи Японского моря

как в юго-западной Японии, так и в Сихотэ-Алине преобладают палеогеновые (70–50 млн лет) ассоциации магматитов I-типа, магнетитовой серии, обедненные минерализаторами, имеющие более низкие значения (0.705–0.706) начальных отношений изотопов стронция. В обоих ареалах вдоль побережья Японского моря симметрично располагаются выходы эоценовых (50–40 млн лет) гранофи-

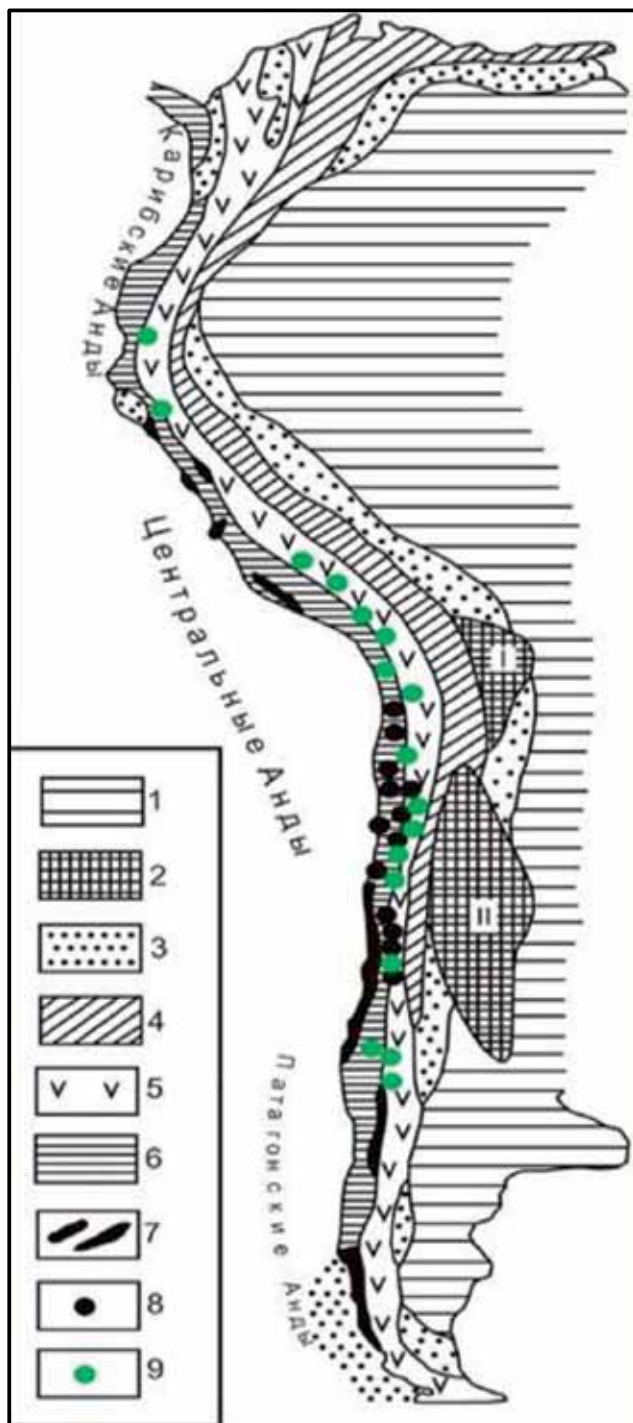


Рис. 4. Положение крупнейших медно-порфировых месторождений Анд, по (Petersen, 1973; Сейтмуратова и др., 2013).

1 – древняя платформа; 2 – массивы: I – срединный массив Пуна на герцинском основании, II – крайний массив Пампа на докембрийском основании; 3–6 – тектонические зоны Анд: 3 – передовые прогибы, 4 – Восточные Кордильеры, 5 – Западные Кордильеры, 6 – Притихоокеанская зона; 7 – ларамийские гранитоиды; 8, 9 – месторождения: 8 – медно-колчеданные, 9 – медно-порфировые.

Fig. 4. The position of the largest copper-porphyry deposits of the Andes, according to (Petersen, 1973; Seitmuratova et al., 2013).

1 – ancient platform; 2 – arrays: I – the middle Puna massif on the Hercynian base; II – the Pampa marginal massif on the Precambrian base; 3–6 – tectonic zones of the Andes: 3 – advanced deflections, 4 – Eastern Cordillera, 5 – Western Cordillera, 6 – Pacific zone; 7 – Laramian granitoids; 8, 9 – deposits: 8 – copper-pyrite, 9 – copper-porphyry.

ров и субщелочных гранитов. Свинцово-цинковые и молибденовые месторождения мелового–палеогенового возраста Японии тяготеют к япономорскому побережью. Отметим также наличие субэральных известково-щелочных андезитов, дацитов и риолитов эоцен-олигоцена (46–32 млн лет) на подводной возвышенности Ямато (Васильев, 1989).

Такая симметричная зональность принципиально отличается от установленных закономерностей проявления надсубдукционного магматизма, и поэтому механизмы субдукции океанической коры в качестве ее причины не могут быть приняты. Судя по изотопно-геохронологическим данным, симметричная зональность возникла на самых ранних стадиях формирования окраинно-континентального вулканического пояса, задолго до образования Япономорского окраинного бассейна. Но между тем зеркально-симметричный характер этой зональности по отношению к Японскому морю заставляет предполагать существование генетической связи между более ранними процессами, обусловившими симметричную зональность в вулканическом поясе, и более поздними процессами, вызвавшими деструктивное раскрытие Япономорского окраинного бассейна. Первые процессы были как бы предвестниками вторых.

Представляется, что общей причиной тех и других процессов было зарождение под данным участком притихоокеанской континентальной окраины Евразии мантийного диапира (или плюма) и его последующий подъем. Размер и форма этого диапира, по-видимому, определили конфигурацию, симметричный характер и местоположение различных по петрохимическим и металлогеническим особенностям зон Южного сегмента Сихотэ-Алинского вулканического пояса, а также центростремительную тенденцию их омоложения. Мощный поток тепла, исходящий от диапира, способствовал реомобилизации сиалического фундамента вулканического пояса и массовому выплавлению кислых магм, продукты которых, как было показано выше, преобладают в составе сенонпалеогеновых магматических продуктов Южного Сихотэ-Алия и Японии. По мере подъема диапира над его кровлей в литосфере усиливались процессы растяжения, которые сначала способствовали повышенной проницаемости коры для базитовых магм, а затем привели к ее разрыву и раздвигу.

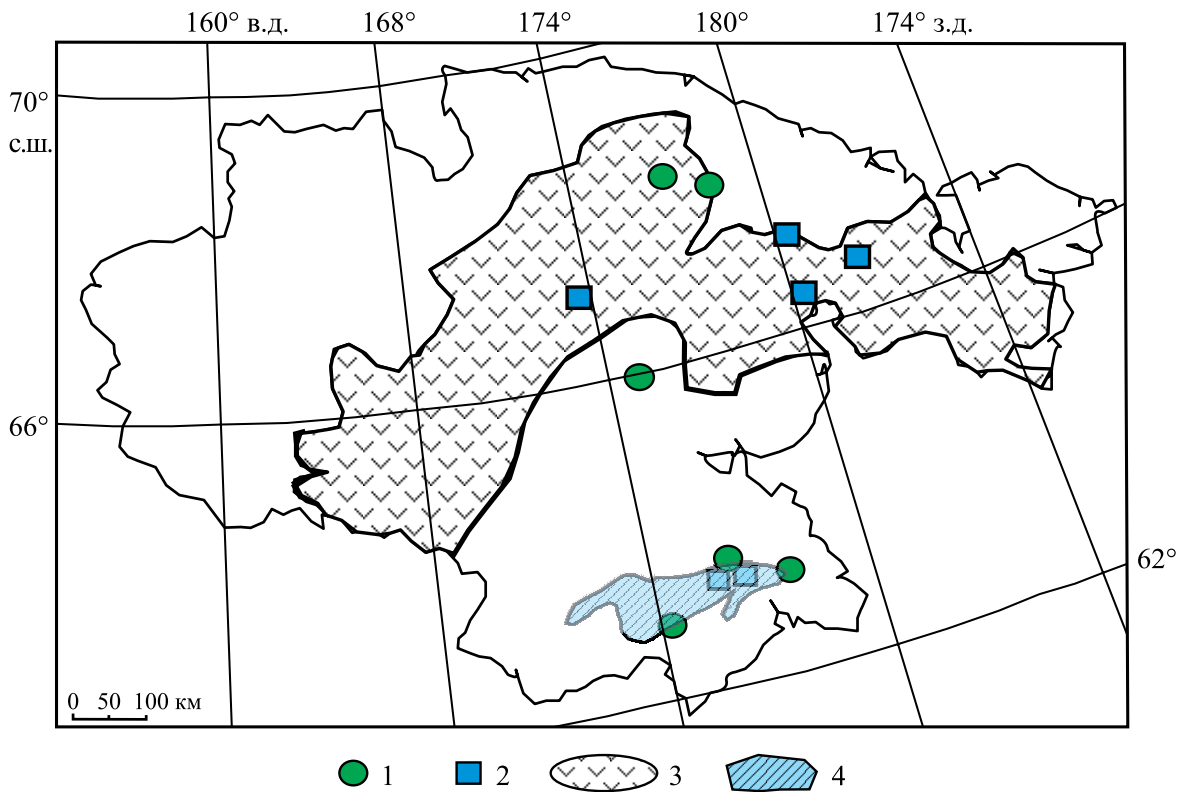


Рис. 5. Размещение медных месторождений на Чукотке, по (Сидоров и др., 2013) с сокращениями.

Медные месторождения: 1 – порфировые медно-молибденовые, 2 – медно-колчеданные; 3 – вулканический пояс; 4 – Майницкая зона, потенциально перспективная на выявление колчеданных месторождений типа Куроко.

Fig. 5. Placement of copper mesopotamia in Chukotka, according to (Sidorov et al., 2013) with abbreviations.

Copper ore deposits: 1 – porphyry copper-molybdenum, 2 – copper-pyrite; 3 – volcanic belt; 4 – Mainitskaya zone, potentially promising for the identification of pyrite deposits of the Kuroko type.

В результате отколовшийся от материка японский фрагмент вулканического пояса вместе со своим фундаментом в миоцене был отодвинут в сторону Тихого океана, а в его тылу образовался Япономорский окраинный бассейн. Таким образом, данному ареалу магматизма свойственна симметрично-зеркальная магматическая и металлогеническая зональность по отношению к Японскому морю. Это связано с воздействием мантийного диапира (или плюма) на континентальную окраину.

Зональность коллизионных орогенных вулканоплутонических поясов

Ярким примером коллизионных поясов являются хорошо изученные верхнепалеозойские магматиты и связанная с ними металлогения Монголии (Коваленко и др., 1990; Коваленко, Ярмолук, 1990; Эволюция..., 1990; Gerel, Munkhsengel, 2005; Kirwin et al., 2005; Vyamba et al., 2018). Свообразие расположения металлогенических зон в Монголь-

ском сегменте Евразийского позднепалеозойского вулканического пояса было обосновано А.А. Моссаковским (Курчавов и др., 1998, 1999). Монгольский сегмент Евразийского верхнепалеозойского вулканического пояса заложился во второй половине раннего карбона на юго-восточном крае Северо-Евразийского палеоконтинента и претерпел смену зональности магматизма в ходе своего формирования. В карбоне вдоль южной границы палеоконтинента существовала субдукционная зона, в которой стала поглощаться океаническая кора прилежащего с юга позднепалеозойского океана Палеотетис. Магматическая зональность и ее связь с мантийным диапиризмом здесь ранее были отмечены В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюком и др. Свойственная данному сегменту в карбоне асимметричная магматическая зональность с нарастанием щелочности с юга на север позднее, в перми, приобретает черты симметричности: в центральной части формируется Хангайский батолит известково-щелочного типа, а севернее и южнее в это время –

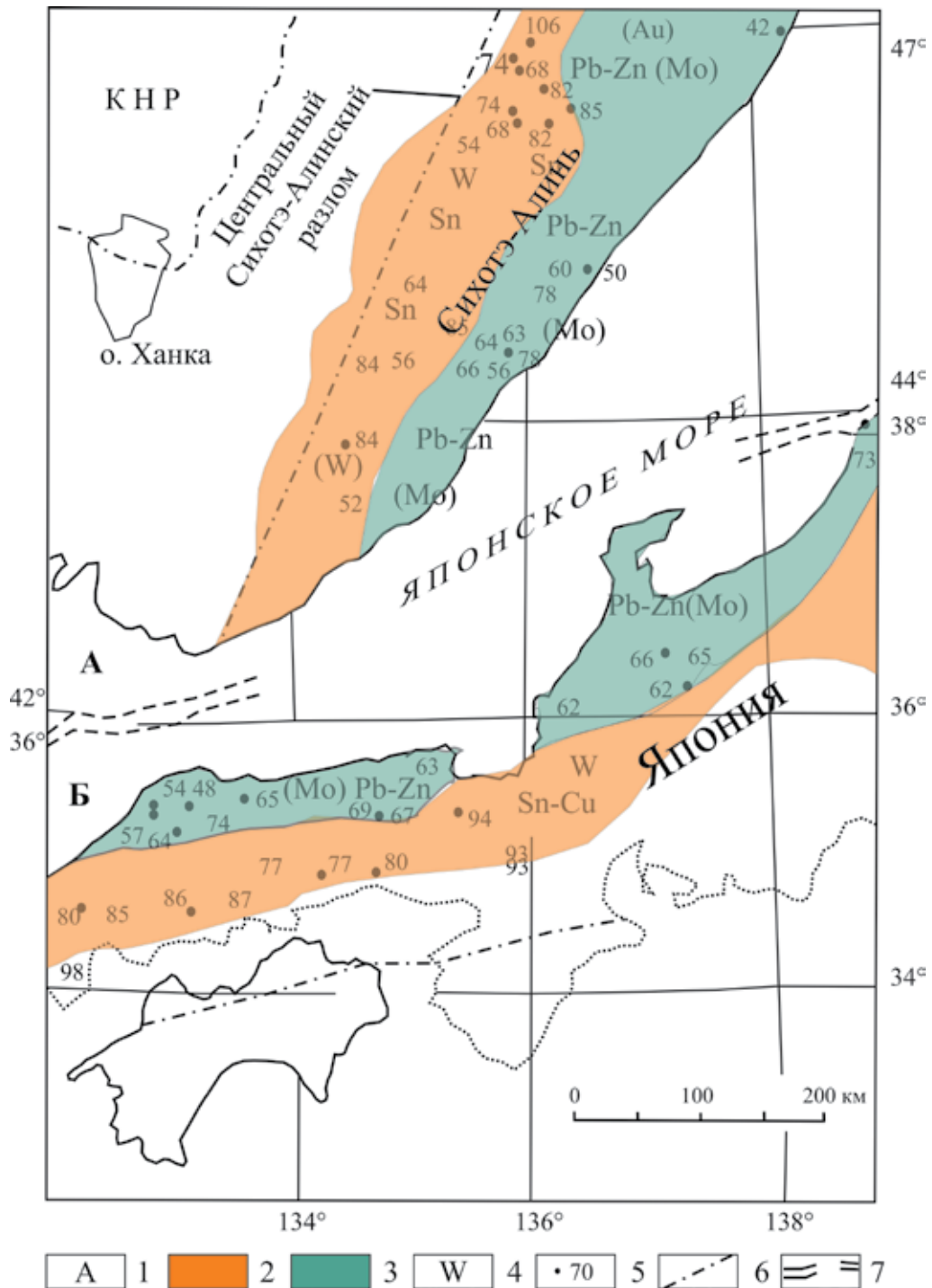


Рис. 6. Схема зонального размещения типов гранитов и рудных месторождений Сихотэ-Алиня России (А) и юго-западной Японии (Б). Составлена В.А. Баскиной (Курчавов и др., 1999).

1 – пояс позднекрейдовыми ильменитового типа гранитов; 2 – пояс палеогеновых магнетитового типа гранитов; 3 – месторождения главных элементов; 4 – возраст рудных месторождений для Японии, по (Ishichara et al., 1988); 5 – разломы; 6 – разрыв положения по Японскому морю.

Fig. 6. Schematic map showing the zonal distribution pattern of granites and ore deposits Sikhote-Alin, Russia (A) and Southwestern Japan (Б), compiled by V.A. Baskina (Kurchavov et al., 1999).

1 – belt of Late Cretaceous ilmenite-type granites; 2 – belt of Paleogene magnetite-type granites; 3 – major-element ore deposits; 4 – age of ore deposits, according to (Ishichara et al., 1988); 5 – faults; 6 – pull-apart line for the Sea of Japan area.

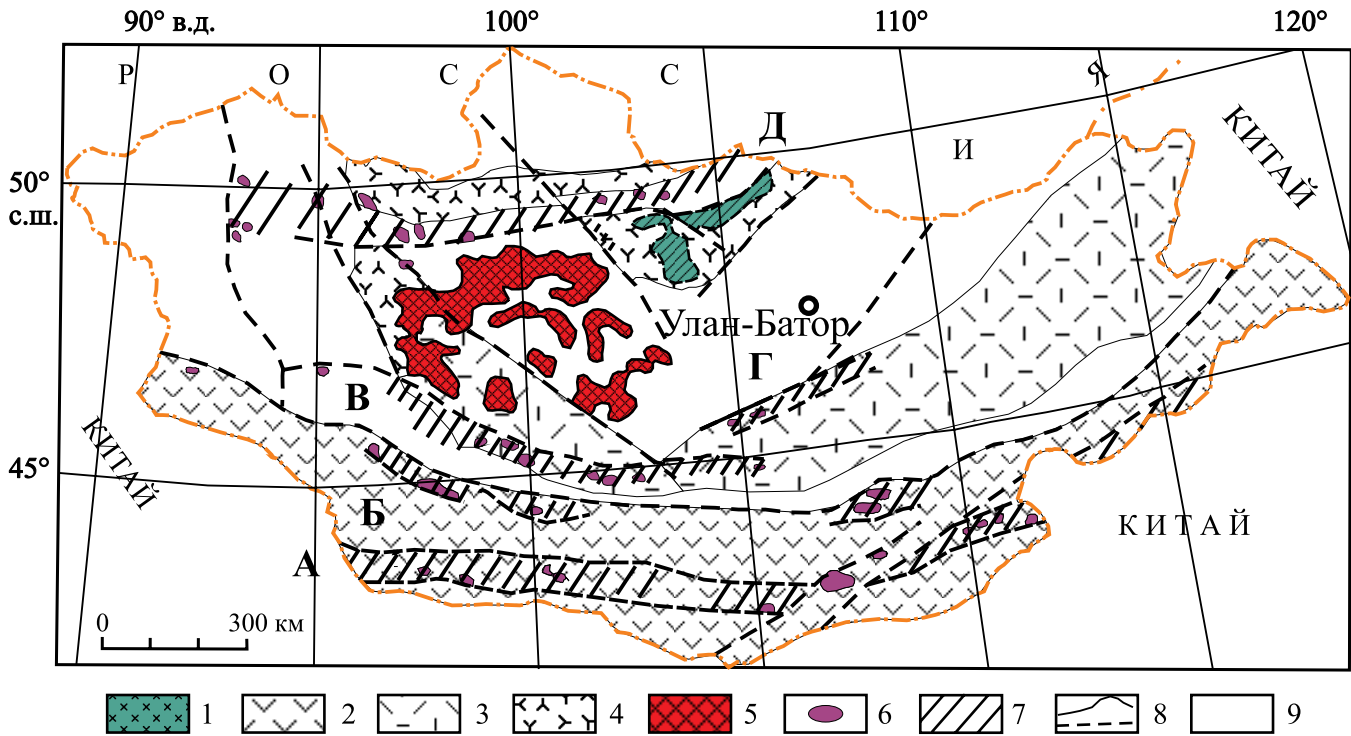


Рис. 7. Схема размещения каменноугольно-пермских магматических образований в Монгольском сегменте Евразийского позднепалеозойского окраинно-континентального вулканического пояса, по (Kovalenko et al., 1995) с изменениями.

Пермские рифтовые зоны: А – Гоби-Тяньшаньская, Б – Главного Монгольского линейамента, В – Гоби-Алтайская, Г – Северо-Монгольская – Трансбайкальская, Д – Северо-Гобийская. 1 – пермские субщелочные базальты; 2 – вулканиты известково-щелочной серии нормальной щелочности: андезибазальты, андезиты, дациты и риодациты второй половины раннего карбона – среднего карбона (Южно-Монгольский пояс); 3 – раннепермские базальты, андезиты, дациты и риолиты (Центрально-Монгольский пояс); 4 – вулканиты известково-щелочной серии повышенной щелочности: позднекаменноугольные–раннепермские андезибазальты, трахибазальты, трахиандезиты, риолиты (Северо-Монгольский пояс); 5 – Хангайские граниты; 6 – щелочные граниты; 7 – границы рифтовых зон (пермские бимодальные базальт-пантеллерит-командитовые ассоциации); 8 – границы вулканических полей, разломы; 9 – подстилающие образования.

Fig. 7. Distribution of Carboniferous-Permian magmatic formations in the Mongolian segment of the Eurasian Late Paleozoic marginal-continental volcanic belt. Compiled by (Kovalenko et al., 1995) with changes.

Permian rift zones: А – Gobi-Tianshan, Б – Main Mongolian lineament, В – Gobi-Altai, Г – North Mongolian-Transbaikal, Д – North Gobi. 1 – Permian subalkaline basalts; 2 – calcareous-alkaline volcanites of normal alkalinity: andesibasalts, andesites, dacites and rhyodacites of the second half of the Early Carboniferous – Middle Carboniferous (South Mongolian belt); 3 – Early Permian basalts, andesites, dacites and rhyolites (Central Mongolian belt); 4 – calcareous-alkaline volcanites series of increased alkalinity: late Carboniferous – Early Permian andesibasalts, trachybasalts, trachyandesites, rhyolites (North Mongolian belt); 5 – Khangai granites; 6 – alkaline granites; 7 – rift zone boundaries (Permian bimodal basalt – pantellerite-comendite associations); 8 – boundaries of volcanic fields, faults; 9 – underlying formations.

бимодальные ассоциации. Это связано с коллизийными процессами. В условиях сжатия при межконтинентальной коллизии континентальная плита, перекрывающая срединно-океаническую рифтовую зону и питающий ее мантийный диапир, не смогла расколоться и стала утолщаться. В условиях межконтинентальной коллизии, скучивания и возрастания вертикальной мощности отложений это выразилось в реомобилизации сиалической коры и образовании гранитов. В перми вместо стандартной асимметричной зональности она приобретает уже черты симметричности: в центре форми-

руется Хангайский батолит известково-щелочного типа, а севернее и южнее его в это время – бимодальные ассоциации (рис. 7).

В этом же направлении меняется и металлогеническая специфика. В центре располагаются редкометалльные месторождения, связанные с гранитоидами, а к югу и к северу от них формируются месторождения полиметаллические и меди. Последние представлены крупными месторождениями порфиорового типа: Эрдэнэт на севере и Шутэн на юге (рис. 8).

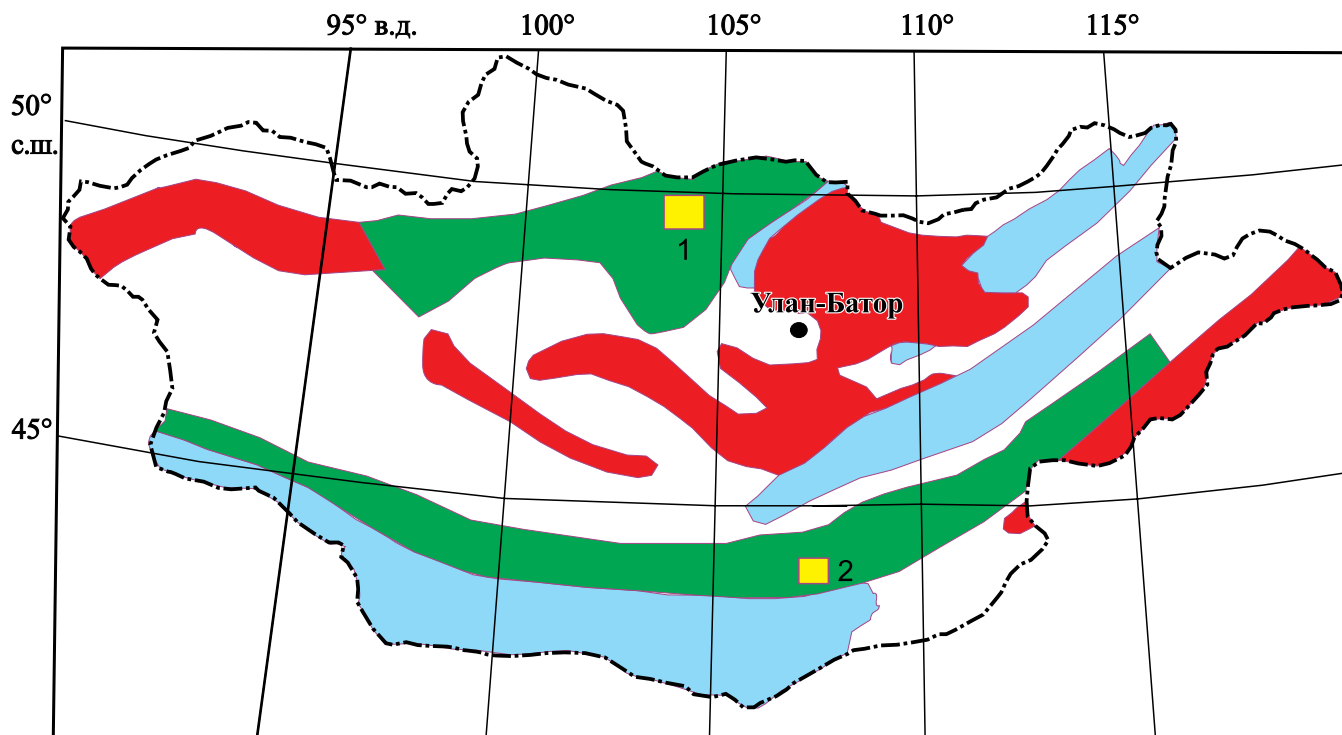


Рис. 8. Расположение металлогенических зон верхнего палеозоя – низов мезозоя в Монголии, по (Коваленко и др., 1990; Kirwin et al., 2005).

Цветом выделены зоны оруденения: красным – редкометалльного, зеленым – медно-порфирового, голубым – полиметаллического. Промышленные медно-порфировые месторождения: 1 – Эрдэнэт, 2 – Шутээн.

Fig. 8. Position of metallogenic zones of Upper Paleozoic – Under Mesozoic in Mongolia, according to (Kovalenko et al., 1990; Kirwin et al., 2005).

The zones of mineralization are highlighted in color: red – rare metal, green – copper-porphyry, blue – polymetallic. Industrial copper-porphyry deposits: 1 – Erdenet, 2 – Shuteen.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Сходная односторонняя и однотипная латеральная изменчивость и зональность ключевых индикаторных параметров магматических образований (кремнекислотность, щелочность пород, кали-натровых отношений в них, типов гранитоидов и т.д.) отмечается для орогенных окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов разного возраста. Изменение вещественных параметров вулканогенных и интрузивных пород происходит с удалением их ареалов от зоны перехода океан-континент вглубь консолидированных частей последнего и трактуется как результат взаимодействия континентальных и океанических плит под воздействием субдукционных процессов. В этом же направлении происходит смена халькофильных рудных формаций на редкометалльные.

Современный рисунок такой односторонней изменчивости вещественных параметров пород может нарушаться различиями в геологической исто-

рии блоков как в доорогенный период, так и на стадии формирования окраинно-континентального пояса. Нарушение также может быть связано с более поздними перемещениями блоков.

Поэтому выявление изначальной зональности требует всестороннего анализа, в том числе особенностей расположения эндогенных рудных объектов, для выделения предполагаемой фронтальной зоны вулканических поясов и, соответственно, границы океан-континент (Самыгин и др., 2015; Косарев и др., 2021; Курчавов, 2022).

Один из надежных приемов установления зональности магматизма и выявления фронтальных зон поясов – картирование петрохимической сериальной принадлежности ассоциаций магматитов разных хронологических уровней в пределах всего ареала распространения магматизма. Для более полной и надежной идентификации геодинамических обстановок формирования поясов и палеотектонических реконструкций важна роль металлогенических данных. В современных исследованиях это еще не нашло должного применения.

Такой комплексный подход позволяет выявить принципиально новые моменты в строении, характере сегментированности и истории формирования даже хорошо изученных вулканических поясов и особенностей расположения металлогенических зон в их пределах.

При нарушении сплошности окраинно-континентальных поясов в результате подъема мантийного диапира (или плюма) в его пределах формируется симметричная магматическая и металлогеническая зональность со сменой от зоны раздвига полиметаллических колчеданных месторождений на медно-порфировые и затем на редкометалльные. Подобная симметричная металлогеническая зональность является индикатором зон деструкции. Симметричная металлогеническая зональность характерна также для коллизионных поясов, но расположение зон прямо противоположное: в центре (в зоне скупивания) формируются гранитоиды, сопровождаемые редкометалльными месторождениями, в то время как в удалении в обе стороны от центра появляются медно-порфировые, а затем полиметаллические месторождения колчеданного типа.

Так, при сходности магматической зональности Монгольского сегмента с Южным Сихотэ-Алинем и юго-западной Японией и обусловленности ее в обоих случаях воздействием поднимающегося мантийного диапира (или плюма) геодинамические последствия были разными. На Дальнем Востоке это происходило в окраинно-континентальной обстановке, что способствовало растяжению над диапиром коры континентальной окраины, ее раздвигу и образованию окраинного моря с субокеанической корой. В Монголии, наоборот, при сильнейшем сжатии вследствие утолщения коры в центральной части проявилось гранито- и сводообразование.

Это отразилось и на металлогении. Если в Южном Сихотэ-Алине и юго-западной Японии Pb-Zn и Mo месторождения группируются в центре, Sn-W – по периферии, то в Монгольском сегменте расположение зон обратное: над диапиром в области распространения гранитоидных плутонов располагаются Sn-W месторождения, а по периферии – Cu-Mo.

Использование особенностей смены металлогенических зон по латерали позволяет надежнее идентифицировать геодинамическую сущность сходной по типу проявления магматической зональности.

Благодарности

Многолетние исследования зональности орогенных поясов и особенностей размещения эндогенных месторождений в их пределах проводились в тесном содружестве с А.А. Моссаковским, В.А. Баскиной и М.К. Бахтевым, светлой памяти которых посвящается эта статья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антонюк Р.М., Исмаилов Х.К. (2019) Промышленные месторождения металлических полезных ископаемых Центрального Казахстана. Геодинамическая позиция, строение, состав руд. Караганда: PAPIRUS, 85 с.
- Белый В.Ф. (1978) Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 213 с.
- Васильев Б.И. (1989). Вопросы строения и развития лова Тихого океана. *Тихоокеан. геология*, (4), 3-10.
- Гранкин М.С., Мальченко Е.Г., Бекжанов Г.Р., Курчавов А.М., Жуков Н.М. (2018) Рудоносность вулканоплутонических поясов Центрального Казахстана. *Геология и недропользование Казахстана*, 2(2), 29-33.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. (1990) Эволюция магматизма в структурах Монголии. *Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. Труды совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской экспедиции*. Вып. 49. М.: Наука, 23-54.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Самойлов В.С. и др. (1990) Новые рудные проявления и металлогенические провинции Монголии. *Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. Труды совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской экспедиции*. Вып. 49. М.: Наука. 187-212.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б., Шафигуллина Г.Т. (2021) Геодинамические условия вулканизма и колчеданообразования в Магнитогорской мегазоне в позднеэмско-раннеэйфельское время. *Литосфера*, (6), 775-804. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-6-775-804>
- Курчавов А.М. (2022) Геодинамические аспекты зональности магматизма и металлогении орогенных вулканоплутонических поясов. *Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы – 2022*. Мат-лы ЛIII Тектонич. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 258-262. ISBN 978-5-89118-864-4
- Курчавов А.М., Баскина В.А., Бахтеев М.К., Моссаковский А.А. (1999) Проблемы геодинамической и палеотектонической интерпретации петрохимической зональности вулканических поясов. *Геотектоника*, (1), 64-80.
- Курчавов А.М., Баскина В.А., Моссаковский А.А. (1998) Геодинамические аспекты формирования металлогенической зональности орогенных окраинно-континентальных вулканических поясов. *Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления*. Мат-лы II Всеросс. металлогенического совещ. Иркутск: Ин-т геохимии СО РАН, Сантей, 294-295.
- Курчавов А.М., Гранкин М.С., Мальченко Е.Г., Жуковский В.И., Хамзин Б.С., Мазуров А.К., Хамза С.Х. (2000) Зональность, сегментированность и палеогеодинамика девонского вулканического пояса Центрального Казахстана. *Геотектоника*, (4), 32-43.
- Курчавов А.М., Гранкин М.С., Мальченко Е.Г., Хамзин С.Х., Мазуров А.К. (2002) Металлогеническая зональность девонского вулканоплутонического пояса Центрального Казахстана. *Геол. рудн. месторождений*, 44(1), 22-30.
- Курчавов А.М., Хамзин Б.С. (2017) Главнейшие рубежи рудообразования в орогенных структурах каледонид Северного и Центрального Казахстана. *Изв. национальной академии наук Республики Казахстан*.

- Сер. геологии и техн. наук, 3(423), 24-34.
- Медно-порфировые месторождения. (1986) Сер.: Балхашский сегмент. Алма-Ата: Наука КазССР, 200 с.
- Металлогения Казахстана. Рудные формации. Месторождения руд меди. (1978а) Алма-Ата: Наука КазССР, 191 с.
- Металлогения Казахстана. Рудные формации. Месторождения руд свинца и цинка / А.А. Абдулин, А.К. Каюпов, В.Г. Ли и др. (1978б) Алма-Ата: Наука КазССР, 267 с.
- Металлогения Казахстана. Рудные формации. Месторождения руд редких металлов. (1981) Алма-Ата: Наука КазССР, 208 с.
- Металлогения Монгольской Народной Республики (медь, молибден). (1985) Новосибирск: Ротапринт, 40 с.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. (2009) (Отв. ред. Л.П. Шарпенюк) СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 200 с.
- Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н., Курчавов А.М. (2015) Тектоническое развитие Казахстана и Тянь-Шаня в неопротерозое и в раннем-среднем палеозое. *Геотектоника*, (3), 66-92.
- Сейтмуратова Э.Ю., Жунусов А.А., Аршамов Я.К., Сайдашева Ф.Ф., Жакупова Ш.А., Парфенова Л.П., Баратов Р.Т., Даутбеков Д. (2013) Перспективы направления поисков промышленных медно-порфировых месторождений в Акшатау-Коныратском рудном районе. *НАН РК, сер. геологии и техн. наук*, (3), 24-35.
- Сидоров А.А., Волков А.В., Галямов А.Л. (2019) О глобальной металлогенической зональности Тихоокеанского рудного пояса. *Вулканонология и сейсмология*, (6), 23-35. DOI:https://doi.org/10.31857/S0203-03062019623-35
- Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. (1990) М.: Наука, 240 с.
- Baskina V. (1996) Mirror – image zonality of magmatism and ore deposits around the Japan Sea. *Recent Advances in Marine Science & Technology*_96. Narendra Saxena (ed.). Honolulu, 45-54.
- Byamba J., Mironov Yu.B., Jamsrandorge. (2018) Mongolian geodynamics and uranium metallogenesis. Ulaanbaatar, Soyombo printing, 324 p. (In Mongol).
- Christiansen R.L., Lipman P.W. (1972) Cenozoic volcanism and plate tectonic evolution of the western United States. *Phil. Trans Roy. Soc. Lond.*, A-271, 249-284.
- Dickinson W.R., Hatherton T. (1967) Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific. *Science*, 157(3790), 64-80.
- Gerel O., Munkhtsengel B. (2005) Erdenetiin Ovoo Copper-Molybdenum Porphyry Deposit in Northern Mongolia. *Super Porphyry Copper & Gold Deposits – A Global Perspective*. (Ed. T.M. Porter). PGC Publishing, Adelaide. V. 2. P. 525-543.
- Ishihara S., Shibata K., Uchiumi S. (1988) K-Ar ages of ore deposits related to Cretaceous – Paleogene granitoids – summary in 1987. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 39, 81-94.
- Kirwin D.J., Forster I., Kavalieris I. et al. (2005) The Oyu Tolgoi copper-gold porphyry deposits. South Gobi, Mongolia. *Geodynamics and Metallogeny of Mongolia with a special Emphasis on Copper and Gold Deposits*. (Eds R. Seltmann, O. Gerel, D. Kirwin). IAGOD Guidebook series 11, CERCAMS/NHM. London, 155-168.
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B., Shafigullina G.T. (2021) Geodynamic conditions of volcanism and pyrite formation in the Magnitogorsk megazone in the Late Emsian-Early Eiffel time. *Lithosphere*, (6), 775-804. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-216-775-804
- Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V. (1990) Evolution of magmatism in the structures of Mongolia. *Evolution of geological processes and metallogeny of Mongolia. Proceedings of the joint Soviet-Mongolian scientific research expedition*. Iss. 49. Moscow, Nauka Publ., 23-54. (In Russ.)
- Kovalenko V., Yarmolyuk V., Bogatkov O. (1995) Magmatism, geodynamics and metallogeny of Central Asia. Moscow, MIKO – Commercial Herald Publishers, 275 p.
- Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Samoilov V.S. et al. (1990) New ore manifestations and metallogenic provinces of Mongolia. Evolution of geological processes and metallogeny of Mongolia. *Proceedings of the joint Soviet-Mongolian scientific research expedition*. Iss. 49. Moscow, Nauka Publ., 187-212. (In Russ.)
- series 11, CERCAMS/NHM. London, 155-168.
- Kovalenko V., Yarmolyuk V., Bogatkov O. (1995) Magmatism, geodynamics and metallogeny of Central Asia. Moscow, MIKO – Commercial Herald Publishers, 275 p.
- Petersen U. (1970) Metallogenic provinces in South America. *Geol. Rundsk.*, 59, 834-897.

REFERENCES

- Kurchavov A.M. (2022). Geodynamic aspects of the zonality of magmatism and metallogeny of orogenic volcanic-plutonic belts. *Tectonics and geodynamics of the Earth's crust and mantle: fundamental problems – 2022*. Materials of the LIII Tectonic Meeting. V. 1. Moscow, GEOS Publ., 258-262. (In Russ.)
- Kurchavov A.M., Baskina V.A., Bakhteev M.K., Mossakovsky A.A. (1999) Problems of geodynamic and paleotectonic interpretation of petrochemical zonality of volcanic belts. *Geotectonics*, (1), 64-80 (translated from *Geotektonika*, (1), 64-80).
- Kurchavov A.M., Baskina V.A., Mossakovskii A.A. (1998) Geodynamic aspects of the formation of metallogenic zonality of orogenic marginal continental volcanic belts. *Metallogeny, oil and gas potential and geodynamics of the North Asian craton and orogenic belts of its framing*. Materials of the II All-Russian Metallogenic Meeting. Irkutsk: Institute of Geochemistry SB RAS, LLC "Santey", 294-295. (In Russ.)
- Kurchavov A.M., Grankin M.S., Mal'chenko E.G., Zhukovskii V.I., Khamzin B.S., Mazurov A.K., Khamza S.H. (2000) Zonality, segmentation and paleogeodynamics of the Devonian volcanic belt of Central Kazakhstan. *Geotectonics*, (4), 32-43 (translated from *Geotektonika*, (4), 32-43).
- Kurchavov A.M., Grankin M.S., Mal'chenko E.G., Khamzin S.H., Mazurov A.K. (2002) Metallogenic zonality of the Devonian volcanic-plutonic belt of Central Kazakhstan. *Geol. Ore Depos.*, **44**(1), 22-30 (translated from *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **44**(1), 22-30).
- Kurchavov A.M., Khamzin B.S. (2017) The main boundaries of ore formation in the orogenic structures of the Caledonides of Northern and Central Kazakhstan. *Izv. Natsional'noi Akademii Nauk Respubliki Kazakhstan. Ser. Geol. i Tekhn. Nauk*, **3**(423), 24-34. (In Russ.)
- Metallogeny of Kazakhstan. Ore formations. Deposits of copper ores. (1978a) Alma-Ata, Nauka Publ., Kaz. otd., 191 p. (In Russ.)
- Metallogeny of Kazakhstan. Ore formations. Deposits of copper ores. (1978b) Alma-Ata, Nauka Publ., Kaz. otd., 267 p. (In Russ.)
- Metallogeny of Kazakhstan. Ore formations. Deposits of copper ores. (1981) Alma-Ata, Nauka Publ., Kaz. otd., 208 p. (In Russ.)
- Petersen U. (1970). Metallogenic provinces in South America. *Geol. Rund.*, **59**, 834-897.
- Petrographic Code of Russia. Magmatic, metamorphic, metasomatic, impact formations. (2009) (Rev. ed. L.P. Sharpenok). St.Petersburg, VSEGEI Publishing House, 200 p.
- Seitmuratova E.Yu., Zhunusov A.A., Arshamov Ya.K., Saidasheva F.F., Zhakupova Sh.A., Parfenova L.P., Baratov R.T., Dautbekov D. (2013) Prospects for the direction prospecting for industrial porphyry copper deposits in the Akshatau-Konyrat ore region. *NAN RK, Ser. Geol. i Tekhn. Nauk*, (3), 24-35. (In Russ.)
- Sidorov A.A., Volkov A.V., Galyamov A.L. (2019) On the global metallogenic zonality of the Pacific Ore belt. *Vulkanologiya i Seismologiya*, (6), 23-35.

О возможном влиянии примеси СаО в терригенных породах Предуральского прогиба на определение состава источников кластики по геохимическим данным

А. В. Маслов^{1,2}, Г. А. Мизенс², Л. В. Бадида²

¹Геологический институт РАН, 119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7, стр. 1, e-mail: amas2004@mail.ru

²Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mails: mizens@igg.uran.ru, kokshina.lv@gmail.com

Поступила в редакцию 14.07.2022 г., принята к печати 19.09.2022 г.

Объект исследований. В статье обсуждаются результаты анализа корреляционных связей между содержанием оксида кальция и ряда других породообразующих оксидов в песчаниках ассельского яруса нижней перми и средне-верхнепермских (уржумско-вятских, согласно последнему варианту ОСШ России) глинистых породах Предуральского прогиба с некоторыми присущими им же отношениями редких и рассеянных элементов (La/Sc, Th/Cr, Th/Co, Ce/Cr и др.), выступающими как традиционные индикаторы состава пород в областях размыва. **Методы.** Анализ величин коэффициентов корреляции между различными парами оксид–индикаторное отношение. Авторы исходили из того, что статистически значимая (как положительная, так и отрицательная) корреляция между оксидом кальция, потерями при прокаливании или оксидом магния, с одной стороны, и величинами индикаторных отношений редких и рассеянных элементов, с другой, предполагают зависимость указанных отношений от особенностей замещения карбонатными минералами алюмосиликатной матрицы. **Результаты.** Установлено, что между содержанием оксида кальция в терригенных породах пермского возраста, слагающих различные интервалы осадочного выполнения Предуральского прогиба, и некоторыми индикаторными отношениями редких и рассеянных элементов существует статистически значимая (на 5%-м уровне достоверности) положительная или отрицательная корреляция (для песчаников ассельского яруса это Th/Cr, Ce/Cr и Eu/Eu*, для уржумско-вятских глинистых пород – La/Sc, Th/Co, (La/Yb)_N и др.). Предполагается, что величины указанных отношений в той или иной степени зависят от содержания в терригенных породах карбонатных минералов (в основном кальцита), корродирующих алюмосиликатную матрицу и так или иначе меняющих первичные содержания и соотношения элементов-примесей. Напротив, между содержанием СаО в ассельских песчаниках и величинами La/Sc, Th/Co и другими значимой корреляции нет. В аргиллитах уржумско-вятского стратиграфического интервала отсутствует корреляция между содержанием СаО и величиной отношения Ce/Cr. **Выводы.** Высказано предположение, что статистически незначимая при 5%-м уровне достоверности корреляция между содержанием оксида кальция как в песчаниках, так и в глинистых породах и некоторыми индикаторными отношениями редких и рассеянных элементов может рассматриваться как указание на то, что такие индикаторные отношения могут быть использованы для реконструкции состава пород – источников обломочного материала.

Ключевые слова: Предуральский прогиб, песчаники, ассельский ярус, уржумско-вятский стратиграфический интервал, глинистые породы, литогеохимия

Источник финансирования

Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательской работы ГИН РАН и в рамках темы № АААА-А18-118053090044-1 государственного задания ИГГ УрО РАН

Possible influence of CaO admixture in the Pre-Ural Foredeep terrigenous rocks on the determination of the source rocks composition based on geochemical data

Andrey V. Maslov^{1,2}, Gunar A. Mizens², Lyudmila V. Badida²

¹Geological Institute, RAS, 7 Pyzhevsky lane, Moscow 119017, Russia, e-mail: amas2004@mail.ru

²Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mails: mizens@igg.uran.ru, kokshina.lv@gmail.com

Для цитирования: Маслов А.В., Мизенс Г.А., Бадида Л.В. (2023) О возможном влиянии примеси СаО в терригенных породах Предуральского прогиба на определение состава источников кластики по геохимическим данным. *Литосфера*, 23(1), 21–37. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-1-21-37>

For citation: Maslov A.V., Mizens G.A., Badida L.V. (2023) Possible influence of CaO admixture in the Pre-Ural Foredeep terrigenous rocks on the determination of the source rocks composition based on geochemical data. *Lithosphere (Russia)*, 23(1), 21–37. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-1-21-37>

Received 14.07.2022, accepted 19.09.2022

Research subject. The article discusses the analysis results of correlations between the calcium oxide content and a number of other rock-forming oxides in the Asselian sandstones and in the Middle–Upper Permian clay rocks of the Pre-Ural trough with some of their inherent ratios of rare and trace elements (La/Sc, Th/Cr, Th/Co, Ce/Cr, etc.), which act as traditional indicators of source rocks composition. **Methods.** Our main method is to analyze the correlation coefficients values between different pairs of oxide-indicator ratios. During the discussion, we proceeded from the fact that a statistically significant (both positive and negative) correlation between calcium oxide, ignition loss, or magnesium oxide, on the one hand, and the values of indicator ratios of rare and trace elements, on the other hand, suggest the dependence of the noted ratios on the features of the aluminosilicate matrix replacement with carbonate minerals. **Results.** We have established, there is a statistically significant positive or negative correlation between the calcium oxide content in Permian terrigenous rocks (different sedimentary intervals of the Pre-Ural Foredeep) and some indicator ratios of rare and trace elements (Asselian sandstones – Th/Cr, Ce/Cr and Eu/Eu*, Urzhum–Viatsk clay rocks – La/Sc, Th/Co, (La/Yb)_N, etc.). As a result, the values of these ratios depend to some extent on the carbonate minerals content (mainly calcite) in terrigenous rocks. These carbonate minerals corrode the aluminosilicate matrix and in one way or another change the primary contents and ratios of impurity elements. On the contrary, there is no significant correlation between the CaO content in the Asselian sandstones and the values of La/Sc, Th/Co, etc. There is no correlation between the CaO content and the Ce/Cr ratio in the Urzhum–Viatsk clay rocks. **Conclusions.** We suggest, the correlation (not statistically significant at 5% confidence level) between calcium oxide content (in sandstones and clay rocks) and some indicator ratios of rare and trace elements can be considered as an indication that such ratios can be used to reconstruct the source rocks composition.

Keywords: Pre-Ural Foredeep, sandstone, Asselian Stage, clay rocks, Urzhum–Viatsk stratigraphic interval, lithochemistry

Funding information

The research was carried out in accordance with the research work plans of the Geological Institute, RAS and with the State Contract No. AAAA-A18-118053090044-1 of the Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS

Acknowledgements

The authors are sincerely grateful to M.T. Krupenin for sampling assist, O.Yu. Melnichuk for assistance in analysis the research results. The advice and comments of anonymous reviewers, to whom we are also grateful, contributed to a more thorough analysis and discussion of the material.

ВВЕДЕНИЕ

Литогеохимические особенности терригенных отложений верхнего палеозоя двух впадин Предуралья (Юрюзано-Сылвинской и Бельской) подробно рассмотрены в монографии (Маслов и др., 2015) и ряде предшествующих ей работ (Маслов, Мизенс, 2012; Маслов и др., 2012; Мизенс, Маслов, 2014; и др.). Однако при этом остался вопрос, как влияют на геохимические индикаторы состава пород на палеоводосборах (состава источников кластики) свойственные песчаникам и аргиллитам прогиба высокие содержания оксида кальция.

В настоящей работе на примере песчаников асельского яруса Юрюзано-Сылвинской впадины и уржумско-вятских¹ глинистых пород Бельской

впадины Предуральяского прогиба (рис. 1) мы хотим обратиться к этому вопросу, основываясь на результатах анализа корреляционных связей ряда оксидов, в первую очередь оксида кальция, с ключевыми индикаторными отношениями элементов, контролируемым составом пород в областях раз-

ны в конце 1970-х гг. и приведенные в них стратиграфические разбивки не соответствуют современным представлениям о расчленении пермской системы. Так, в Постановлении МСК 2005 г. о модернизации верхнего отдела пермской системы Общей (Восточно-Европейской) стратиграфической шкалы России (Постановления..., 2006) верхняя пермь была подразделена на два отдела (биармийский и татарский), а татарский ярус упразднен. В современной модели пермской системы (Общая стратиграфическая (геохронологическая) шкала, 2022) татарскому ярусу образца 1980-х гг., т. е. тому геологическому телу, что показано на картах масштаба 1 : 200 000, отвечают уржумский, северодвинский и вятский ярусы. В связи с этим далее в тексте мы используем термины *уржумско-вятские отложения / глинистые породы, уржумско-вятский стратиграфический интервал* или *средне-верхнепермские отложения / глинистые породы*, а на рис. 2 вместо индекса P_{2t} указан индекс P_{2ur}–P_{3vt}.

¹ При исследовании терригенных толщ Предуральяского прогиба мы ранее использовали схемы (Стратиграфические схемы..., 1993) с уточнениями и дополнениями, основанными на работах (Мизенс, 1997а, б; Маслов и др., 2015; и др.), так как среднемасштабные геологические карты, на которые мы опирались при полевых работах (Геологическая карта..., 1979), составле-

а		б		в	
ОСШ России, 1993 г.		ОСШ России, 2019 г. и позднее		МСШ, 2022 г.	
Отдел	Ярус	Отдел	Ярус	Отдел	Ярус
Верхний	Татарский	Татарский	Вятский	Лопинский	Чансинский
			Северодвинский		Вучапинский
		Биярмийский	Уржумский	Гваделупский	Кептенский
	Казанский	Казанский	Вордский		
		Уфимский	Уфимский		Роудский
Нижний	Кунгурский	Приуральский	Кунгурский	Приуральский	Кунгурский
	Артинский		Артинский		Артинский
	Сакмарский		Сакмарский		Сакмарский
	Ассельский		Ассельский		Ассельский

Рис. 1. Ярусы и отделы пермской системы в Общей стратиграфической шкале России (а – версия 1993 г.; б – версии 2006–2019 гг. и позднее) и Международной стратиграфической шкале (в – версия 2022 г.).

Прямоугольники с разным фоном справа от схемы “а” – интервалы, геохимические особенности песчаников и глинистых пород которых рассматриваются в данной работе.

Fig. 1. Stages and Series of the Permian system in the General Stratigraphic Scale of Russia (a – 1993 version; б – 2006–2019 and later versions) and the International Stratigraphic Scale (в – 2022 and earlier versions).

Rectangles with different backgrounds to the right of scheme “a” are intervals whose geochemical features of sandstones and clayey rocks are considered in this paper.

мыва (La/Sc, Th/Cr, Th/Co, Ce/Cr, Co/Hf, (La/Yb)_N, Eu/Eu* и др.) (Интерпретация..., 2001; Geochemistry..., 2003; Маслов и др., 2018, 2020; см. также ссылки в последней работе). Имеется в виду сугубо “химический подход” к проблеме, так как мы пытаемся абстрагироваться в той или иной мере от влияния других факторов (минерального состава и т. п.).

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ, МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Предуральский прогиб является классической предгорной (краевой) структурой, расположенной в пределах форланда позднепалеозойского уральского орогена. Выполнен он осадочным комплексом (средний карбон–нижний триас), мощность которого варьирует от 1–2 до 6–7 км и более. В прогибе выделяется ряд впадин (с юга на север – Актюбинская, Бельская, Юрюзано–Сылвинская и др.) с несколько различающейся геологической историей (Мизенс, 1997а, б; Маслов и др., 2015).

Данные о содержании породообразующих оксидов, а также редких и рассеянных элементов в песчаниках (выборка из 29 образцов) ассельского яруса и средне–верхнепермских глинистых породах (выборка из 34 образцов) осадочного выполнения Предуральского прогиба (табл. 1, 2) заимствованы из публикации (Маслов и др., 2015). Местоположение опробованных обнажений показано на рис. 2.

Песчаные породы, слагающие разрезы ассельского яруса в Юрюзано–Сылвинской впадине, представлены преимущественно кварцполевошпатовыми, полевошпатовыми и собственно граувакками. Цемент их чаще всего кальцитовый, что в существенной степени затушевывает влияние кальция, присутствующего в кальцийсодержащих полевых шпатах (Мизенс, 1980, 1997а). Среднее содержание² оксида кремния составляет в песчаниках $\approx 43.9 \pm 7.6$ мас. % (минимум – 32.4, максимум – 58.4 мас. %). В то время как в средней граувакке Р. Гаррелса и Ф. Маккензи (1974) этот параметр равен 63.7 мас. %. Содержание оксида алюминия варьирует в песчаниках от 6.8 до 11.0 мас. % (среднее – 8.7 ± 1.0 мас. %), что заметно меньше, чем приводят Р. Гаррелс и Ф. Маккензи (1974) для средней граувакки (14.2 мас. %). Содержание Fe₂O₃^{*3} в ассельских песчаниках изменяется от 3.3 до 6.1 мас. % (в средней граувакке – 6.5 мас. %). Среднее содержание оксида кальция в песчаниках

² Содержание основных породообразующих оксидов и редких и рассеянных элементов в песчаниках и глинистых породах установлено методами РФА и ИСП МС соответственно в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) в начале 2010-х гг. (подробнее см.: (Маслов и др., 2015)).

³ Fe₂O₃* – суммарное железо в форме трехвалентного железа.

Таблица 1. Содержание ряда породообразующих оксидов (мас. %) и редких и рассеянных элементов (г/т) в песчаниках ассельского яруса Юрюзано-Сылвинской впадины

Table 1. Contents of rock-forming oxides (wt %) and rare and trace elements (ppm) in Asselian sandstones of the Yuryuzan-Sylva depression

Компонент	Обн. 1044														
	Образец														
	-13	-22	-14	-25	-2	-7	-20	-26	-21	-16	-24	-2	-18	-5	-4
SiO ₂	32.43	45.64	46.83	44.07	47.75	34.39	39.50	33.63	38.86	45.87	39.18	39.57	47.50	39.88	37.05
Al ₂ O ₃	7.15	9.90	10.14	8.97	9.60	7.17	8.55	7.20	8.95	9.91	8.49	8.79	11.00	9.21	7.99
Fe ₂ O ₃ *	3.89	4.89	5.57	4.62	4.58	3.30	4.29	3.77	4.34	5.74	4.25	4.85	6.01	5.14	4.03
MgO	3.50	3.44	3.63	3.23	3.05	3.06	3.23	3.01	3.02	3.71	2.93	3.04	3.78	3.59	3.00
CaO	25.72	15.30	14.72	17.48	15.31	25.90	21.23	25.52	20.73	15.96	21.68	21.20	14.03	20.80	23.89
K ₂ O	0.82	1.18	1.15	0.98	1.18	0.71	0.93	0.75	0.83	1.03	0.99	0.90	0.98	0.94	0.77
П.л.п.	23.50	14.70	14.30	15.90	14.90	23.50	19.10	23.00	19.00	13.60	18.50	18.30	12.60	17.10	20.10
Sc	18.59	23.54	9.12	21.49	20.99	16.83	20.52	14.35	22.64	30.52	22.84	20.84	32.36	24.30	20.30
Cr	45.44	95.30	24.99	71.77	70.23	41.64	95.29	41.61	54.72	83.18	62.62	36.87	79.06	50.87	62.74
Co	16.32	18.15	8.40	21.05	19.18	13.39	19.21	12.92	18.56	24.88	21.04	18.15	21.04	17.85	16.25
La	15.64	17.18	16.99	16.62	20.47	15.31	19.94	13.63	13.72	15.21	17.61	16.46	15.97	14.38	15.05
Ce	28.30	35.54	29.21	32.99	41.13	28.60	39.38	24.25	27.11	31.90	32.78	31.16	33.44	29.12	29.15
Sm	3.77	4.60	3.36	4.08	5.16	3.22	4.49	3.20	3.77	4.59	4.05	4.04	5.01	4.19	3.96
Eu	1.22	1.40	0.97	1.25	1.53	1.08	1.27	1.03	1.26	1.51	1.38	1.36	1.65	1.36	1.31
Gd	4.11	4.37	3.79	4.07	4.97	3.48	4.37	3.32	3.85	4.78	4.34	4.14	5.14	4.42	4.13
Yb	1.95	2.13	1.75	1.99	2.24	1.75	2.02	1.69	2.09	2.47	2.17	2.05	2.86	2.22	2.18
Hf	0.87	1.31	0.73	1.16	1.27	0.75	1.08	0.74	1.02	1.41	1.18	1.01	1.59	1.06	1.08
Th	1.39	1.91	1.09	1.89	2.49	1.20	1.50	1.11	1.55	1.93	1.82	1.47	1.97	1.54	1.43

Таблица 1. Окончание
 Table 1. Ending

Компонент	Обн. 1044										Обн. 3039																																																																																																																																																																																																																																																	
	Образец										Образец																																																																																																																																																																																																																																																	
	-15	-19	-6	-3	-28	-8	-27	-2	-3	-8	-1	-6	-8	-2	-3	-8	-1	-6	-7	-5																																																																																																																																																																																																																																								
SiO ₂	37.80	34.77	41.19	41.80	44.81	35.62	44.98	58.42	57.80	58.42	55.50	50.30	54.36	46.69	7.50	6.79	8.68	8.96	9.13	8.05	10.50	8.52	8.64	8.05	7.40	8.78	8.83	8.29	3.34	3.28	4.59	4.72	4.93	4.86	6.05	4.21	4.23	4.34	4.70	5.44	4.49	6.03	2.72	2.80	3.18	2.98	3.29	3.09	3.70	3.60	3.57	3.94	4.52	7.13	5.55	8.12	23.80	25.95	20.62	19.53	17.80	23.72	14.79	10.56	10.97	10.95	12.25	11.37	11.11	11.82	0.96	0.81	0.96	0.84	1.00	0.67	0.87	1.26	1.31	1.12	1.04	1.21	1.24	1.12	21.00	23.50	17.50	17.50	15.50	19.10	13.80	10.90	11.00	10.90	12.60	13.20	12.20	15.80	19.36	17.34	155.24	25.09	29.88	15.95	20.65	15.77	16.95	16.14	11.19	15.78	13.84	13.77	79.10	72.84	413.68	70.64	100.24	46.74	50.03	420.53	384.33	389.42	202.82	257.18	238.42	453.51	14.84	13.83	107.96	20.99	22.09	18.17	20.12	36.29	34.25	29.78	24.71	30.57	24.38	50.70	13.32	18.14	89.17	15.93	15.29	12.29	10.24	16.46	16.76	17.01	12.17	12.26	13.91	13.89	24.49	34.15	177.75	31.66	31.23	23.13	21.12	33.45	33.74	34.55	23.09	25.01	27.81	30.56	3.39	3.96	24.90	4.46	4.66	2.84	3.28	3.34	3.32	3.44	2.68	2.78	2.83	3.13	1.07	1.15	7.68	1.37	1.54	0.92	1.06	0.89	0.90	0.86	0.73	0.70	0.70	0.82	3.48	3.96	25.98	4.33	4.80	2.94	3.39	3.28	3.32	3.32	2.78	2.45	2.54	2.92	1.78	1.82	12.73	2.21	2.49	1.41	1.59	1.90	1.92	1.88	1.44	1.27	1.33	1.41	1.02	0.90	6.52	1.21	1.39	1.13	1.33	2.83	3.30	3.52	1.59	2.10	2.36	1.57	1.51	1.43	9.86	1.65	1.85	1.00	1.28	3.57	3.94	3.73	2.42	2.64	2.84	2.85

Примечание. Обн. 1044 расположено на правом берегу р. Уфа выше устья р. Серга, обн. 3039 – на левом берегу р. Юрюзань в 5 км выше с. Малояз.
 Note. Outcrop 1044 is located on the Ufa River right bank upstream the Serga River mouth, outcrop 3039 – on the Yuryuzan River left bank, 5 km upstream from the Maloyaz village.

Таблица 2. Содержание ряда породообразующих оксидов (мас. %) и редких и рассеянных элементов (г/т) в глинистых породах уржумско-вятского возраста Бельской впадины

Table 2. Contents of rock-forming oxides (wt %) and rare and trace elements (ppm) in the Urzhum-Viatsk clay rocks

Компонент	Обн. 3031																	Обн. 3029			
	Образец																				
	-1-1	-1-8	-4-1	-1-6	-2-9	-2-10	-1-7	-1-4	-4-2	-2-7	-3-2	-3-1	-1-2	-1-5	-11-1	-16-1	-7-5				
SiO ₂	51.51	56.07	48.53	53.64	35.00	44.03	52.68	56.52	57.80	23.45	50.59	53.41	53.47	61.73	32.70	41.38	47.33				
Al ₂ O ₃	12.72	12.20	10.29	12.16	8.19	7.41	11.06	12.22	10.01	5.70	10.63	12.02	13.06	12.06	6.32	7.61	9.16				
Fe ₂ O ₃ *	7.90	10.30	5.88	8.73	4.85	4.90	9.17	6.15	8.22	3.07	8.35	7.84	7.79	5.05	3.67	4.27	6.12				
MgO	5.71	6.70	9.41	6.58	12.83	12.35	7.50	6.35	9.00	17.80	9.68	8.23	6.47	5.30	12.21	6.30	5.01				
CaO	4.76	1.25	6.69	3.15	12.80	8.85	2.84	3.74	1.76	17.28	3.10	1.67	3.06	3.03	15.50	15.00	11.61				
K ₂ O	2.45	2.12	1.91	2.15	1.48	1.34	2.17	1.97	1.56	0.84	2.15	2.27	2.56	1.85	1.03	1.35	1.43				
П.п.п.	11.90	8.70	14.70	10.60	23.10	18.40	12.00	8.80	9.20	30.70	13.00	11.70	10.40	7.10	26.30	21.60	16.60				
Sc	17.56	23.23	13.45	19.85	13.99	11.47	17.72	13.15	15.02	6.65	15.83	16.91	15.60	10.60	7.72	9.67	13.06				
Cr	205.51	506.16	223.31	417.95	304.95	242.07	469.44	165.81	350.68	184.70	330.53	197.20	205.42	129.03	138.11	180.02	225.17				
Co	25.23	42.50	27.69	31.94	27.71	21.99	36.72	22.90	33.63	19.62	27.13	22.77	25.05	16.94	13.08	16.51	23.67				
La	26.14	22.35	23.14	26.37	21.33	20.02	21.14	23.52	18.18	8.78	23.10	26.71	27.89	21.12	14.95	18.35	18.42				
Ce	50.47	42.66	45.35	51.63	42.88	40.79	44.65	47.13	35.30	18.83	44.44	53.84	57.12	41.35	30.43	38.24	38.98				
Sm	4.62	3.81	4.30	4.47	4.07	3.91	3.72	3.82	2.97	1.85	3.73	4.34	4.80	3.78	2.85	3.54	3.63				
Eu	0.99	0.83	0.91	0.96	0.96	0.90	0.83	0.91	0.58	0.45	0.75	0.89	0.98	0.85	0.68	0.81	0.84				
Gd	3.52	3.21	3.34	3.50	3.66	3.24	2.71	2.92	2.21	1.56	2.67	3.04	3.70	2.91	2.60	2.97	3.05				
Yb	2.01	1.70	1.83	1.71	2.02	1.56	1.56	1.47	1.05	0.74	1.32	1.38	1.63	1.22	1.22	1.54	1.71				
Hf	3.50	3.46	3.41	3.07	2.81	2.31	2.97	2.95	2.17	1.24	2.58	2.85	3.14	2.83	1.49	2.03	2.31				
Th	2.08	1.88	2.15	2.00	1.90	1.67	1.74	1.60	1.48	1.22	1.80	1.99	1.87	1.52	1.15	1.37	1.58				

Таблица 2. Окончание
 Table 2. Ending

Компонент	Обн. 3029														Обн. 3032			
	Образец														-1	-9	-3	-4
	-9-1	-13-1	-2-4	-15-1	-2-3	-7-4	-17-2	-7-6	-21-1	-13-2	-9-3	-6	-7	-1				
SiO ₂	47.72	55.81	29.73	17.92	37.23	45.32	54.07	47.04	57.18	52.63	45.22	48.13	50.76	46.56	41.12	39.47	46.65	
Al ₂ O ₃	8.49	9.67	6.43	3.38	8.07	9.31	9.88	8.76	10.95	10.23	8.92	12.05	12.00	12.32	10.50	10.12	11.23	
Fe ₂ O ₃ *	5.72	5.02	3.64	2.16	5.98	4.70	7.94	4.30	7.65	8.33	6.20	6.20	7.11	7.63	5.32	4.31	5.45	
MgO	9.65	11.65	13.28	20.77	10.84	5.24	10.15	5.33	8.07	7.19	9.11	4.10	3.35	3.97	5.89	4.47	5.40	
CaO	7.95	3.03	15.65	20.96	12.00	12.31	3.85	13.60	1.19	4.14	8.60	9.84	8.66	8.73	13.19	16.63	11.04	
K ₂ O	1.39	1.19	0.77	0.49	1.25	1.66	1.49	1.22	1.14	1.75	1.57	2.26	1.81	2.29	2.13	2.04	2.36	
П.п.п.	15.90	10.40	28.60	33.50	22.70	18.60	10.10	17.00	11.10	13.00	17.90	14.40	11.90	14.10	19.60	20.60	15.80	
Sc	10.49	11.44	7.14	5.14	11.43	13.78	15.66	9.69	19.70	23.48	18.76	16.09	17.83	21.42	12.85	11.75	16.77	
Cr	160.05	279.21	117.07	49.28	165.11	160.75	354.21	156.08	335.03	187.16	165.14	110.03	106.78	109.17	83.30	82.47	88.94	
Co	16.91	24.89	20.40	15.67	29.24	33.34	38.91	21.26	45.41	21.19	19.21	20.02	21.25	22.05	17.21	15.11	16.70	
La	18.30	19.63	10.25	8.61	12.53	23.72	16.19	16.43	15.80	23.53	22.87	25.34	23.78	31.58	26.69	25.26	26.61	
Ce	37.60	41.78	24.64	15.77	28.36	48.56	36.90	33.60	35.86	54.43	47.81	50.36	47.62	65.65	54.34	52.06	55.18	
Sm	3.57	3.55	2.44	1.59	2.73	4.47	3.38	2.99	3.65	4.82	4.44	4.78	4.69	6.04	4.93	4.52	5.00	
Eu	0.83	0.85	0.67	0.37	0.69	0.96	0.82	0.72	0.81	1.12	1.05	1.08	1.19	1.42	1.08	0.98	1.13	
Gd	2.93	3.05	3.06	1.33	2.53	3.68	2.82	2.56	2.98	3.97	3.78	3.80	4.10	5.16	3.90	3.66	4.24	
Yb	1.61	1.62	1.41	0.68	1.42	1.74	1.40	1.16	1.62	1.82	1.75	2.03	2.29	2.66	2.02	1.79	2.14	
Hf	2.29	3.42	0.96	1.00	1.62	2.27	2.45	1.96	2.45	4.41	3.52	3.02	3.23	3.27	3.16	2.67	5.21	
Th	1.34	1.74	2.50	3.18	1.53	7.71	1.32	1.26	6.80	1.86	1.56	2.12	2.00	2.54	2.20	2.14	2.30	

Примечание. Обн. 3031 расположено на правом берегу р. Сакмара выше моста у пос. Саракташ; обн. 3029 – на правом борту долины р. Сакмара, на южном склоне горы, расположенной к ССВ от с. Кульчумово; обн. 3032 – на правом борту р. Сакмара, в промывке на развилке дорог Исыгулово–Саракташ и базы отдыха “Красная горка”.

Note. Outcrop 3031 is located on the Sakmara River right bank upstream the bridge near the Saraktash village; outcrop 3029 – on the Sakmara River valley right side, on the mountain southern slope located NNE of the Kulchumovo village; outcrop 3032 – on the Sakmara River right side, in the rill channel at the fork of the Isyugulovo–Saraktash road and the “Krasnaya Gorka” recreation center.

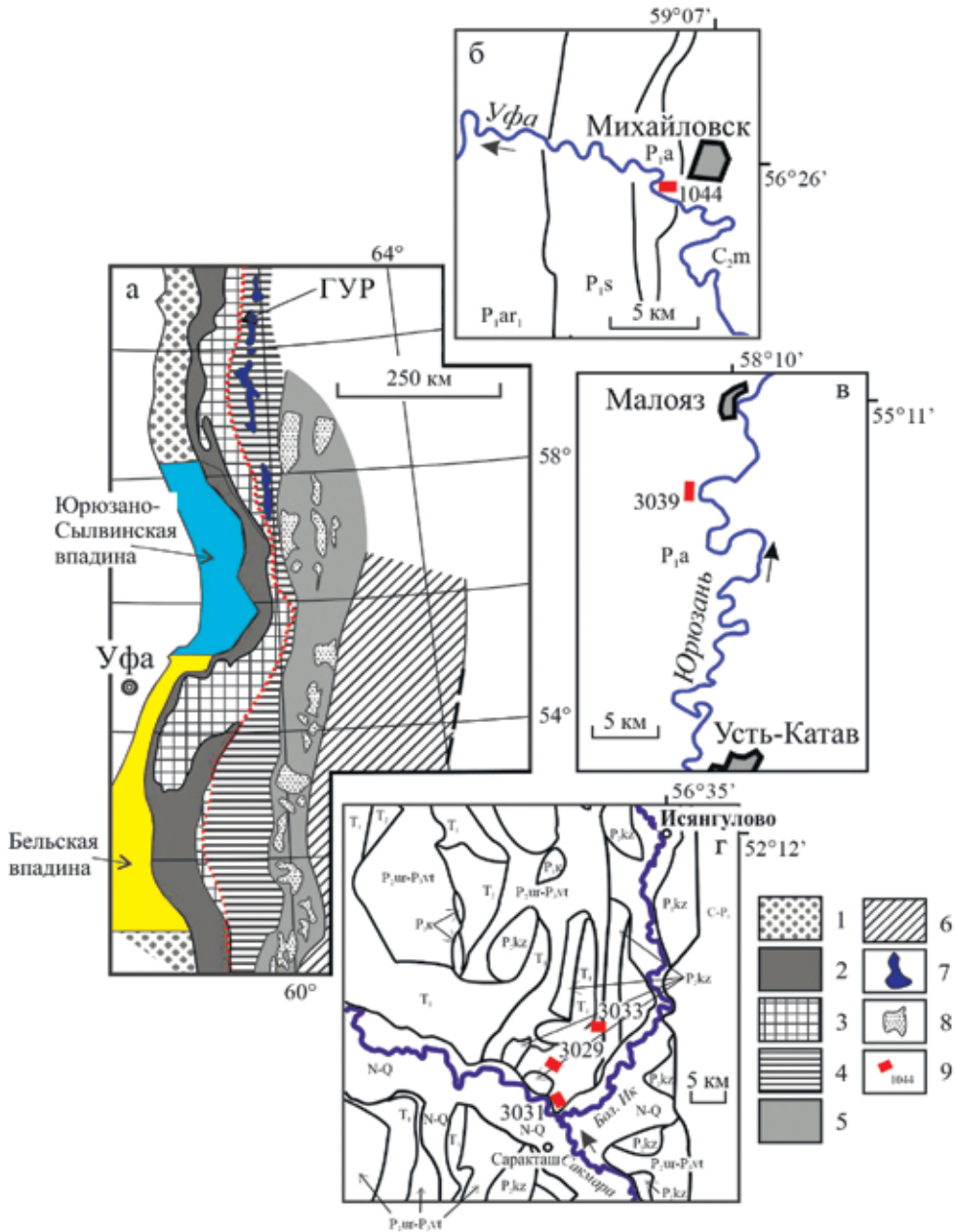


Рис. 2. Положение Юрюзано-Сылвинской и Бельской впадин в общей структуре Уральского складчатого пояса (а) и схематические геологические карты районов исследованных обнажений (б–г) (Геологическая карта..., 1979; Пучков, 2010) с упрощениями и некоторыми изменениями.

C_{2m} – московский ярус, $C-P_1$ – каменноугольно-нижнепермские отложения, P_{1a} – ассельский ярус, P_{1s} – сакмарский ярус, P_{1ar_2} – верхнеартинский подъярус, P_{1k} – кунгурский ярус, P_{2kz} – казанский ярус, $P_{2ur-P_{3vt}}$ – уржумско-вятский стратиграфический интервал (бывший татарский ярус), T_1 – нижний триас, T_2 – верхний триас, $N-Q$ – неоген-четвертичные образования.

1 – Предуральский краевой прогиб, 2 – Западно-Уральская зона, 3 – Центрально-Уральская зона, 4 – Тагило-Магнитогорская зона, 5 – Восточно-Уральская зона, 6 – Зауралье, 7 – Платиноносный пояс, 8 – Главная гранитная ось, 9 – исследованные обнажения и их номера (соответствуют номерам в табл. 1, 2). ГУР – Главный Уральский разлом.

Fig. 2. Position of the Yuryuzan-Sylva and Belsk depressions in the general structure of the Ural fold belt (a) and schematic geological maps of the studied outcrops' areas (б–г) (Geological map..., 1979; Puchkov, 2010), with simplifications and some changes.

C_{2m} – Moscovian Stage, $C-P_1$ – Carboniferous-Lower Permian deposits, P_{1a} – Asselian Stage, P_{1s} – Sakmarian Stage, P_{1ar_2} – Upper Artinian Substage, P_{1k} – Kungurian Stage, P_{2kz} – Kazanian Stage, $P_{2ur-P_{3vt}}$ – Urzhum-Viatsk stratigraphic interval (former Tatar Stage), T_1 – Lower Triassic, T_2 – Upper Triassic, $N-Q$ – Neogene-Quaternary deposits.

1 – Pre-Ural Foredeep, 2 – West-Ural Zone, 3 – Central-Ural Zone, 4 – Tagil-Magnitogorsk Zone, 5 – East-Ural Zone, 6 – Zauralye, 7 – Platinum Belt, 8 – Main granite axis, 9 – studied outcrops and their numbers (correspond to numbers in Tables 1, 2). ГУР – Main Ural Fault.

ассельского яруса составляет 18.1 ± 5.3 мас. % (минимум – 10.6, максимум – 26.0 мас. %), тогда как в средней граувакке этот параметр меньше более чем в 6 раз (2.9 мас. %). Содержание оксида калия варьирует от 0.7 до 1.3 мас. % (среднее – 1.0 ± 0.2 мас. %); в средней граувакке Р. Гаррелса и Ф. Маккензи (1974) содержание K_2O несколько выше (1.4 мас. %). Наконец, потери при прокаливании (п.п.п.) в песчаниках ассельского яруса Юрюзано-Сылвинской впадины составляют 10.9–23.5 мас. %, тогда как в средней граувакке всего 4.1 мас. % (H_2O^+ и CO_2).

По сравнению со средней палеозойской грауваккой (Condie, 1993) средний песчаник ассельского яруса содержит больше Sr и Sc (в 1.8 и 1.4 раза соответственно). Несколько повышено в нем также среднее содержание Co (в 1.2 раза). Напротив, среднее содержание La, Hf и Th меньше, чем содержание указанных элементов в средней палеозойской граувакке (Condie, 1993) (0.6, 0.4 и 0.2 соответственно). В то же время среднее содержание Yb практически сопоставимо.

Среднее значение отношения La/Sc в ассельских песчаниках составляет 0.83 ± 0.28 , диапазон вариаций 0.49–1.86. Для архейских и фанерозойских гранитоидов этот параметр равен 12.50 и 8.00 соответственно (Маслов и др., 2020; см. также ссылки в этой работе). Известково-щелочные базальты палеозоя обладают средней величиной La/Sc 0.32, а андезиты того же возраста – 0.90. Средняя величина Th/Cr в песчаниках ассельского яруса равна 0.022 ± 0.009 (минимум – 0.006, максимум – 0.044). Гранитоиды фанерозоя имеют среднее значение Th/Cr 2.25; для андезитов палеозоя указанное отношение составляет 0.10. Параметр Th/Co_{ср} составляет 0.09 ± 0.02 . Минимальная величина указанного отношения – 0.06, максимальная – 0.13. Средняя величина отношений Ce/Cr и Co/Hf в песчаниках равна 0.42 ± 0.25 и 15.05 ± 4.12 соответственно. Наконец, параметр $(La/Yb)_N$ (здесь и далее для нормирования использованы данные для хондрита из работы (Taylor, McLennan, 1995)) варьирует от 3.77 до 7.07 (среднее – 5.49 ± 0.90), а величина Eu/Eu* изменяется от 0.78 до 1.02 (среднее – 0.92 ± 0.07).

Средне-верхнепермские глинистые породы Бельской впадины сложены преимущественно диоктаэдрическим иллитом и разбухающим хлоритом (Мизенс, 1997а). Часто вместе с ними в переменном (от 15 до 65%) количестве присутствует смешанослойный минерал типа хлорит-сметит. Нередко в их составе выявляется и “неразбухающий”/обычный магнезиально-железистый хлорит. Глинистые породы рассматриваемого уровня осадочного выполнения Предуральяского прогиба обладают средним содержанием оксида кремния 46.5 ± 9.9 мас. % (минимум – 17.9, максимум – 61.7 мас. %). В среднем постархейском австралийском глинистом сланце (PAAS) содержание названного оксида составляет 62.8 мас. % (Taylor, McLennan,

1995), а в глинистых породах Русской платформы – 51.3 мас. % (Мигдисов и др., 1994). Содержание оксида алюминия в уржумско-вятских аргиллитах изменяется от 3.4 до 13.1 мас. % (среднее – 9.9 ± 2.3 мас. %), в глинистых породах Русской платформы этот параметр равен 15.2 мас. %, а в PAAS – 18.9 мас. %. Среднее содержание $Fe_2O_3^*$ в глинистых породах уржумско-вятского интервала разреза равно 6.2 ± 1.9 мас. % (минимум – 2.2, максимум – 10.3 мас. %). Для PAAS этот параметр составляет 7.2 мас. %, для глинистых пород Русской платформы – 6.4 мас. %. Среднее содержание оксида кальция в аргиллитах (8.5 ± 5.5 мас. %) более чем в 6 раз выше, чем его содержание в PAAS (1.3 мас. %). Для глинистых пород Русской платформы среднее содержание CaO составляет 6.1 мас. % (Мигдисов и др., 1994). Содержание K_2O в аргиллитах находится в пределах 0.5–2.6 мас. % (среднее – 1.7 ± 0.5 мас. %), тогда как для PAAS этот параметр равен 3.7 мас. % (Taylor, McLennan, 1995), а для глинистых пород Русской платформы – 3.8 мас. %. Среднее значение п.п.п. в рассматриваемых глинистых породах составляет 16.2 ± 6.6 мас. %, его максимальная величина достигает 33.5 мас. %. По данным (Мигдисов и др., 1994), глинистые породы Русской платформы характеризуются значением п.п.п. (в широком смысле термина) ≈ 5.7 мас. %.

Уржумско-вятские глинистые породы Бельской впадины обладают сопоставимым с PAAS средним содержанием Sc (0.9 PAAS) и Co (1.1 PAAS). Среднее содержание в них La, Yb и Hf составляет 0.5, 0.6 и 0.5 PAAS соответственно, тогда как Sr и Th характеризуются заметно более высоким и заметно более низким по сравнению с PAAS средним содержанием (1.9 и 0.1 PAAS; в последнем случае мы не можем исключить, что это следствие аналитических ошибок).

Средняя величина отношения La/Sc в аргиллитах составляет 1.52 ± 0.33 . В палеозойских известково-щелочных базальтах и андезитах этот параметр равен 0.32 и 0.90 соответственно (Condie, 1993). Отношение Co/Hf в аргиллитах меняется в интервале величин 3.21–21.18 (среднее – 10.08 ± 4.46). Параметр Th/Cr_{ср} для глинистых пород уржумско-вятского интервала составляет 0.014 ± 0.013 (минимум – 0.004, максимум – 0.065). Значения отношения Th/Co в аргиллитах находятся в интервале величин 0.03–0.23 (среднее – 0.09 ± 0.04). Для известково-щелочных базальтов палеозоя величина указанного отношения равна 0.07, а для андезитов того же возраста – 0.22 (Condie, 1993). Средняя величина Ce/Cr составляет для аргиллитов 0.26 ± 0.16 (минимум – 0.08, максимум – 0.65). Параметр $(La/Yb)_{Ncp}$ в аргиллитах уржумско-вятского интервала Бельской впадины равен 8.83 ± 1.76 ; его значения в индивидуальных образцах отвечают интервалу величин 4.91–13.11. Средняя величина отрицательной европиевой аномалии в аргиллитах составляет 0.77 ± 0.03 (минимум – 0.69, максимум – 0.83).

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

При обсуждении приведенного материала мы исходим из того, что статистически значимая (как положительная, так и отрицательная) корреляция между оксидом кальция, п.п.п. или оксидом магния⁴, с одной стороны, и величинами индикаторных отношений редких и рассеянных элементов или содержанием таких элементов, входящих в формулы этих отношений, с другой, предполагает зависимость указанных отношений не от состава пород на палеоводосборах, а от особенностей замещения карбонатными минералами алюмосиликатной матрицы терригенных пород (как цемента, так и породообразующих минералов и обломков пород). Соответственно, отсутствие такой корреляции позволяет, по всей видимости, сделать вывод, что взаимосвязь между количеством карбоната (седиментогенного или более позднего) в терригенных породах и рассчитываемыми нами по аналитическим данным величинами различных индикаторных отношений не выражена и эти отношения могут рассматриваться как отражающие состав размывавшихся на палеоводосборах комплексов пород.

Так, **песчаники** ассельского яруса Юрюзано-Сылвинской впадины (количество проанализированных образцов $n = 29$) характеризуются значением коэффициента корреляции (r) между содержанием оксида кальция, выступающим мерилем содержания в породах кальцита, и отношением Th/Cr, равным 0.49 (рис. 3а); эта корреляция значима при 5%-м уровне достоверности⁵ (критическое значение коэффициента корреляции для такого количества образцов составляет 0.423 (Соловов, Матвеев, 1985)) (табл. 3⁶). Корреляция между CaO и Cr значимая (при $p > 0.05$) отрицательная (-0.63 , рис. 3б), таковой же она является для CaO и Th (-0.29 , рис. 3в), но в данном случае эта величина статистически незначима.

⁴ Песчаники ассельского яруса характеризуются значимой отрицательной корреляцией между оксидами кальция и магния ($r = -0.60$), следовательно, ожидать присутствия в них доломита трудно. Глинистые породы средней–верхней перми, напротив, имеют положительную статистически значимую взаимосвязь названных оксидов ($r = 0.37$). Это дает основание предполагать присутствие в них наряду с кальцитом и доломита, также в той или иной мере корродирующего алюмосиликатную матрицу. Соответственно, мы рассматриваем корреляцию с индикаторными отношениями не только CaO, но и MgO.

⁵ В настоящем исследовании мы пользуемся часто применяемым в геохимии осадочных пород 5%-м значением уровня достоверности, являющимся геохимически значимым (Юдович, Кетрис, 2014; Юдович и др., 2018; Мельничук, 2022; и др.).

⁶ В табл. 3, 4 приведены более обширные данные, чем те, что обсуждаются в тексте.

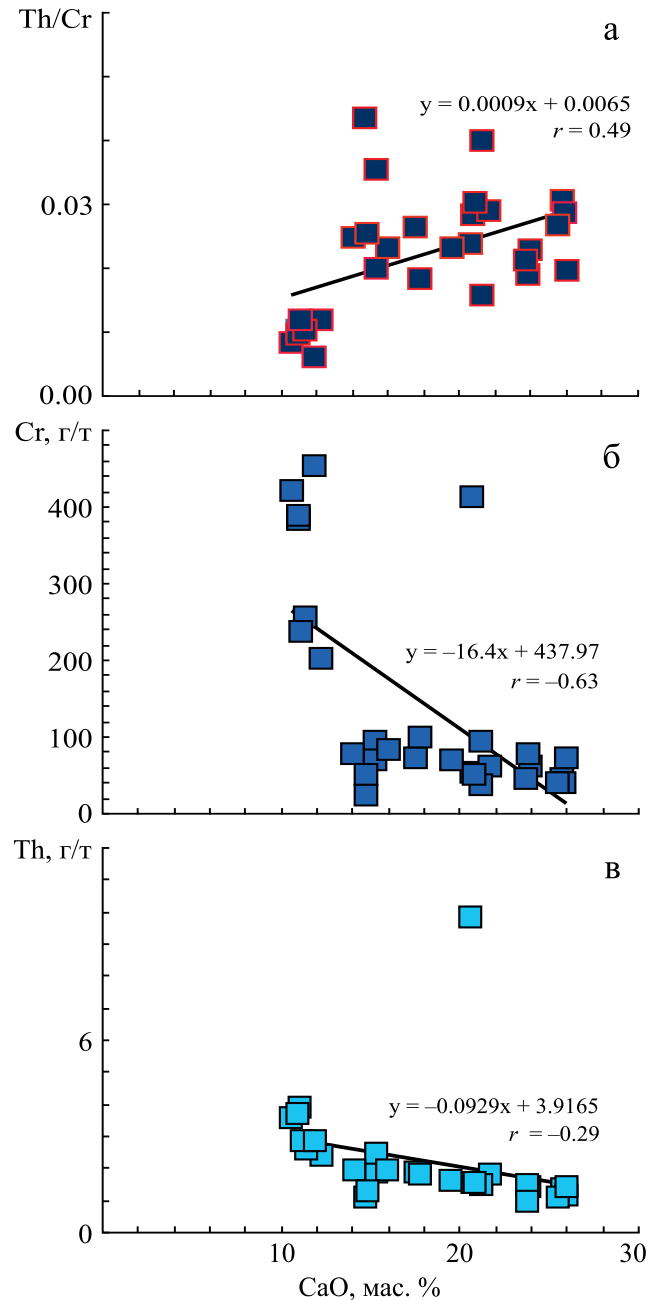


Рис. 3. Соотношение между содержанием CaO и величиной Th/Cr (а), содержанием CaO и содержанием Cr (б), содержанием CaO и содержанием Th (в) в песчаниках ассельского яруса Юрюзано-Сылвинской впадины.

Fig. 3. Correlation between CaO content and ratio Th/Cr (а), correlation between CaO content and Cr content (б), correlation between CaO content and Th content (в) in the Asselian sandstones of the Yuryuzan-Sylva depression.

Между оксидом кальция и отношением La/Sc в песчаниках ассельского яруса корреляция незначимая ($r = -0.21$) (рис. 4а). Такое же значение коэффициента

Таблица 3. Некоторые значения коэффициентов корреляции между CaO и рядом других основных породообразующих оксидов и индикаторными отношениями и содержанием редких и рассеянных элементов в песчаниках ассельского яруса, г/т

Table 3. Some values of correlation coefficients between CaO and a number of other main rock-forming oxides and indicator ratios and contents of rare and trace elements in the Asselian sandstones, ppm

Индикаторное отношение, элемент	CaO	*CaO	MgO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	K ₂ O	П.п.п.
Th/Cr	0.49	0.50	-0.51	0.25	-0.03	-0.40	0.40
Cr	-0.63	-0.63	0.55	-0.10	0.10	0.61	-0.54
Th	-0.29	-0.29	0.14	0.02	0.03	0.36	-0.31
La/Sc	-0.21	-0.21	0.16	-0.21	-0.14	0.33	-0.10
La	0.10	0.10	-0.14	0.01	-0.06	0.01	0.05
Sc	0.12	0.12	-0.15	0.11	0.04	-0.06	0.04
Th/Co	-0.32	-0.32	-0.16	0.06	-0.28	0.55	-0.32
Ce/Cr	0.56	0.56	-0.51	0.14	-0.04	-0.46	0.50
Ce	0.06	0.06	-0.11	0.04	-0.02	0.04	0.01
Co/Hf	0.26	0.26	0.35	-0.18	0.19	-0.31	0.40
(La/Yb) _N	-0.20	-0.20	0.40	-0.39	-0.25	0.34	-0.03
Eu/Eu*	0.66	0.66	-0.57	0.16	-0.03	-0.67	0.53

Примечание. Здесь и в табл. 4 полужирным шрифтом указаны значимые при 5%-м уровне достоверности величины коэффициентов корреляции.

Note. Here and in Table 4, bold type indicates the values of the correlation coefficients that are significant at a 5 % confidence level.

коэффициента корреляции характерно и для пары *CaO⁷ и La/Sc (рис. 4б). В то же время для CaO и La, а также CaO и Sc значения *r* иные (0.10 и 0.12 соответственно) и при 5%-м уровне достоверности эти корреляционные связи являются незначимыми.

Достаточно выраженная статистически значимая положительная корреляция свойственна CaO и Ce/Cr (*r* = 0.56) (рис. 4в). Следовательно, увеличение содержания в песчаниках карбонатных минералов ведет к возрастанию величины данного индикаторного отношения, что, в свою очередь, формально указывает на размыв в областях сноса все более кислых комплексов пород. При этом между содержанием оксида кальция и Cr в песчаниках асселя корреляция, как уже отмечалось, заметная отрицательная, а корреляция между CaO и Ce (*r* = 0.06) статистически незначима.

Между содержанием CaO и величиной отношения Th/Co корреляция отрицательная и статистически незначимая (значение *r*_{CaO-Th/Co} для нашей выборки составляет -0.32).

⁷ *CaO – содержание оксида кальция в индивидуальном образце, уменьшенное на содержание CaO в средней граувакке Р. Гаррелса и Ф. Маккензи (1974) (для песчаников) или PAAS (для глинистых пород). Применяя этот параметр, мы предполагаем, что тем самым минимизируем возможный вклад в общее количество CaO Са-содержащих компонентов пород, в том числе Са-содержащих плагиоклазов.

Коэффициент корреляции между содержанием CaO и таким параметром, как Co/Hf, равен 0.26. Такое же значение свойственно и паре *CaO–Co/Hf. Это статистически незначимые величины при 5%-м уровне достоверности.

Если рассматривать в качестве показателя количества карбонатных минералов в песчаниках величину п.п.п., то корреляция данного параметра с различными отношениями редких и рассеянных элементов характеризуется заметными вариациями. Так, значение коэффициента корреляции для пары п.п.п.–Ce/Cr равно 0.50 (примерно такая же величина *r* характерна для пары CaO–Ce/Cr). Это статистически значимые величины. Несколько ниже величина *r* для пары п.п.п.–Th/Cr (0.40, это также значимая величина), тогда как между п.п.п. и таким индикатором состава пород на палеоводосборах, как отношение La/Sc, значение *r* составляет -0.10 (при 5%-м уровне достоверности это статистически незначимая величина). Аналогично выглядят и соотношения между содержанием в песчаниках CaO и свойственными им величинами индикаторных отношений Th/Cr и La/Sc.

Корреляция между значением (La/Yb)_N в песчаниках ассельского яруса Юрюзано-Сылвинской впадины и содержанием в них, с одной стороны, CaO (см. рис. 4г), а с другой – *CaO одинакова (-0.20). Указанное значение *r* при 5%-м уровне достоверности является статистически незна-

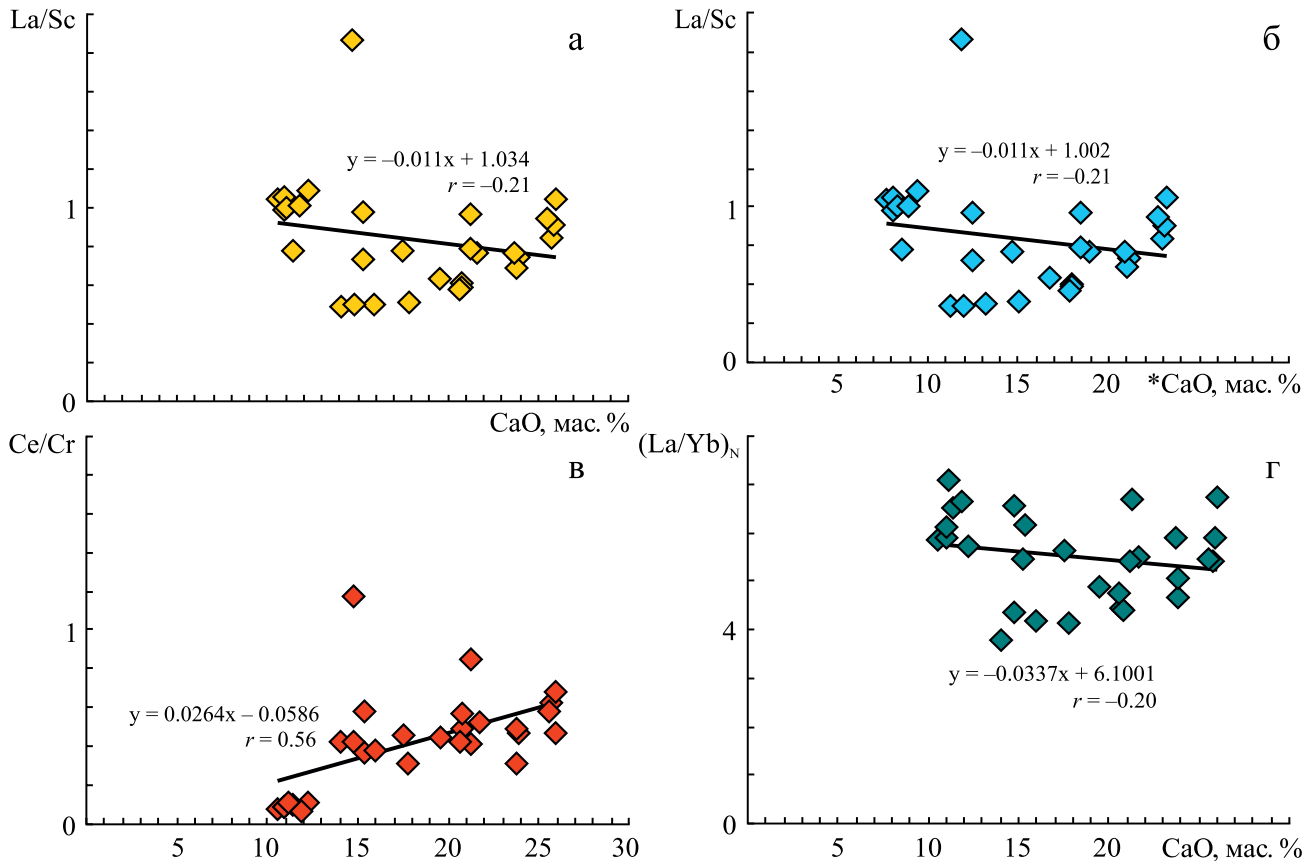


Рис. 4. Соотношение между содержанием CaO и *CaO и величинами La/Sc (а, б), а также содержанием CaO и Ce/Cr (в) и содержанием CaO и $(La/Yb)_N$ (г) в песчаниках ассельского яруса.

Fig. 4. Correlation between ratio CaO/*CaO and ratio La/Sc (а, б), correlation between CaO content and ratio Ce/Cr (в), correlation between CaO content and ratio $(La/Yb)_N$ (г) in the Asselian sandstones.

чимым. Между содержанием CaO и значением такого индикатора состава размывавшихся на палеоводосборах пород, как Eu/Eu^* , наблюдается статистически значимая положительная корреляция ($r = 0.66$).

Значение r для пары MgO–La/Sc составляет 0.16; статистически значимая корреляция между указанными величинами, соответственно, отсутствует. Для пары MgO– Eu/Eu^* величина коэффициента корреляции равна -0.57 (эта корреляция значимая).

Все проанализированные соотношения демонстрируют зависимость, пусть и в грубом виде, величин индикаторных отношений и содержания редких и рассеянных элементов от содержания в песчаниках карбонатной примеси. Далее мы рассмотрели влияние на указанные параметры содержаний оксидов алюминия и калия, считая, что они могут быть (в самом общем виде) показателями присутствия в песчаниках глинистых минералов. То же сделано и в отношении железа (в форме $Fe_2O_3^*$). В исследованных нами песчаниках ассельского яруса корреляция

между $Fe_2O_3^*$ и MgO значимая положительная ($r = 0.50$), а между $Fe_2O_3^*$ и CaO – значимая отрицательная ($r = -0.58$). Глинистые породы уржумско-вятского интервала обладают значимой отрицательной корреляцией между содержанием $Fe_2O_3^*$ и MgO ($r = -0.47$), а между $Fe_2O_3^*$ и CaO корреляция также статистически значимая и также отрицательная ($r = -0.84$). Это позволяет предполагать, что сидерит в исследованных нами породах отсутствует или содержание его невелико.

Значение коэффициента корреляции между Al_2O_3 и таким индикатором состава пород на палеоводосборах, как отношение Th/Cr, равно 0.25. Это статистически незначимая корреляция. Для пары K_2O и La/Sc величина r несколько больше (0.33), однако и эта корреляция при 5%-м уровне достоверности является статистически незначимой. Между содержанием в песчаниках оксида калия и хрома величина коэффициента корреляции достигает 0.61, тогда как для пары K_2O и Th значение r равно 0.36. В первом случае корреляция значимая, во втором – нет.

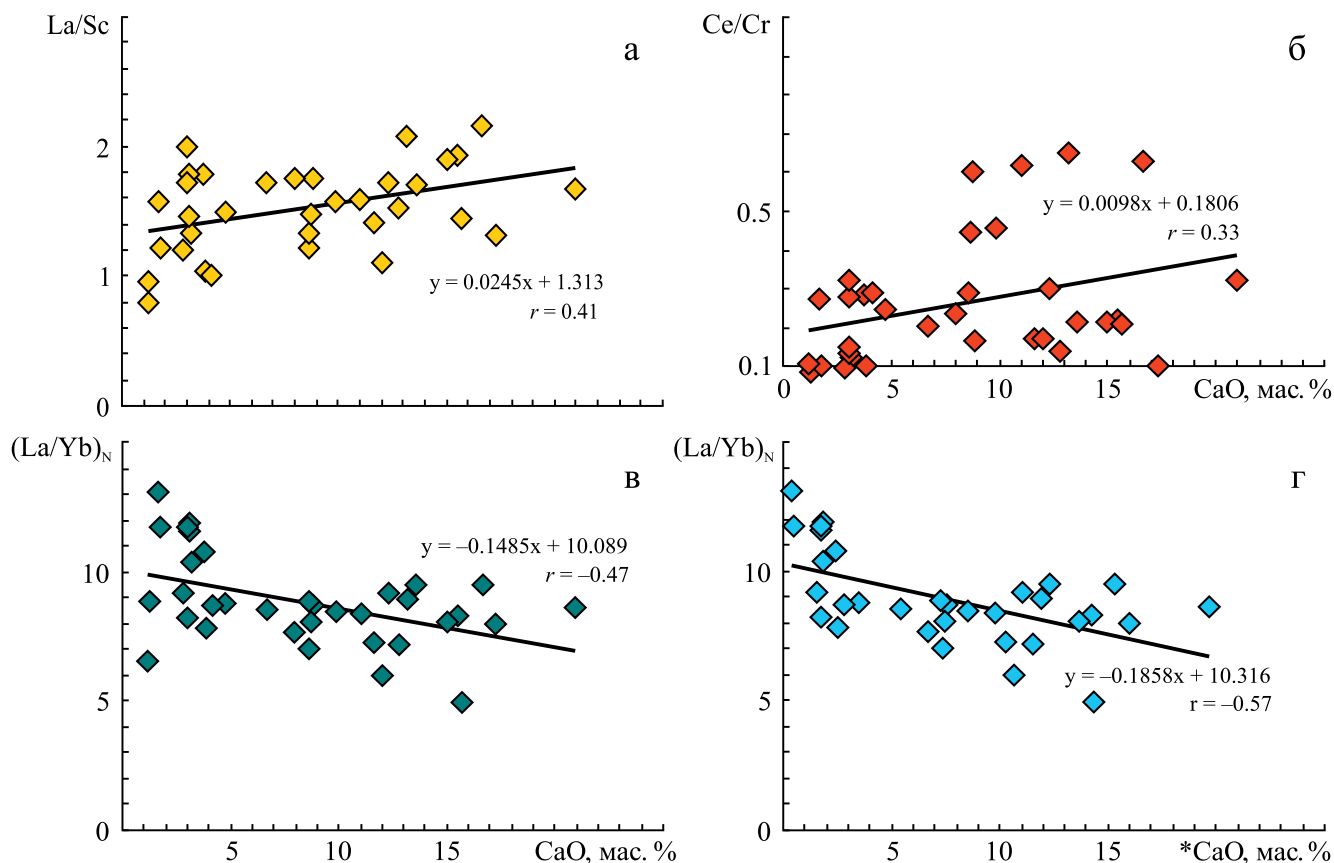


Рис. 5. Соотношение между содержанием CaO и величиной отношения La/Sc (а), содержанием CaO и параметром Ce/Cr (б), величиной $(La/Yb)_N$ (в), парой *CaO– $(La/Yb)_N$ (г) в уржумско-вятских глинистых породах Бельской впадины.

Fig. 5. Correlation between CaO content and ratio La/Sc (a), correlation between CaO content and ratio Ce/Cr (б), correlation between CaO content and ratio $(La/Yb)_N$ (в), correlation between *CaO content and ratio $(La/Yb)_N$ (г) in the Urzhum–Vyatsk clay rocks.

Наконец, между содержанием в песчаниках асельского яруса $Fe_2O_3^*$ и величинами La/Sc и Th/Co корреляция отрицательная (–0.14 и –0.28 соответственно) и статистически незначимая.

Глинистые породы средней-верхней перми Бельской впадины ($n = 34$; критическое значение коэффициента корреляции для такого количества образцов при 5%-м уровне значимости принимается нами как 0.349 (Соловов, Матвеев, 1985)) обладают положительной статистически значимой корреляцией между содержанием CaO и величиной отношения La/Sc – 0.41 (рис. 5а, табл. 4). При этом с содержанием и лантана, и скандия у оксида кальция корреляция отрицательная (–0.44 (рис. 6а) и –0.68 (рис. 6б) соответственно), статистически значимая при 5%-м уровне достоверности. Пара *CaO–La/Sc обладает величиной r , равной 0.30. Корреляция между указанными параметрами статистически не является значимой.

Между содержанием CaO и величиной отношения Th/Co наблюдается положительная значи-

мая при 5%-м уровне достоверности корреляция ($r = 0.52$). При этом корреляция между CaO и Cr выраженная статистически значимая отрицательная ($r = -0.64$), а между CaO и Th она отсутствует ($r = 0.01$). Примерно такая же ситуация существует между содержанием CaO и величиной отношения Th/Co. Собственно, для пары CaO–Th/Co значение коэффициента корреляции составляет 0.45, эта взаимосвязь статистически значима. Между содержаниями CaO и Co корреляция отрицательная ($r = -0.60$), она тоже статистически значима.

Параметр Ce/Cr и содержание CaO в глинистых породах уржумско-вятского стратиграфического интервала обладают положительной статистически незначимой корреляцией ($r = 0.33$) (см. рис. 5б).

Содержание CaO и параметр *CaO имеют несколько различную корреляцию с отношением Co/Hf. В первом случае величина r составляет 0.12, во втором – 0.25; при 5%-м уровне достоверности обе корреляционные связи не являются статистически значимыми.

Таблица 4. Некоторые значения коэффициентов корреляции между CaO и рядом других основных породообразующих оксидов и индикаторными отношениями и содержаниями редких и рассеянных элементов в глинистых породах уржумско-вятского стратиграфического интервала, г/т

Table 4. Some values of correlation coefficients between CaO and a number of other main rock-forming oxides and indicator ratios and contents of rare and trace elements in clayey rocks of the Urzhum–Vyatsk stratigraphic interval, ppm

Индикаторное отношение, элемент	CaO	*CaO	MgO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	K ₂ O	П.п.п.
Th/Cr	0.52	0.54	0.15	-0.29	-0.46	-0.19	0.44
Th	0.01	0.19	-0.09	0.04	-0.08	-0.07	0.02
Cr	-0.64	-0.60	0.02	0.26	0.68	0.15	-0.47
La/Sc	0.41	0.30	-0.09	-0.02	-0.59	0.09	0.22
La	-0.44	-0.50	-0.75	0.82	0.52	0.91	-0.61
Sc	-0.68	-0.64	-0.56	0.74	0.87	0.66	-0.68
Th/Co	0.45	0.51	0.02	-0.21	-0.44	-0.13	0.38
Co	-0.60	-0.53	-0.08	0.33	0.65	0.12	-0.47
Ce/Cr	0.33	0.27	-0.44	0.24	-0.22	0.39	0.08
Co/Hf	0.12	0.25	0.57	-0.54	-0.20	-0.59	0.44
(La/Yb) _N	-0.47	-0.57	-0.24	0.48	0.40	0.51	-0.54
Eu/Eu*	0.13	0.07	0.09	-0.13	-0.19	-0.27	0.06

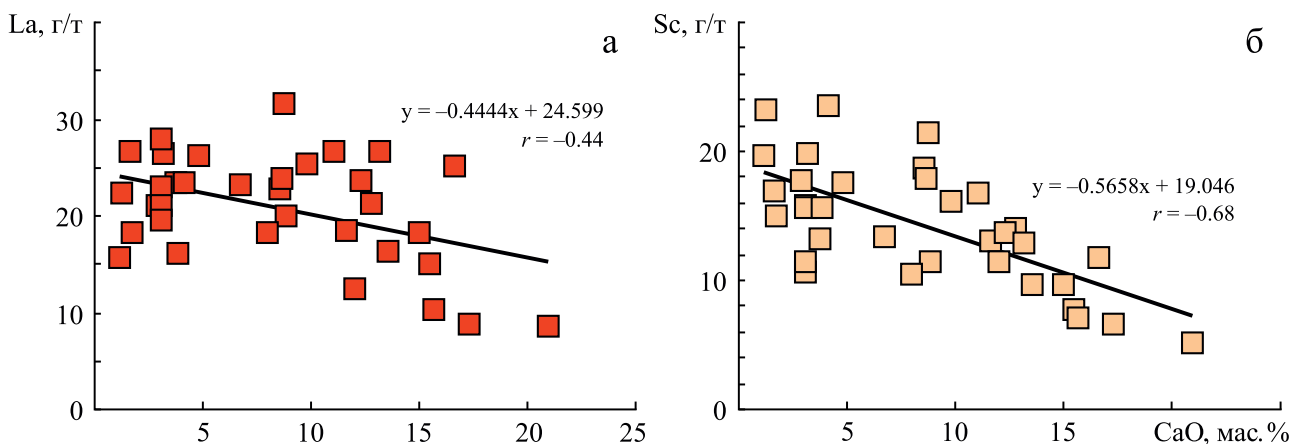


Рис. 6. Корреляция между содержанием CaO и La (а), а также содержанием CaO и Sc (б) в глинистых породах уржумско-вятского стратиграфического интервала.

Fig. 6. Correlation between CaO and La contents (а), correlation between CaO and Sc contents (б) in the Urzhum–Vyatsk clay rocks.

Величины коэффициентов корреляции между п.п.п. в уржумско-вятских глинистых породах и значениями индикаторных отношений элементов-примесей варьируют в широких пределах. Для пары п.п.п.–Ce/Cr коэффициент корреляции равен 0.08 (между CaO и Ce/Cr значение r составляет 0.33), для пары п.п.п.–La/Sc он составляет 0.22, а для пары п.п.п.–Th/Cr достигает 0.44. Значимой является только последняя из перечисленных величин r .

Отрицательная статистически значимая корреляция характерна для содержания в рассма-

триваемых аргиллитах CaO и величины $(La/Yb)_N$ ($r = -0.47$) (см. рис. 5в). Это же свойственно параметру *CaO и указанному индикаторному отношению ($r = -0.57$) (см. рис. 5г). Таким образом, в самом общем виде, чем меньше в глинистых породах содержание оксида кальция, тем выше величина $(La/Yb)_N$ и тем она, возможно, ближе к тем величинам, что реально отражают значения данного параметра в поступающей в область седиментации тонкой алюмосиликокластике. Реально и при низких концентрациях в аргиллитах оксида кальция (ин-

тервал 1–2 мас. %) значения $(La/Yb)_N$ варьируют от 6.6 до 13.1. Между содержанием оксида кальция и европиевой аномалией величина корреляции определяется значением r , равным всего 0.13. При 5%-м уровне достоверности это значение нельзя рассматривать как статистически значимое.

Еще меньше величина r для пары MgO–Eu/Eu* (0.09). Корреляции между содержанием в уржумско-вятских глинистых породах Бельской впадины MgO и индикаторным отношением La/Sc определяется величиной $r = -0.09$ (оба названных значения предполагают, что корреляция оксида магния с указанными индикаторными параметрами не является статистически значимой), тогда как для пары CaO–La/Sc значение r , как мы видели, составляет 0.41.

Примечательно, что между двумя основными компонентами глинистых минералов, такими как Al_2O_3 и K_2O , и рядом индикаторных отношений/показателей состава пород на палеоводосборах также нет выраженной статистически значимой при 5%-м уровне достоверности положительной или отрицательной корреляции. Так, значение коэффициента корреляции для пары Al_2O_3 –Th/Cr составляет -0.29 , а для пары K_2O –Th/Cr равно -0.19 . Нет статистически достоверной корреляции и между K_2O и La/Sc ($r = 0.09$). Это же характерно и для взаимоотношений K_2O и содержаний Cr и Th; в первом случае значение r равно 0.15, во втором оно отрицательное (-0.07).

Для параметра $Fe_2O_3^*$ и индикаторных отношений La/Sc и Th/Co в средне-верхнепермских глинистых породах характерны статистически достоверные отрицательные величины коэффициента корреляции (-0.59 и -0.44 соответственно).

Суммируя все сказанное, отметим, что между содержанием оксида кальция и в песчаниках, и в глинистых породах пермского возраста, слагающих различные интервалы осадочного выполнения Предуральского прогиба, и некоторыми индикаторными отношениями редких и рассеянных элементов существует статистически незначимая при 5%-м уровне достоверности корреляция. В ряде случаев, напротив, корреляция статистически значимая, как положительная, так и отрицательная. Это предполагает, что величины индикаторных отношений в большей или меньшей степени зависят от особенностей распределения/содержания в терригенных породах кальцита, корродирующего их алюмосиликатную матрицу и так или иначе меняющего первичные содержания и соотношения элементов-примесей. Трудно сказать, на каком (седиментационном или постседиментационном) этапе это происходит, но главное здесь то, что ряд традиционно используемых как показатели состава пород в источниках индикаторных отношений в рассмотренной нами ситуации таковыми выступить, очевидно, не могут.

ВЫВОДЫ

Если акцентировать здесь внимание только на взаимосвязи в терригенных породах ассельского яруса нижней перми и уржумско-вятского интервала Юрюзано-Сыльвинской и Бельской впадин Предуральского прогиба оксида кальция и ряда известных индикаторных отношений редких и рассеянных элементов-показателей состава размывавшихся на палеоводосборах комплексов пород, то можно видеть, что в ассельских песчаниках между содержанием CaO и такими параметрами, как Th/Cr, Ce/Cr и Eu/Eu*, имеется статистически выраженная корреляция. Для первых двух индикаторных отношений она характерна и в отношении введенного нами в данной работе параметра *CaO. Таким образом, содержание CaO в песчаниках контролирует величины названных отношений. Напротив, между содержанием CaO и значениями $(La/Yb)_N$, La/Sc, Th/Co и Co/Hf статистически значимой взаимосвязи при 5%-м уровне достоверности нет. Соответственно, величины названных индикаторных отношений в той или иной мере могут являться показателями состава размывавшихся на палеоводосборах пород, и наши выводы, полученные ранее с их использованием (Маслов и др., 2015), не претерпели изменений.

Для глинистых пород средней–верхней перми ситуация несколько иная. Так, статистически значимая корреляция наблюдается между содержанием в них CaO и значениями таких индикаторных отношений, как Th/Cr, La/Sc, Th/Co, $(La/Yb)_N$. Очевидно, что названные параметры не могут рассматриваться как отражающие состав присутствовавших в указанный временной интервал на палеоводосборах комплексов пород, поставивших обломочный материал в Предуральский прогиб. Напротив, значимая статистически корреляция не характерна для содержания CaO и величины отношения Ce/Cr или CaO и Eu/Eu*. Соответственно, именно эти индикаторные отношения могут быть использованы при реконструкциях петрофонда глинистых пород средней–верхней перми Предуральского прогиба (средняя величина Eu аномалии для названных глинистых пород равна 0.77 ± 0.03 ; для архейско-фанерозойских гранитоидов данный параметр варьирует от 0.34 до 0.48, кислые вулканы и андезиты палеозоя имеют значения $Eu/Eu^*_{cp} = 0.66$, а известково-щелочные базальты того же возраста – 1.09 (Condie, 1993)). Приведенные данные позволяют считать, что в составе глинистых пород уржумско-вятского возраста Бельской впадины присутствует заметная доля продуктов размыва основных магматических или вулканических пород. Это не противоречит и ранее сделанным выводам, что на диаграммах La/Sc–Th/Co, Co/Hf–Ce/Cr фигуративные точки глинистых пород перми–нижнего триаса Бельской впадины тя-

готеют в основном к области значений La/Sc и Th/Co, характерных для пород, сложенных преимущественно продуктами разрушения магматических образований основного состава. На диаграмме Zr/Cr–Sc/Th они расположены между точками среднего архейского аргиллита и среднего палеозойского базальта К. Конди и существенно удалены от референтной точки PAAS (Маслов и др., 2015). В то же время понятно, что значения индикаторных отношений, речь о которых идет в настоящей работе, контролируются не только содержанием в песчаниках и глинистых породах карбоната/оксида кальция, но и другими факторами.

Все сказанное имеет не только сугубо теоретический интерес и касается не только осадочно-выполнения Предуральского прогиба. Полученные результаты и выводы, очевидно, важны и в случае литогеохимических исследований, например, поверхностных донных осадков морей и океанов, в составе которых карбонат кальция часто играет заметную или существенную роль (Левитан и др., 2007; Демина и др., 2019; и др.).

Благодарности

Авторы искренне признательны за помощь в отборе образцов М.Т. Крупнину. Обработка результатов аналитических исследований проведена при содействии О.Ю. Мельничука. Советы и замечания анонимных рецензентов, которым мы также благодарны, способствовали более тщательному анализу и обсуждению материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гаррелс Р.М., Маккензи Ф. (1974) Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 272 с.
- Геологическая карта Урала. (1979) Масштаб 1 : 500 000. (Отв. ред. И.Д. Соболев). Свердловск: УТГУ, 6 л.
- Демина Л.Л., Новичкова Е.А., Козина Н.В. (2019) Хемостратиграфия дрефта Снорри в Северной Атлантике. *Океанология*, **59**(3), 496-475.
- Интерпретация геохимических данных. (2001) (Отв. ред. Е.В. Скляр). М.: Интернет Инжиниринг, 288 с.
- Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. (2007) Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 404 с.
- Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А., Титов Ю.В., Червяковская М.В. (2020) Реконструкция состава пород питающих провинций. Ст. 2. Лито- и изотопно-геохимические подходы и методы. *Литосфера*, **20**(1), 40-62. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-1-40-62>
- Маслов А.В., Мизенс Г.А. (2012) Песчаники молассовых последовательностей: некоторые литохимические особенности и геодинамика. *Литосфера*, (1), 14-28.
- Маслов А.В., Мизенс Г.А., Бадида Л.В., Крупнин М.Т., Вовна Г.М., Киселев В.И., Ронкин Ю.Л. (2015) Литогеохимия терригенных ассоциаций южных впадин Предуральского прогиба. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 308 с.
- Маслов А.В., Мизенс Г.А., Крупнин М.Т. (2012) Литохимические особенности песчаников Предуральского прогиба. *Вестн. Перм. ун-та. Геология*, (16), 33-46.
- Маслов А.В., Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Иванов А.В., Страховенко В.Д., Черкашина Т.Ю. (2018) Ограничения и возможности литогеохимических и изотопных методов при изучении осадочных толщ. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 383 с.
- Мельничук О.Ю. (2022) Верхнедевонские терригенные отложения среднего сегмента Восточно-Уральской мегазоны: особенности вещественного состава и условия осадконакопления. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 241 с.
- Мигдисов А.А., Балашов Ю.А., Шарков И.В., Шерстников О.Г., Ронов А.Б. (1994) Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы. *Геохимия*, (6), 789-803.
- Мизенс Г.А. (1997а) Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 230 с.
- Мизенс Г.А. (1997б) Об этапах формирования Предуральского прогиба. *Геотектоника*, (5), 33-46.
- Мизенс Г.А. (1980) Петрография и минералогия нижнепермских песчаников западного склона Среднего Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 60 с.
- Мизенс Г.А., Маслов А.В. (2014) Глинистые породы молассовой формации южноуральского сегмента Предуральского прогиба: литогеохимия, состав пород источников сноса и палеотектонические реконструкции. *Геохимия*, (11), 1025-1042.
- Общая стратиграфическая (геохронологическая) шкала (по состоянию на 2022 г.) https://vsegei.ru/ru/info/stratigraphy/stratigraphic_scale/index.php (дата обращения: 09.09.2022).
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. (2006) Вып. 36. СПб.: ВСЕГЕИ, 64 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Соловов А.П., Матвеев А.А. (1985) Геохимические методы поисков рудных месторождений. М.: МГУ, 232 с.
- Стратиграфические схемы Урала. (1993) Екатеринбург: Роскомнедра; ИГГ УрО РАН, 172 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2014) Геохимия марганца. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 540 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. (2018) Геохимия титана. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 432 с.
- Condie K.C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**, 1-37.
- Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments (2003). Ed. by D.R. Lentz. Ottawa, Geological Association of Canada, GeoText, 4, 184 p.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1995) The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.*, **33**(2), 241-265. <https://doi.org/10.1029/95RG00262>

REFERENCES

- Condie K.C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**, 1-37.
- Demina L.L., Novichkova E.A., Kozina N.V. (2019) Chemostratigraphy of the Snorri Drift in the North Atlantic. *Oceanologiya*, **59**(3), 496-475. (In Russ.)
- Garrels R.M., MacKenzie F.T. (1974) Evolution of Sedimentary Rocks. Moscow, Mir Publ., 272 p. (In Russ.)
- General stratigraphic (geochronological) scale (as of 2022) https://vsegei.ru/ru/info/stratigraphy/stratigraphic_scale/index.php (accessed 09.09.2022) (In Russ.)
- Geological map of the Urals. Scale 1 : 500 000. (1979) (Ed. by I.D. Sobolev). Sverdlovsk, UTGU, 6 p. (In Russ.)
- Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments (2003). (Ed. by D.R. Lentz). Ottawa, Geological Association of Canada, GeoText, 4, 184 p.
- Geochemical data interpretation (2001). (Ed. by E.V. Sklyarov). Moscow, Internet Inzhiniring Publ., 288 p. (In Russ.)
- Levitan M.A., Lavrushin Yu.A., Stein R. (2007) Essays on the history of sedimentation in the Arctic Ocean and Subarctic seas during the last 130 thousand years. Moscow, GEOS Publ., 404 p. (In Russ.)
- Maslov A.V., Mel'nichuk O.Yu., Mizens G.A., Titov Yu.V., Chervyakovskaya M.V. (2020) Reconstruction of the composition of the breeds of the feeding provinces. Article 2. Litho- and isotopic-geochemical approaches and methods. *Lithosphere (Russia)*, **20**(1), 40-62. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-1-40-62>
- Maslov A.V., Mizens G.A. (2012) Sandstones of molasses sequences: some lithochemical features and geodynamic. *Lithosphere (Russia)*, (1), 14-28. (In Russ.)
- Maslov A.V., Mizens G.A., Badida L.V., Krupenin M.T., Vovna G.M., Kiselev V.I., Ronkin Yu.L. (2015) Litho-geochemistry of terrigenous associations of the southern depressions of the Uralian foredeep. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 308 p. (In Russ.)
- Maslov A.V., Mizens G.A., Krupenin M.T. (2012) Lithochemical features of sandstones of the Uralian foredeep. *Vestn. Perm. Un-ta. Geol.*, **3**(16), 33-46. (In Russ.)
- Maslov A.V., Shkol'nik S.I., Letnikova E.F., Vishnevskaya I.A., Ivanov A.V., Strakhovenko V.D., Cherkashina T.Yu. (2018) Limitations and possibilities of litho-geochemical and isotopic methods in the study of sedimentary strata. Novosibirsk, IGM SO RAN, 383 p. (In Russ.)
- Melnichuk O.Yu. (2022) Upper Devonian terrigenous deposits of the middle segment of the East Ural megazone: compositional features and sedimentation conditions. Cand. geol. and min. sci. diss. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 241 p. (In Russ.)
- Migdisov A.A., Balashov Yu.A., Sharkov I.V., Sherstennikov O.G., Ronov A.B. (1994) Prevalence of rare earth elements in the main lithological types of rocks of the sedimentary cover of the Russian platform. *Geokhimiya*, (6), 789-803. (In Russ.)
- Mizens G.A. (1980) Petrography and mineralogy of the Lower Permian sandstones of the western slope of the Middle Urals. Sverdlovsk, IGG UNC AN SSSR, 60 p. (In Russ.)
- Mizens G.A. (1997a) Upper Paleozoic flysch of the Western Urals. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 230 p. (In Russ.)
- Mizens G.A. (1997b) On the stages of formation of the Uralian foredeep. *Geotektonika*, (5), 33-46. (In Russ.)
- Mizens G.A., Maslov A.V. (2014) Pelitic Rocks from the Molasse Formation of the Southern Ural Segment of the Uralian Foredeep: Litho-geochemistry, Provenance Composition, and Paleotectonic Reconstructions. *Geochemistry Int.*, **52**(11), 962-978 (translated from *Geokhimiya*, (11), 1025-1042). <https://doi.org/10.1134/S0016702914110056>
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and the Urals region (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DizainPoligraphServis, 280 p. (In Russ.)
- Resolutions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its Permanent Commissions. (2006) Iss. 36. St.Petersburg, VSEGEI, 64 p. (In Russ.)
- Solovov A.P., Matveev A.A. (1985) Geochemical methods of prospecting for ore deposits. Moscow, Publishing house of Moscow State University, 232 p. (In Russ.)
- Stratigraphic schemes of the Urals. (1993) Ekaterinburg, Roskomnedra; IGG UrO RAN, 172 p. (In Russ.)
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1995) The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.*, **33**(2), 241-265. <https://doi.org/10.1029/95RG00262>
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2014) Geochemistry of manganese. Syktyvkar, IG Komi SC UB RAS, 540 p. (In Russ.)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P., Rybina N.V. (2018) Geochemistry of titanium. Syktyvkar, IG Komi SC UB RAS, 432 p. (In Russ.)

УДК 551.71(234.853)

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-1-38-51

Опорный разрез укской свиты верхнего рифея (каратавия) в Алатауском антиклинории (Южный Урал)

Н. Д. Сергеева¹, В. Н. Пучков², С. А. Дьякова¹, Т. С. Зайцева³

¹Институт геологии УФИЦ РАН, 450077, г. Уфа, ул. Карла Маркса, 16/2, e-mail: riphey@ufaras.ru

²Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: puchkv2@mail.ru

³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, г. Санкт-Петербург, Макарова наб., 2, e-mail: z-t-s@mail.ru

Поступила в редакцию 22.09.2022 г., принята к печати 01.11.2022 г.

Объект исследования. Отложения укской свиты верхнего рифея (каратавия) в Алатауском антиклинории (Южный Урал) в разрезе правого берега р. Басу и ее притока Манайсу восточнее хут. Кулмас. **Результаты.** Строение разрезов укской свиты по р. Басу (Кулмас) в Алатауском антиклинории и ее стратотипе по р. Юрюзань у г. Усть-Катав в Сулеймановской антиклинали однотипно: нижеукская подсвита представлена неравномерным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями известняков и доломитов со строматолитами *Patomella kelleri* Raaben, *Tungussia bassa* Kryl. и микрофитолитами IV комплекса, а верхнеукская – известняками со строматолитами *Linella ukka* Kryl., *Linella simica* Kryl. и микрофитолитами IV комплекса. Однако песчаники и алевролиты нижеукской подсвиты в стратотипе по р. Юрюзань (Усть-Катав) имеют полимиктовый состав, а в опорном разрезе по р. Басу (Кулмас) – существенно кварцевый. Эти петрографические особенности отложений могли быть обусловлены разным составом пород питающих провинций. В породах укской свиты в разрезе по р. Басу у хут. Кулмас значительно проявлены эпигенетические процессы: доломитизация и окремнение. В известняках верхнеукской подсвиты отмечаются каверны и трещины, а также прослойки, обогащенные битумом (?). **Выводы.** Опорный разрез укской свиты по р. Басу (Кулмас), в котором отложения нижней подсвиты укской свиты представлены наиболее полно в сравнении со стратотипом по р. Юрюзань (Усть-Катав), предложен в качестве гипостратотипа. Кавернозно-трещиноватые известняки укской свиты с прослойками, обогащенными битумом (?), могут рассматриваться в качестве интересного поискового объекта на углеводородное сырье с учетом того обстоятельства, что в окремненных кавернозно-трещиноватых доломитах камовской серии верхнего рифея Сибирской платформы вскрыта крупная нефтегазоносная залежь.

Ключевые слова: верхний рифей, свита, миньярская, укская, гипостратотип, Авдырдакская антиклиналь, Южный Урал

Источник финансирования

Исследования выполнены в соответствии с планами научно-исследовательских работ Института геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа (тема государственного задания FMRS-2022-0013) и Института геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург (тема государственного задания АААА-А19-119072990020-6) и Института геологии и геохронологии докембрия РАН (тема государственного задания FMUW-2021-0003)

Reference section of the Uk Formation of the Upper Riphean (Karatavian) in the Alatau anticlinorium (Southern Urals)

Nina D. Sergeeva¹, Viktor N. Puchkov², Svetlana A. Dyakova¹, Tatyana S. Zaitseva³

¹Institute of Geology Ufa Subdivision Federal Research Centre RAS, 16/2 Karl Marx st., Ufa 450077, Russia, e-mail: riphey@ufaras.ru

²Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: puchkv2@mail.ru

³Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, 2 Makarova emb., St.Petersburg 199034, Russia, e-mail: z-t-s@mail.ru

Received 22.09.2022, accepted 01.11.2022

Research subject. The deposits of the Uk Formation of the Upper Riphean (Karatavian) in the Alatau anticlinorium (Southern Urals) were studied in the section of the right bank of Basu river and its tribute Manaysu located to the east of the Kulmas

Для цитирования: Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Дьякова С.А., Зайцева Т.С. (2023) Опорный разрез укской свиты верхнего рифея (каратавия) в Алатауском антиклинории (Южный Урал). *Литосфера*, **23**(1), 38-51. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-1-38-51>

For citation: Sergeeva N.D., Puchkov V.N., Dyakova S.A., Zaitseva T.S. (2023) Reference section of the Uk Formation of the Upper Riphean (Karatavian) in the Alatau anticlinorium (Southern Urals). *Lithosphere (Russia)*, **23**(1), 38-51. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-1-38-51>

settlement. *Results.* The structure of the sections of Uk Formation along Basu River (Kulmas) in the Alatau anticlinorium and its stratotype at the Yuryuzan river near town of Ust-Katav in the Suleimanovo anticline is identical: the Lower Uk Subformation is represented by irregular alternation of sandstones, siltstones and shales with rare layers of limestones and dolomites with *Patomella kelleri* Raaben and *Tungussia bassa* Kryl. stromatolites and microphytolites of the IV complex, while the Upper Uk – by limestones with *Linella ukka* Kryl. and *Linella simica* Kryl. stromatolites and microphytolites of the IV complex. However, the sandstones and siltstones of the Lower Uk Subformation in the stratotype at the Yuryuzan river (Ust-Katav) are polymictic, while in the reference section along Basu river (Kulmas) they have mostly quartz composition. These petrographic features may be a result of different provenance. In the rocks of Uk Formation in the Basu section (Kulmas), the epigenetic processes (dolomitization and silicification) are strongly manifested. In the limestones of the Upper Uk Formation the caverns and fractures along with layers enriched by a bitumen (?) are observed. *Conclusions.* The reference section of the Uk Formation along the river Basu (Kulmas) is proposed as a hypostatotype, in which the deposits of the lower subformation of the Uk suite are most fully represented in comparison with the stratotype along the river Yuryuzan (Ust-Katav). Cavernous-fractured limestones of the Uk Formation with layers enriched by a bitumen (?), may be regarded as an interesting search object for hydrocarbons, taking into account that a large hydrocarbon deposit has been discovered in the silicified cavernous-fractured dolomites of Kamovskaya Formation of the Upper Riphean of the Siberian platform.

Keywords: Upper Riphean, Formation, Minyar, Uk, hypostratotype, Avdyrdak anticline, Southern Urals

Funding information

The studies were fulfilled in correspondence with the plans of scientific research works of the Institute of Geology of the Ufimian Federal Research Centre of RAS, Ufa (the theme of the State task FMRS-2022-0013) and A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the Uralian Branch of RAS, Ekaterinburg (theme of the State Task AAAA-A19-119072990020-6) and Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS (theme of the State Task FMUW-2021-0003)

ВВЕДЕНИЕ

Укская свита завершает разрез верхнего рифея (каратавия) в Башкирском мегантиклинории на Южном Урале (рис. 1). Отложения верхнего рифея характеризуются наиболее богатыми и разнообразными комплексами микрофоссилий, строматолитов и микрофитолитов, определяющими биостратиграфическую характеристику каратавия и его отдельных свит, что ранее использовали как один из инструментов в межрегиональной корреляции разрезов (Стратиграфические схемы..., 1993; Стратиграфический кодекс России, 2019). Впервые укская свита была выделена С.М. Домрачевым (1952) по р. Ук, левому притоку р. Сим, и сочтена фациальным аналогом ашинской свиты. Позднее стратиграфическая самостоятельность укской свиты была обоснована Ю.Р. Беккером (1958, 1961), а в качестве стратотипа укской свиты им был предложен разрез по правому берегу р. Юрюзань выше г. Усть-Катав, что было принято в последующих исследованиях региона (Козлов, 1982; Стратотип рифея..., 1983).

В пределах Башкирского мегантиклинория отложения свиты в виде узких полос (шириной от 150–200 до 500 м, а в разрезе правого берега р. Зилим, ниже устья р. Куртазы, до 2 км) прослеживаются в крыльях Каратауского структурного комплекса, Сулеймановской антиклинали, Алатауско-

го антиклинория, где мощность отложений составляет 180–400 м. Увеличение мощности укской свиты до 600 м происходит в Тирлянской и Криволукской синклиналях на восточном крыле Башкирского мегантиклинория. Представление о составе и строении укской свиты можно получить в разрезах по рекам Юрюзань (стратотип), Арша, Белая, Зилим и Басу и их притокам (Козлов, 1982). По особенностям литологического состава и порядку напластования укская свита расчленена на нижнюю (карбонатно-терригенную в западных и терригенную в восточных разрезах) и верхнюю (карбонатную) подсвиты. Нижняя подсвита представлена песчаниками и алевролитами глауконит-кварцевыми и полимиктовыми с прослоями аргиллитов с микрофоссилиями и известняков со строматолитами *Patomella kelleri* Raaben, *Tungussia bassa* Kryl. и микрофитолитами IV комплекса, а верхняя – преимущественно известняками со строматолитами *Linella ukka* Kryl., *Linella simica* Kryl. (Стратотип рифея..., 1982) и микрофитолитами IV комплекса.

Нижняя граница укской свиты с подстилающей миньярской свитой в большей части известных разрезов не обнажена. Небольшой перерыв на контакте миньярской и укской свит отмечен (Козлов, 1982) в разрезах по р. Юрюзань у г. Усть-Катав (см. рис. 1а) и р. Белая в 1.5 км выше д. Мурадымово и на южном борту урочища Кривая Лука (Козлов, 1982).

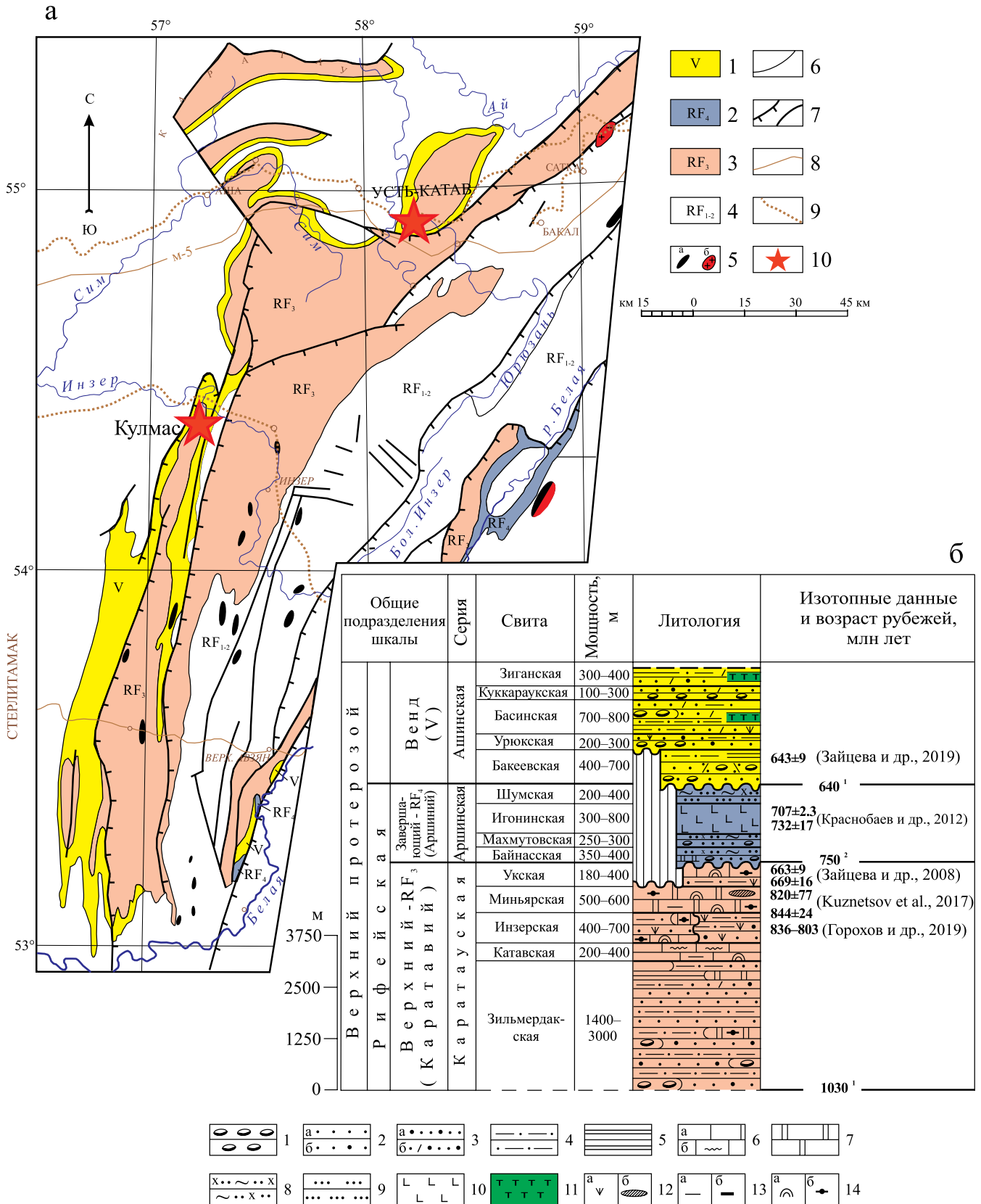


Рис. 1. Схематическая геологическая карта (а) и сводная литолого-стратиграфическая колонка (б) позднего рифея и венда Башкирского мегантиклинория (Южный Урал), по (Геологическая карта..., 2002; Козлов и др., 2011) с дополнениями и изменениями.

а. Отложения: 1 – венда; 2–4 – рифея: 2 – завершающего, 3 – верхнего, 4 – нижнего и среднего; 5 – магматические породы: габбро (а) и граниты (б); 6 – стратиграфические границы; 7 – тектонические надвиги и разломы; 8 – автотрассы; 9 – железные дороги; 10 – местоположение разрезов укской свиты.

б. 1 – конгломераты; 2 – песчаники кварцевые (а) и полевошпат-кварцевые (б); 3 – песчаники аркозовые (а) и полимиктовые (б); 4 – алевролиты; 5 – аргиллиты; 6 – известняки массивной (а) и “струйчатой” текстуры (б); 7 – доломиты; 8 – сланцы слюдисто-хлорит-кварцевые; 9 – кварциты; 10 – базальты; 11 – туфы; 12 – глауконит (а) и кремни (б); 13 – глинистость (а) и углеродистость (б); 14 – строматолиты (а) и микрофитолиты (б).

Возраст рубежей (млн лет) в колонке: 1030¹ и 640¹ (Семихатов и др., 2015; Зайцева и др., 2019), 750² (Пучков и др., 2014).

Fig. 1. Schematic geological map (а) and a synthetic lithological-stratigraphic column (б) of the Upper Riphean and Vendian of the Bashkirian meganticlinorium (Southern Urals), according to (Geological map..., 2002; Kozlov et al., 2011) with additions and amendmens.

а. Deposits of: 1 – Vendian; 2–4 Riphean: 2 – Terminal, 3 – Upper, 4 – Lower and Middle; 5 – magmatic rocks: gabbro (а) and granites (б); 6 – stratigraphic boundaries; 7 – tectonic thrusts and faults; 8 – highways, 9 – railroads, 10 – position of sections of Uk Formation.

б. To the column: 1 – conglomerates; 2 – sandstones quartz (а) and feldspar-quartz (б); 3 – sandstones arkosic (а) and polymictic (б); 4 – siltstones; 5 – shales; 6 – limestones massive (а) and of “trickle” structure (б); 7 – dolomites; 8 – schists mica – chlorite – quartz; 9 – quartzites; 10 – basalts; 11 – tuffs; 12 – glauconite (а) and cherts (б); 13 – high clay content (а) and carbonaceous (б), 14 – stromatolites (а) and microphytolites (б).

The age of boundaries (Ma) in the column are accepted as: 1030¹ и 640¹ (Semikhatov et al., 2015; Zaitseva et al., 2019), 750² (Puchkov et al., 2014).

Характер верхней границы укской свиты можно наблюдать в обнажении на р. Юрюзань у г. Усть-Катав и на р. Зилим вблизи устья р. Сарышки, где на известняках укской свиты с размывом залегают отложения ашинской серии венда (Козлов, 1982). В Тирлянкой синклинали на восточном крыле Башкирского мегантиклинория карбонатные породы укской свиты перекрыты отложениями аршиния (аршинской серии) – нового стратона, выделенного в разрезе рифея Южного Урала по результатам изотопного датирования (U-Pb метод, SHRIMP-II, см. рис. 1б) цирконов из вулканитов игонинского комплекса этой серии (Козлов и др., 2011; Краснобаев и др., 2012), ранее в ранге свиты относимой к венду (Иванов, 1956; Стратиграфические схемы..., 1993).

В последнее время данные о строении, составе и мощности отложений в различных разрезах укской свиты дополнены материалами изучения карбонатных фаций, редкоземельных элементов, битумоидов и биомаркеров в строматолитовых, обломочных и карбонатно-глинистых породах верхней подсвиты укской свиты в ее стратотипе по р. Юрюзань у г. Усть-Катав (Маслов и др., 2019). На примере этого же разреза проведен литолого-фациальный анализ отложений верхней подсвиты укской свиты (Дуб, Гражданкин, 2021) и сделана попытка реконструкции обстановок осадконакопления карбонатных пород укской свиты и особенностей формирования здесь карбонатной платформы.

Новые данные о возрасте (U-Th-Pb, LA-ICP-MS) обломочного циркона из онколитовых известняков со значительной примесью обломочного материала из нижней подсвиты укской свиты в разрезе по р. Басу (Кулмас) (Зайцева и др., 2022) с учетом опубликованных ранее материалов (Кузнецов и др., 2013; Krasnobaev et al., 2019; Романюк и др., 2018) свидетельствуют, что в терригенных отложениях позднего докембрия (неопротерозоя) Южного

Урала отмечается устойчивое доминирование цирконов мезопротерозойского возраста. По мнению Т.С. Зайцевой с соавторами (2022), возможным мезопротерозойским источником обломочного циркона в пределах древнего континента Балтика в неопротерозое могли быть граниты рапакиви Фенноскандии и породы гренвильского Свеко-Норвежского орогена или неизвестный континентальный блок, приключенный к Балтике в ходе гренвильской орогении.

ВОЗРАСТНЫЕ РАМКИ УКСКОЙ СВИТЫ

Имеющиеся значения возраста (см. рис. 1б) отложений самой укской свиты, полученные ранее по минералогически слабоизученному глаукониту – 702–630 млн лет, K-Ar метод (Гаррис, 1977; Стратотип рифея..., 1983), и 688 ± 10 млн лет, Rb-Sr изохронный метод (Горожанин, Кутявин, 1986) – не отражают время формирования осадка. Позднее из нижней подсвиты укской свиты в разрезах по рекам Басу (Кулмас) и Зилим (Куртаза) были получены датировки по Al-глаукониту, его среднее значение возраста – 663 ± 9 (Rb-Sr метод) и 669 ± 16 (K-Ar метод) млн лет – рассматривалось “как наилучшее отражение времени седиментации укской свиты” (Зайцева и др., 2008). Основываясь на данных Sr-хемостратиграфических исследований укских известняков (Кузнецов и др., 2018) и наличии особых осадочных текстур “molar tooth”, исчезающих из геологической летописи около 730–750 млн лет назад (Маслов и др., 2019), сделано предположение о возрасте укских известняков – около 800 млн лет. Для миньярских доломитов, подстилающих отложения укской свиты, были получены (Pb-Pb метод) датировки 780 ± 80 млн лет (Овчинникова и др., 2000) и 820 ± 77 млн лет (Kuznetsov et al., 2017). Для цирконов из метабазальтов игонинского

комплекса аршинской серии, перекрывающих известняки укской свиты в Тирлянском синклинали на восточном крыле Башкирского мегантиклинория, датировки (U-Pb метод, SHRIMP-II) составляют 707.0 ± 2.3 и 732.1 ± 1.7 млн лет (Краснобаев и др., 2012). Таким образом, возраст отложенной укской свиты не выходит за временные рамки 732–820 млн лет.

ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ОТЛОЖЕНИЙ УКСКОЙ СВИТЫ В АЛАТАУСКОМ АНТИКЛИНОРИИ

Достаточно полно отложения укской свиты представлены в ее стратотипе на р. Юрюзань у г. Усть-Катав в Сулеймановской антиклинали и подробно описаны В.И. Козловым (1982), а также в бассейне верхнего течения р. Зилим в Алатауском антиклинории, где лучшим признан разрез по правому берегу р. Зилим вблизи устья правого притока руч. Мал. Аккостяк (Стратотип рифея..., 1983), который может рассматриваться в качестве опорного разреза.

С учетом того, что степень изученности опорных разрезов играет важную роль при подготовке региональных стратиграфических схем и служит источником фактического материала при тектонических, палеогеографических и других построениях в регионе, необходимость выделения опорных разрезов и их всестороннего изучения очевидна.

В северной части Алатауского антиклинория в качестве опорного стратиграфического разреза для отложений укской свиты предлагается представительный и легкодоступный разрез отложенной свиты по автотрассе Уфа–Инзер–Белорецк по правому борту долины р. Басу и ее притоку Манайсу в 600 м восточнее хут. Кулмас на западном крыле Авдырдакской антиклинали (обн. 1–3, рис. 2 и 3). Ранее Б.М. Келлер (Стратотип рифея..., 1983) считал этот разрез представительным для укской свиты, но в те годы район был труднодоступен, а разрез недостаточно обнажен. В начале 1990-х гг. в связи со строительством автодороги Уфа–Инзер–Белорецк естественные выходы пород укской свиты были дополнены дорожными выемками, что позволило провести более детальную документацию разреза (выполнить послойное описание с подробной характеристикой литолого-петрографических особенностей и эпигенетических преобразований отложений, уточнить их мощность, сделать зарисовки обнажений).

В опорном разрезе укской свиты по правому борту долины р. Басу и ее притока Манайсу в 600 м восточнее хут. Кулмас вдоль автотрассы Уфа–Инзер–Белорецк (обн. 1, рис. 4) стратиграфически выше миньярских доломитов, содержащих линзы строматолитов и кремней, через задернованный интервал (40 м по мощности) вскрыты (снизу) следующие слои.

Нижняя подсвита укской свиты (RF_{3uk1})

1. Неравномерное чередование песчаников, аргиллитов и известняков. Песчаники кварцевые с глауконитом и редкими зернами полевого шпата, средне- и мелкозернистые, розовато-серые, разноточечные, известковистые. Цемент в песчаниках поровый карбонатного состава, на отдельных участках конформно-регенерационный кварцевый. Аргиллиты темно-серые, алевролитистые (в прослоях толщиной 5–10, редко 70 см). Известняки доломитизированные, песчаные, темно-серые, тонко- и среднеслоистые. Толщина карбонатных прослоев 10–15 (до 20) см. Обломочный материал в известняках слабосортированный, представлен кварцем в хорошо окатанных зернах псаммитовой (0.5 мм) и угловатых обломках алевролитовой размерности, присутствуют онколитовые образования овальной и неправильной формы, выполненные мелко- и среднекристаллическим карбонатом. В породах наблюдаются пологоволнистые мелкие складки. Нижняя граница слоя не обнажена. Вскрытая мощность 10 м.

2. Задернованный интервал с щебенкой описанных выше пород. Мощность 5 м.

3. Неравномерное переслаивание песчаников, алевролитов и редко аргиллитов. Песчаники глауконит-кварцевые, разноточечные (от мелко- до крупнозернистых), серые, с прослоем (20 см) глинисто-кремнисто-железистой породы, пронизанной тонкими доломитовыми прожилками, ориентированными в большинстве случаев поперек слоистости. Алевролиты глинисто-кварцевые, светло- и голубовато-серые, с глауконитом и знаками ряби на плоскостях напластования. Аргиллиты темно-серые со слабым буроватым оттенком, с нитевидными белыми прожилками кальцита в прослоях толщиной от 0.1–0.2 до 1–2 см. В подошве слоя песчаники преимущественно кварцевые с глауконитом, с базальным карбонатным цементом, мелкозернистые, буровато-серой окраски.

В песчаниках на контакте с аргиллитами по плоскостям наслоения наблюдаются трещины усыхания. В кровле слоя глауконит-кварцевые песчаники с редкими зернами полевого шпата слоистые за счет чередования слоев буровато- и светло-серой окраски. В шлифе наблюдаются конформные контакты кварцевых зерен и редко поры и тонкие прожилки, выполненные карбонатом. В песчаниках присутствуют прослои (3–5 см) глауконитов (глауконитовый песок). Нижняя граница слоя не обнажена. Падение слоистости западное $270^\circ \angle 25-30^\circ$. Мощность 9 м.

4. Известняки онколитовые, песчаные, с глауконитом и неравномерно распределенной примесью (от 15 до 30%, на отдельных участках шлифа до 40%) терригенного материала, представленного кварцем, единичными зернами полевого шпата

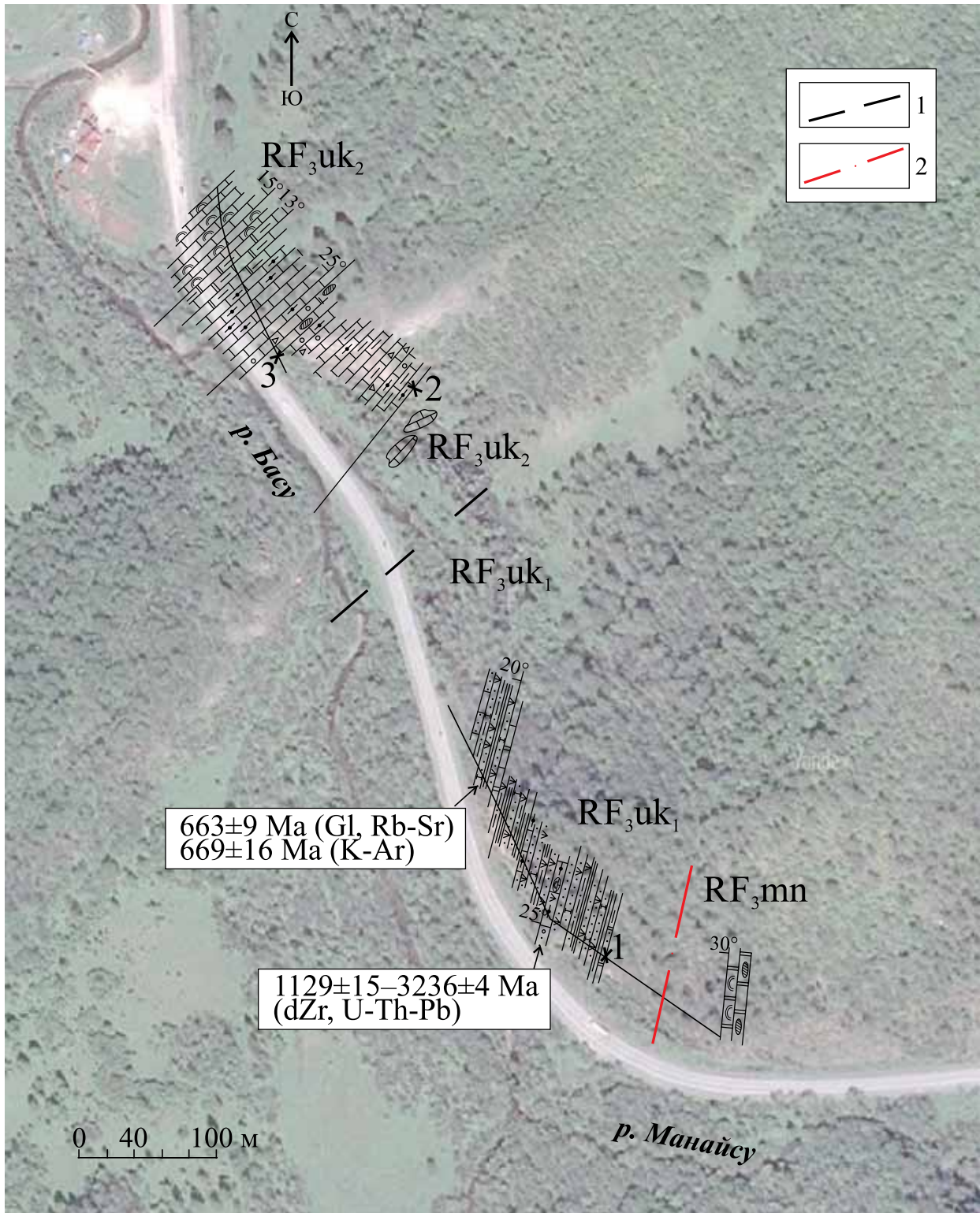


Рис. 2. Фрагмент карты (Yandex) вдоль автотрассы Уфа–Инзер–Белорецк с планом разреза отложений укской свиты в правобережье р. Басу и ее притока р. Манайсу в 600 м восточнее хут. Кулмас. Обн. 1–3.

1 – предполагаемая стратиграфическая граница между подсвитами, 2 – разлом.
 Стратиграфические подразделения: RF₃ – верхний рифей (каратавий). Свиты: mn – миньярская, uk – укская (подсвиты: uk₁ – нижняя и uk₂ – верхняя). Изотопные датировки (Ma – млн лет): Gl – по глаукониту, Rb-Sr и K-Ar – методы (Зайцева и др., 2008), dZr – по детритовому циркону, U-Th-Pb – метод (Зайцева и др., 2022). Остальные усл. обозначения – см. рис. 1б.

Fig. 2. Fragment of the map (Yandex) along the highway Ufa-Inzer-Beloretsk with the plan of the section of Uk Formation in the right bank of Basu river and its tributary Manaisu in 600 m to the east of Kulmas settlement. Outcrops 1–3.

1 – supposed boundary between subformations, 2 – fault.

Stratigraphic units: RF₃ – Upper Riphean (Karatavian). Formations: mn – Minyar, uk – Uk (Subformations: uk₁ – Lower and uk₂ – Upper). Isotope dates (Ma): GL – by glauconite, Rb-Sr and K-Ar – methods (Zaitseva et al., 2008), dZr – by detrite zircon, U-Th-Pb – method (Zaitseva et al., 2022). For the rest of the symbols see Fig. 16.

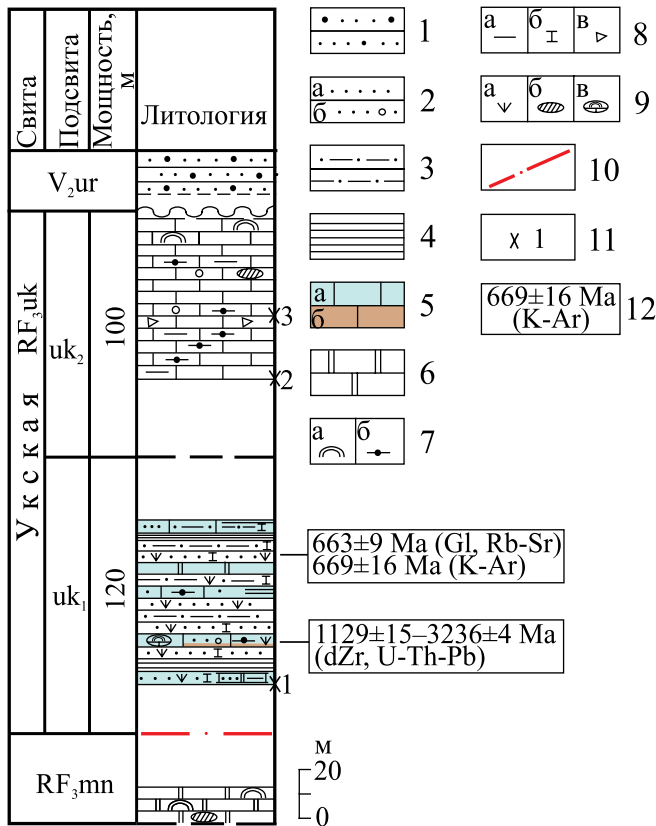


Рис. 3. Литолого-стратиграфическая колонка отложений укской свиты в правобережье р. Басу и ее притока р. Манайсу в 600 м восточнее хут. Кулмас вдоль автотрассы Уфа–Инзер–Белорецк. Обн. 1–3.

1 – песчаники аркозовые и полевошпат-кварцевые; 2 – песчаники кварцевые (а) и гравийные (б); 3 – алевролиты; 4 – аргиллиты; 5 – известняки хемогенные (а) и замещенные кремнеземом (б); 6 – доломиты; 7 – строматолиты (а) и микрофитолиты (онколиты) (б); 8 – глинистость (а), кальцитизация (б), брекчированность (в); 9 – глауконит (а), кремни (б), линзы строматолитов (в); 10 – тектонический разлом; 11 – номер обнажения; 12 – изотопные датировки (Ma – млн лет): GL – по глаукониту, Rb-Sr и K-Ar – методы (Зайцева и др., 2008), dZr – по детритовому циркону, U-Th-Pb – метод (Зайцева и др., 2022).

Стратиграфические подразделения. RF₃ – верхний рифей, mn – миньярская свита, uk₁ – нижнеукская и uk₂ – верхнеукская подсвиты укской свиты, V₂ – верхний венд, ur – урюкская свита.

Fig. 3. Lithologic-stratigraphical column of the deposits of Uk Formation in the right bank of Basu river and its tributary Manaisu, 600 m to the east of

Kulmas settlement, along the highway Ufa-Inzer-Beloretsk. The outcrops 1–3.

1 – sandstones arkozic and feldspar-quartz; 2 – sandstones quartz (a) and gravel (б); 3 – siltstones; 4 – shales; 5 – limestones chemogenic (a) and substituted by silica(б); 6 – dolomites; 7 – stromtolites (a) and microphytolites (oncolitis) (б); 8 – high clay content (a), calcitization (б); brecciated (в); 9 – glauconite (a), cherts (б), lenzes of stromatolites (в); 10 – fault, 11 – number of an outcrop; 12 – Isotope dates (Ma): GL – by glauconite, Rb-Sr and K-Ar – methods (Zaitseva et al., 2008), dZr – after by detrite zircon, U-Th-Pb – method (Zaitseva et al., 2022).

Stratigraphic units. RF₃ – Upper Riphean (Karatavian). Formations: mn – Minyar, uk – Uk (Subformations: uk₁ – Lower and uk₂ – Upper). V₂ – Upper Vendian, Ur – Uriyk Formation.

и кварцита. В основании слоя основная масса и онколиты почти полностью замещены кремнеземом, имеющим розовато-серую окраску (рис. 4, шлиф “в”). Онколиты имеют правильную округлую форму с диаметром до 0.7 мм и часто зонально-концентрическое сложение. Онколиты почти полностью замещены аморфным кремнеземом (опалом), и только их центральная часть выполнена пелитоморфным кальцитом с примесью мелких (0.015–0.02 мм) и более крупных (0.15 мм) зерен кварца и реже кальцита. По контуру онколитов формируются оболочки халцедона с радиальным расположением волокон. Халцедон выполняет роль цемента (25%) в породе, заполняя пространство между зернами. В средней части слоя кремнистого материала становится меньше, а кварцевые зерна часто корродированы карбонатом. В 1.5 м от основания слоя известняки содержат округлой и иногда вытянутой формы сферолиты (размер от 0.5 до 2 мм), выполненные пелитоморфным или мелко- и микрокристаллическим кальцитом, иногда отмечается незначительная примесь кварцевых зерен. Известняки доломитизированные (содержание доломита – 36.9, кальцита – 43 мас.%), разбиты сетью трещин толщиной 0.15–0.5 мм, выполненных мелко- и среднекристаллическим кальцитом, иногда с примесью кварца. В известняках отмечены линзовидные обособления строматолитов. Нижняя граница слоя не обнажена. Падение слоистости западное 275° ∠25°. Мощность 5 м.

5. Неравномерное чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов. Песчаники глауконит-кварцевые с полевым шпатом (ед. зерна), мелко- и среднезернистые, плохо сортированные, буровато-серые, тонкоплитчатые (2–4 см). Цемент в пес-

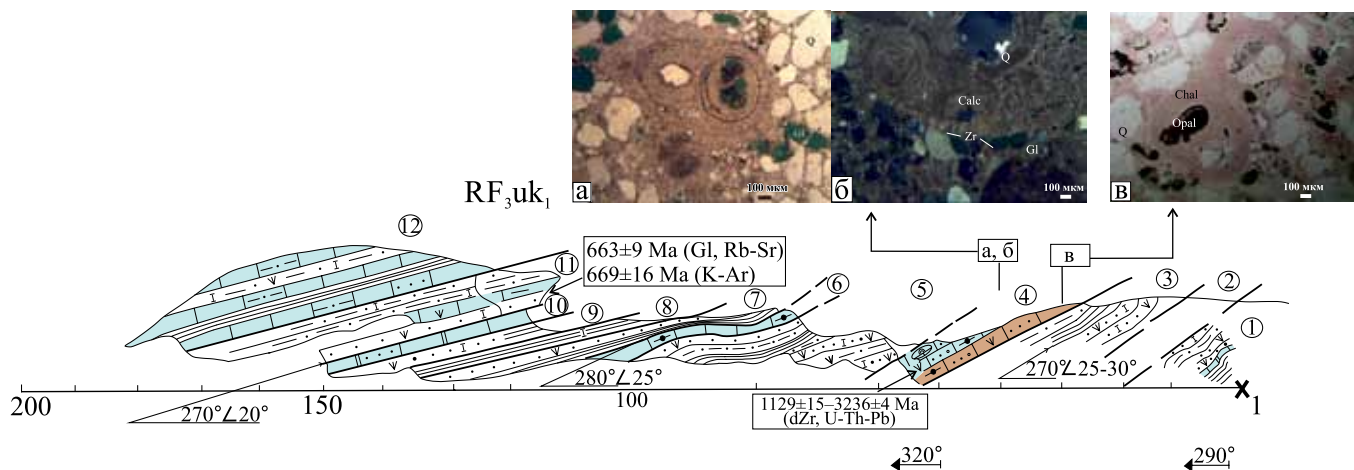


Рис. 4. Разрез отложений нижней подсвиты укской свиты вдоль автотрассы Уфа–Инзер–Белорецк в правобережье р. Басу и ее притока р. Манайсу в 600 м восточнее хут. Кулмас. Обн. 1.

Фото шлифов: а – известняк с глауконитом и значительной примесью кварца (без анализатора); б – та же порода, но с зернами циркона (николи +); в – известняк, замещенный кремнеземом (без анализатора). а, б – фото Т.С. Зайцевой, в – С.А. Дьяковой. *Calc* – кальцит, *Gl* – глауконит, *Q* – кварц, *Zr* – циркон, *Chal* – халцедон, *Opal* – опал. Остальные усл. обозначения – см. рис. 3.

Fig. 4. Section of deposits of the Lower subformation of Uk Formation along the highway Ufa–Inzer–Beloretsk in the right bank of Basu river and its tributary Manaisu, 600 m to the east of Kulmas settlement, along the highway Ufa–Inzer–Beloretsk. The outcrop 1.

Photos of thin sections: а – limestone with glauconite and a significant admixture of quartz (without analyser), б – the same rock/ but with crystals of zircons (nicols +), в – limestone, substituted by a silica (without an analyser). а, б – photos from T.S. Zaitseva, в – from S.A. Dyakova. *Calc* – calcite, *Gl* – glauconite, *Q* – quartz, *Zr* – zircon, *Chal* – chalcedony, *Opal* – opal. Symbols see at Fig. 3.

чаниках регенерационный кварцевый, участками поровый карбонатный. Иногда песчаники содержат карбонатные интракласты, сцементированные халцедоновым цементом в виде каемок обрастания вокруг зерен. Алевриты кварцевые с глауконитом, желтовато-зеленовато-серые. Аргиллиты алевритистые, листоватые, образуют прослой 0.5–1–3 см.

В нижней части слоя в прослоях мощностью 20–30 см присутствуют песчаники кварцевые с глауконитом, среднезернистые, с неравномерно распределенным карбонатным цементом, в котором на участках с базальным типом цемента имеются карбонатные сгустки. В подошве слоя в прослоях мощностью 30–40 см песчаники значительно обогащены глауконитом, который образует слойки (мощностью 0.5–2 см) глауконитита. Нижняя граница слоя резкая и проведена по кровле подстилающих онколитовых известняков. Падение слоистости западное 270°/30°. Мощность 15 м.

6. Известняки мелкозернистые, темно-серые, с онколитами, выполненными глинисто-карбонатным материалом или микрокристаллическим карбонатом, который отмечается также в виде тонких прожилков. Нижняя граница слоя резкая и проведена по кровле подстилающих мелкозернистых песчаников. Мощность 0.7 м.

7. Неравномерное чередование аргиллитов алевритистых, зеленовато-буровато-серых, известковистых; песчаников кварцевых с глауконитом (ед. зерна), мелкозернистых, серых, известковистых за счет карбонатного порового цемента. Мощность прослоев песчаников от 1–2 до 10–15 см. Отмечаются редкие слойки (1–2 см) глауконитита. Падение слоистости северо-западное 280°/25°. Мощность 5 м.

8. Аргиллиты известковистые, алевритистые, зеленовато-голубовато-серые, с редкими прослоями (3–5 см) песчаников кварцевых с полевым шпатом, мелкозернистых, зеленовато-серых, известковистых, местами с глауконитом. Нижняя граница слоя проведена по подошве аргиллитов. Мощность 2.5 м.

9. Переслаивание аргиллитов алевритистых, серых и буровато-серых и песчаников кварцевых с полевым шпатом (ед. зерна), мелкозернистых, серых, с базальным цементом карбонатного состава, слоистых за счет наличия нитевидных слойков, обогащенных темным глинистым материалом, присутствуют глауконит и черный рудный минерал. Нижняя граница слоя резкая и проведена по подошве нижнего прослоя песчаника. Мощность 1 м.

10. Известняки тонкозернистые, с алевритовой примесью (1–5%) кварца, доломитизирован-

ные, с поверхности ожелезненные, пронизаны белыми прожилками вторичного доломита. В верхней части слоя в известняках присутствуют прослой буровато-серых ожелезненных карбонатно-кварцевых алевролитов и песчаников мелкозернистых. Нижняя граница слоя четкая и проведена по подошве известняков. Падение слоистости западное $270^\circ \angle 20^\circ$. Мощность 5 м.

11. Неравномерное чередование алевролитов, известняков и песчаников. Алевролиты кварцевые, с базальным цементом карбонатного состава, буровато-серые, грубоплитчатые. Известняки алевритистые и глинистые, темно-серые и коричневатозеленые, в прослоях (0.3 см) с глауконитом. Песчаники кварцевые, мелкозернистые, розовато-серые, известковистые, слоистые за счет наличия тонких слоев, обогащенных гидроокислами железа. В основании слоя толщина прослоев песчаника достигает 20–30 см, и они преобладают в переслаивании. Нижняя граница слоя резкая и проведена по подошве песчаника. Мощность 7 м.

12. Известняки алевритистые, буровато-серые, грубоплитчатые, с прослоями алевролитов кварцкарбонатных, мелкозернистых, серых и розовато-серых, с глауконитом. Отмечаются маломощные прослой аргиллитов зеленовато-серых, трещиноватых. Мощность более 10 м.

13. Задернованный интервал мощностью 60 м и разрез продолжают в правобережье р. Басу у хут. Кулмас, в 0.5 км северо-западнее 340° от устья р. Манайсу (см. рис. 2, 3). Здесь в обн. 2 и 3 (рис. 5) описаны (снизу) следующие слои.

Верхняя подсвита укской свиты (RF₃uk₂)

14. Известняки тонкозернистые, темно-серые, прослоями с галькой карбонатного состава и обломками гравийной размерности желтовато-серых кремней. Местами наблюдаются “molar tooth” и строматолитоподобные текстуры. В кровле слоя отмечен линзовидный прослой (20–40 см) кремнисто-глинистой породы. Мощность 40 м.

15. Известняки тонкозернистые, серые и темно-серые, со строматолитами и микрофитолитами, с неравномерной слоистостью за счет прослоев (5–10–15 см), обогащенных глинистым материалом. В известняках отмечаются темно-бурые пятна и прослойки, обогащенные битумом (?). Нижняя граница слоя проведена по подошве микрофитолитовых известняков. Падение слоистости северо-западное $290\text{--}310^\circ \angle 12\text{--}15^\circ$. Мощность 15 м.

16. Известняки тонкозернистые, серые, массивные, со строматолитами. На выветрелой поверхности пород отмечаются каверны и трещины. В строматолитовых известняках иногда наблюдаются обломки строматолитовых столбиков. Нижняя граница слоя проведена по подошве строматолитовых известняков. Мощность 15 м.

Мощность отложений укской свиты в приведенном разрезе около 220 м, в том числе мощность нижней подсвиты составила 120 м, а верхней – 100 м.

Основные типы пород укской свиты в разрезе представлены *песчаниками* кварцевыми с глауконитом и глауконит-кварцевыми с редкими зернами полевого шпата, средне- и мелкозернистыми, розовато-серыми, разноплитчатыми, известковистыми; цемент в песчаниках поровый, карбонатного состава, участками конформно-регенерационный кварцевый; *алевролитами* глинисто-кварцевыми, светло- и голубовато-серыми, с глауконитом и знаками ряби на поверхности напластования; *аргиллитами* алевритистыми, темно-серыми, иногда со слабым буроватым оттенком, с нитевидными белыми прожилками кальцита и *известняками* доломитизированными, песчанистыми, темно-серыми, тонко- и среднеслоистыми. Обломочный материал в известняках слабосортированный, представлен кварцем в хорошо окатанных зернах псаммитовой и в угловатых обломках алевритовой размерности. Присутствуют онколитовые образования овальной и неправильной формы, выполненные мелко- и среднекристаллическим карбонатом. Отдельными прослоями представлены онколитовые известняки песчанистые с глауконитом и неравномерно распределенной примесью (от 15 до 30%, на отдельных участках шлифа до 40%) терригенного материала в виде кварца, единичных зерен полевого шпата и кварцита. Основная масса и онколиты известняков на отдельных участках почти полностью замещены кремнеземом, розовато-серой окраски. Онколиты имеют правильную округлую форму с диаметром до 0.7 мм и часто зонально-концентрическое сложение. Оболочка онколитов целиком замещена аморфным кремнеземом (опалом), и только центральная часть выполнена пелитоморфным кальцитом с примесью мелких (0.015–0.02 мм) и более крупных (0.15 мм) зерен кварца и реже кальцита. По контуру онколитов формируются оболочки халцедона с радиальным расположением волокон. Халцедон выполняет и роль цемента (25%) в породе, заполняя поры между зерен. Порода разбита сетью трещин толщиной 0.15–0.5 мм, выполненных мелко- и среднекристаллическим кальцитом, иногда с примесью кварца. В известняках отмечены линзовидные мелкие биогермы строматолитов.

Верхнеукская подсвита представлена *известняками* тонкозернистыми, серыми и темно-серыми, прослоями со строматолитами и микрофитолитами и с галькой карбонатного состава и обломками гравийной размерности желтовато-серых кремней. Местами в известняках наблюдаются текстуры “molar tooth”, присутствуют единичные линзовидные прослой кремнисто-глинистой породы. В известняках присутствуют темно-бурые пятна и

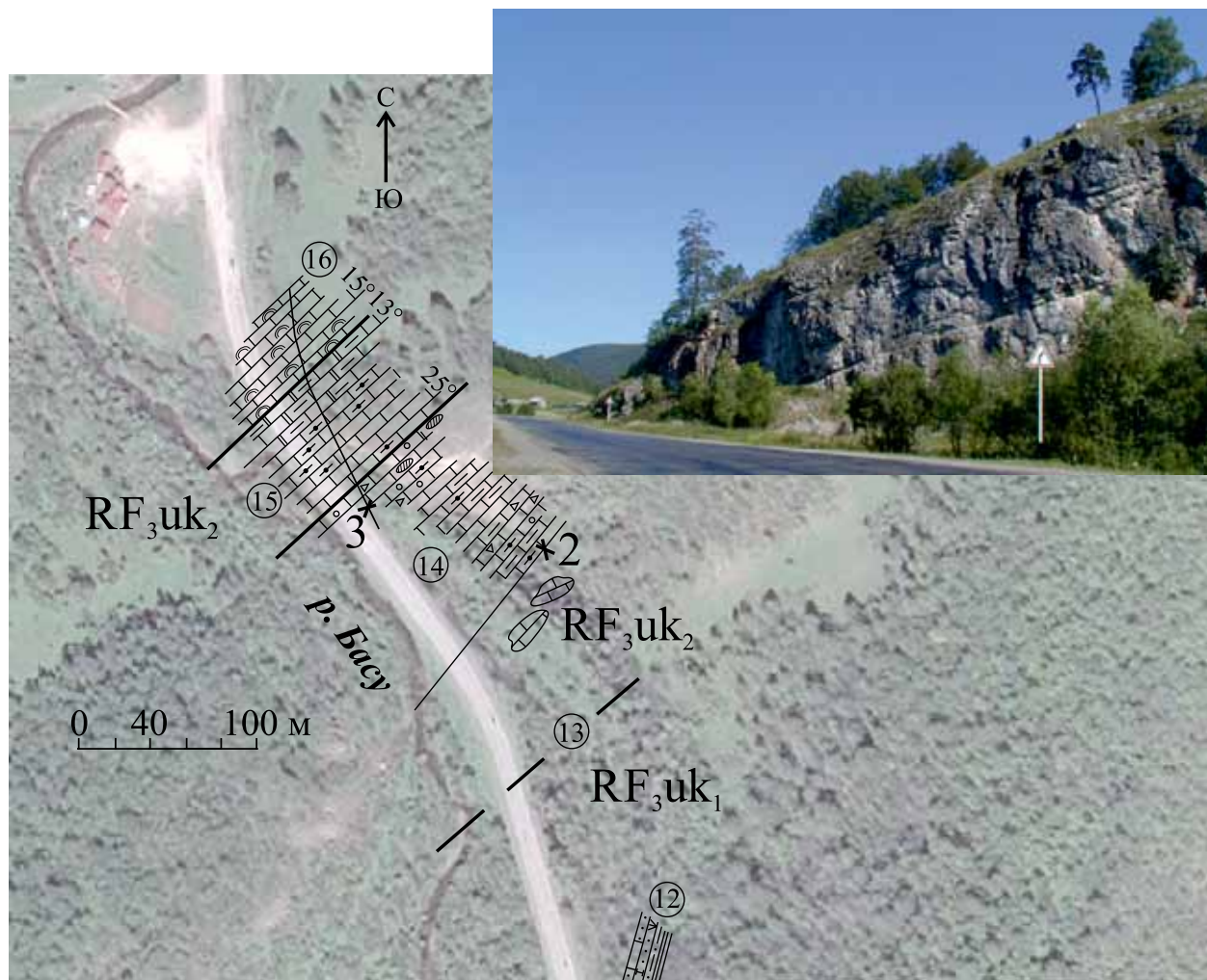


Рис. 5. Фрагмент карты (Yandex) вдоль автотрассы Уфа–Инзер–Белорецк с планом разреза отложений верхней подсвиты укской свиты в правобережье р. Басу у хут. Кулмас (обн. 2 и 3) и общий вид известняков верхней подсвиты укской свиты в обн. 3. Фото В.Н. Пучкова. Усл. обозначения – см. рис. 1 и 3.

Fig. 5. Fragment of the map (Yandex) along the highway Ufa–Inzer–Beloretsk with the plan of the section of deposits of the Upper subformation of Uk Formation in the right bank of Basu river near Kulmas settlement (outcrops 2 and 3) and general view of limestones of the Upper subformation of Uk Formation in the outcrop 3. Photo of V.N. Puchkov. The symbols see in Figs 1 and 3.

прослойки, обогащенные битумом (?). На поверхности массивных тонкозернистых серых известняков со строматолитами отмечаются каверны и трещины, иногда наблюдаются обломки, возможно, строматолитов.

Контакты укской свиты с подстилающими миньярскими доломитами верхнего рифея и перекрывающими песчаниками венда в разрезе не обнажены. Контакт укской и миньярской свит, вероятнее всего, нарушен тектоническим разломом, вблизи которого в породах укской и миньярской свит наблюдается разномасштабная складчатость. Дополнительным свидетельством тектонического контакта укской и миньярской свит в разрезе по р. Ба-

су (Кулмас) служит отсутствие в миньярской свите верхней толщи (шубинская пачка) известняков (Стратотип рифея..., 1983). Возможно, эти тектонические процессы способствовали проявлению доломитизации и кремниевого метасоматоза пород укской свиты.

Отложения ашинской серии венда залегают на подстилающих известняках укской свиты трансгрессивно, со значительным перерывом, который отвечает времени формирования на восточном крыле Башкирского мегантиклинория образований (мощностью около 2 км) аршинской серии завершающего рифея.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Укская свита в Авдырдакской антиклинали Алатауского антиклинория, как и в других ее разрезах Башкирского мегантиклинория, имеет четкое двухчленное строение и включает в себя нижнюю (карбонатно-терригенную) и верхнюю (карбонатную) подсвиты. Общая мощность отложений свиты по р. Басу (Кулмас) составляет 220 м, что сопоставимо с мощностью (210 м) ее в стратотипе по р. Юрюзань (г. Усть-Катав) в Сулеймановской антиклинали (Козлов, 1982). В этих разобщенных структурах (Авдырдакской и Сулеймановской антиклиналях) строение укской свиты однотипно: нижняя подсвита представлена неравномерным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями известняков и доломитов, а верхняя – известняками. При этом в разрезах значительно варьирует мощность подсвит. Нижнеукская подсвита по р. Басу (Кулмас) имеет большую мощность отложений (120 м) в сравнении со стратотипом (68 м) по р. Юрюзань (Усть-Катав).

Следующее отличие рассматриваемых отложений заключается в том, что песчаники и алевролиты нижнеукской подсвиты в стратотипе по р. Юрюзань (Усть-Катав) имеют полимиктовый состав, а в опорном разрезе по р. Басу (Кулмас) – существенно кварцевый, что может быть обусловлено различным составом пород питающих провинций. Дополнительным источником обломочного материала в укское время могли быть породы Фенноскандии и гренвилльского Свеко-Норвежского орогена, не исключаются и неизвестные континентальные блоки, о чем свидетельствуют данные о возрасте (U-Th-Pb, LA-ICP-MS) детритового циркона из онколитовых известняков со значительной примесью обломочного материала из нижней подсвиты укской свиты в разрезе по р. Басу (Кулмас) (Зайцева и др., 2022).

Опорный разрез укской свиты по р. Басу (Кулмас) в Авдырдакской антиклинали по стратиграфическому объему, строению и составу отложений соответствует стратотипу, что позволяет рассматривать разрез в качестве гипостратотипа (дополнительного стратотипа)

Возраст отложений укской свиты не выходит за временные рамки 732–820 млн лет. Как отмечено выше, для подстилающих миньярских доломитов получена Pb-Pb методом датировка 820 ± 77 млн лет (Kuznetsov et al., 2017), а для перекрывающих укскую свиту аршинских образований – 707.0 ± 2.3 и 732.1 ± 1.7 млн лет (U-Pb метод, SHRIMP-II) – по циркону из метабазальтов (Краснобаев и др., 2012). Имеющиеся датировки самой укской свиты по глаукониту – 663 ± 9 млн лет (Rb-Sr метод) и 669 ± 16 млн лет (K-Ar метод) (Зайцева и др., 2008) – отражают, вероятно, время преобразования глауконита поздними процессами эпигенеза, с которыми мо-

гут быть связаны доломитизация и кремневый метасоматоз, особенно широко проявленные в терригенных и карбонатных породах нижней подсвиты укской свиты по р. Басу в районе хут. Кулмас.

Активизировать эпигенез могли тектономагматические процессы, связанные, например, с формированием в регионе интрузий, аналогичных Кирыбинскому полиформационному пироксенит-габбровому комплексу возрастом 680 ± 3.4 млн лет (Краснобаев и др., 2013) и Троицкому гранитоидному массиву возрастом 671 ± 24 млн лет (Ронкин и др., 2007). В этом случае предполагается эндогенный источник растворенного кремнезема. По данным (Беккер, 1961, 2015; Шопф и др., 1979), извлечение растворенного кремнезема могло происходить и с участием микрофоссилий, которые способствовали образованию силицитовых конкреций. Независимо от характера источника кремнезема в отложениях рифея на Южном Урале формируются кремнисто-карбонатные комплексы, занимающие определенную стратиграфическую позицию в разрезе, что, по мнению Ю.Р. Беккера (2015), может служить дополнительным признаком при литостратиграфической корреляции отложений.

Кроме того, наличие каверн и трещин в строматолитовых известняках укской свиты, автохтонных битумоидов, связанных с докембрийской биотой (Маслов и др., 2019), и прослоев, обогащенных битумом (?), позволяет рассматривать кремнисто-карбонатные отложения укской свиты интересным поисковым объектом на углеводородное сырье, принимая во внимание то обстоятельство, что в окремненных кавернозно-трещиноватых доломитах камовской серии (K-Ar возраст глауконитов 1060–1080 млн лет) в пределах Байкальской антеклизы Сибирской платформы (Пустыльников, Вакуленко, 1997) вскрыта крупная нефтегазоносная залежь (Конторович и др., 1996). Но подобные предположения требуют всестороннего изучения не только вещественно-структурных комплексов укского времени, но и реконструкции тектонических процессов на рубеже рифея и венда.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беккер Ю.Р. (1961) Возраст и последовательность напластования верхней части каратауской серии Южного Урала. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, **9**, 49-60
- Беккер Ю.Р. (2015) Силициты рифея (этапы, особенности, кремнистые пояса и нефтегазоносность). *Регион. геология и металлогения*, **64**, 28-40.
- Беккер Ю.Р. (1958) Стратиграфическое положение укских отложений на Южном Урале. *Докл. АН СССР*, **102**(5), 879-882.
- Гаррис М.А. (1977) Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 265 с.
- Геологическая карта Российской Федерации и сопре-

- дельной территории Республики Казахстан. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист N-40 (41) – Уфа. (2002) СПб: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ (МПР РФ).
- Горожанин В.М., Кутявин Э.П. (1986) Рубидий-стронциевое датирование глауконита укской свиты. *Докембрий и палеозой Южного Урала. Сб. науч. тр.* Уфа, БФАН СССР, 60-63.
- Домрачев С.М. (1952) Девон хребта Каратау и прилегающих районов Южного Урала. *Тр. ВНИГРИ*, 6, 5-121.
- Дуб С.А., Гражданкин Д.В. (2021) Литология и обстановки осадконакопления карбонатных отложений укской свиты верхнего рифея (неопротерозой) Южного Урала. *Литология и полезн. ископаемые*, 6, 513-537. DOI: 10.31857/S0024497X21060033
- 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 и K-Ar) верхнерифейских глауконитов укской свиты Южного Урала. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 14 (3), 3-24.
- Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Горожанин В.М., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Константинова Г.В. (2019) Основание венда на Южном Урале: Rb-Sr возраст глауконитов бакеевской свиты. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 27 (5), 82-96.
- Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Сергеева Н.Д., Адамская Е.В., Плоткина Ю.В. (2022) U–Th–Pb-возраст детритового циркона из оолитовых известняков укской свиты: следы гренвильских источников сноса в позднем рифее Южного Урала. *Докл. РАН. Науки о Земле*, 503(2), 90-96. DOI: 10.31857/S2686739722040193
- Иванов А.И. (1956) Древние “немые” свиты Южного Урала. *Советские по унификации стратиграфических схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы. Тез. докл. Л.*, 57-59.
- Козлов В.И. (1982) Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 128 с.
- Козлов В.И., Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Нехорошева А.Г., Бушарина С.В. (2011) Аршиний – новый стратон рифея в стратотипических разрезах Южного Урала. *Геол. сборник*, 9, 3-8.
- Конторович А.Э., Изосимова А.Н., Конторович А.А., Хабаров Е.М., Тимошина И.Д. (1996) Геологическое строение и условия формирования гигантской Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления в верхнем протерозое Сибирской платформы. *Геология и геофизика*, 37(8), 166-195.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. (2012) Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал). *Литосфера*, 4, 127-140.
- Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А., Романюк Т.В., Крупенин М.Т., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Серегина Е.С., Цельмович В.А. (2013) Первые результаты U-Pb LA-ICP-MS изотопного датирования обломочных цирконов из базальных уровней стратотипа рифея. *Докл. РАН. Науки о Земле*, 451(3), 308-313.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. (2018) Стронциевая изотопная хемотратиграфия: основы метода и его современное состояние. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 26(4), 3-23.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Дуб С.А., Мельник Д.С., Парфенова Т.М., Колесников А.В., Чередниченко Н.В., Киселева Д.В. (2019) Укская свита верхнего рифея Южного Урала: седиментология и геохимия (первые результаты исследований). *Литосфера*, 19(5), 659-686. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-5-659-686
- Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Гороховский Б.М., Левский Л.Р. (2000) Возможности Pb-Pb датирования карбонатных пород с открытыми U-Pb системами: мильярская свита стратотипа верхнего рифея, Южный Урал. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 8(6), 3-19.
- Пустыльников А.М., Вакуленко Л.Г. (1997) Происхождение и формы выделения кремнезема в рифейских отложениях Байкитской антиклизы (Сибирская платформа) в связи с проблемой формирования трещинно-кавернозных коллекторов. *Геология и геофизика*, 38(12), 1962-1967.
- Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Краснобаев А.А. (2014) Пограничные стратоны рифея и венда на Южном Урале. Дополнения и изменения в региональную стратиграфическую схему. *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Материалы и доклады / 10-я Межрегион. науч.-практ. конф.* Уфа: ДизайнПресс, 77-87.
- Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. (2018) Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом “TERRANECHRON®”. *Geodyn. Tectonophys.*, 9(1), 1-37.
- Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Петров Г.А., Матуков Д.И., Суслов С.Б., Синдерн С., Крамм У., Лепихина О.П. (2007) In situ U-Pb (SHRIMP)- датирование цирконов граносиенитов Троицкого массива Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория, Средний Урал. *Докл. АН*, 412(1), 1-6.
- 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.
- Стратиграфический кодекс России. (2019) Изд. 3-е, исправл. и доп. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 96 с.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). (1993) Екатеринбург, МСК России, ВСЕГЕИ. 151 схема, 152 с.
- Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм. (1982) М.: Наука, 176 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 368).
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. (1983) М.: Наука, 183 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 377).
- Шопф В.Д., Дольник Т.А., Крылов И.Н., Мендельсон С.В., Назаров Б.Б., Нюрберг А.В., Советов Ю.К., Якшин М.С. (1979) Микрофоссилии в строматолитовых породах докембрия СССР. *Палеонтология докембрия и раннего кембрия*. Л.: Наука, 104-109.
- Krasnobayev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V. (2019) Nature of zircon clastics in the Riphean and Vendian sandstones of the Southern Urals). *Geo-*

- resursy*, **21** (1), 15-25. DOI:https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.5-25
- Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M. (2017) Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion. *Precamb. Res.*, **298**, 157-173.
- REFERENCES
- Bekker Yu.R. (1961) Age and stratification sequence of the upper part of the Karatau Series of the Southern Urals. *Izv. AN SSSR, Ser. geol.*, **9**, 49-60. (In Russ.)
- Bekker Yu.R. (2015) Riphean silicites (stages, features, siliceous belts and oil and gas potential). *Region. Geol. i Metallogeniya*, **64**, 28-40. (In Russ.)
- Bekker Yu.R. (1958) Stratigraphic position of the Uk deposits in the Southern Urals. *Dokl. AN SSSR*, **102**(5), 879-882. (In Russ.)
- Domrachev S.M. (1952) Devonian of the Karatau Range and adjacent areas of the Southern Urals. *Tr. VNIGRI*, **6**, 5-121. (In Russ.)
- Dub S.A., Grazhdankin D.V. (2021) Lithology and sedimentation environments of carbonate deposits of the Upper Riphean Uk Formation (Neoproterozoic) of the Southern Urals. *Litol. Polezn. Iskop.*, **6**, 513-537. DOI: 10.31857/S0024497X21060033. (In Russ.)
- Garris M.A. (1977) Stages of magmatism and metamorphism in the pre-Jurassic history of the Urals and Cis-Urals. Moscow, Nauka Publ., 265 p. (In Russ.)
- Geological map of the Russian Federation and adjacent territory of the Republic of Kazakhstan. Scale 1 : 1 000 000 (new series). The sheet N-40(41)-Ufa / V.I. Kozlov (ed.). (2002) St.Petersburg, Kartfabrika VSEGEI. (In Russ.)
- Gorozhanin V.M., Kut'yavin E.P. (1986) Rubidium-strontium dating of glauconite from the Uk Formation. *Precambrian and Paleozoic of the Southern Urals: Collection of scientific papers*. Ufa, BFAN USSR, 60-63. (In Russ.)
- Ivanov A.I. (1956) Add To Selected Ancient "silent" formations of the Southern Urals. *Meeting on the unification of the stratigraphic schemes of the Urals and the correlation of the ancient formations of the Urals and the Russian platform (abstracts of reports)*. Leningrad, 57-59. (In Russ.)
- Kontorovich A.E., Izosimova A.N., Kontorovich A.A., Khabarov E.M., Timoshina I.D. (1996) Geological structure and formation conditions of the giant Yurubcheno-Tokhomskaia zone of oil and gas accumulation in the Upper Proterozoic of the Siberian platform. *Geol. Geofiz.*, **37**(8), 166-195. (In Russ.)
- Kozlov V.I. (1982) Upper Riphean and Vendian of the Southern Urals. Moscow, Nauka Publ., 128 p. (In Russ.)
- Kozlov V.I., Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Nekhorosheva A.G., Busharina S.V. (2011) Arshiny is a new Riphean straton in the stratotype cuts of the Southern Urals. *Geol. Sbornik*, **9**, 3-8. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V. (2012) New data on zircon geochronology of Arshin volcanic rocks (South Urals). *Lithosphere (Russia)*, **4**, 127-140. (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V. (2019) Nature of zircon clastics in the Riphean and Vendian sandstones of the Southern Urals). *Georesursy*, **21**(1), 15-25. DOI:https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.5-25
- Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M. (2017) Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion. *Precamb. Res.*, **298**, 157-173.
- Kuznetsov N.B., Maslov A.V., Belousova E.A., Romanyuk T.V., Krupenin M.T., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N., Seregina E.S., Tsel'movich V.A. (2013) First results of U-Pb LA-ICP-MS isotope dating of detrital zircons from basal levels of the Riphean stratotype. *Dokl. RAN. Nauki o Zemle*, **451**(3), 308-313. (In Russ.)
- Kuznetsov A.B., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M. (2018) Strontium isotope chemostratigraphy: fundamentals of the method and its state of the art. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **26**(4), 3-23. (In Russ.)
- Maslov A.V., Grazhdankin D.V., Dub S.A., Mel'nik D.S., Parfenova T.M., Kolesnikov A.V., Cherednichenko N.V., Kiseleva D.V. (2019) Uk Formation of the Upper Riphean of the Southern Urals: sedimentology and geochemistry (first results of research). *Lithosphere (Russia)*, **19**(5), 659-686. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-5-659-686. (In Russ.)
- Ovchinnikova G.V., Vasil'eva I.M., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B., Gorokhovskii B.M., Levskii L.R. (2000) Possibilities of Pb-Pb dating of carbonate rocks with open U-Pb systems: Upper Riphean stratotype Minyar Formation, South Urals. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **8**(6), 3-19. (In Russ.)
- Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Krasnobaev A.A. (2014) The boundary stratons of the Riphean and Vendian in the Southern Urals. Supplements and changes in the regional stratigraphic scheme. *Geology, minerals and problems of geocology of Bashkortostan, Urals and adjacent territories: Materials 10-th of the interregional scientific-practical conference*. Ufa, DizainPress Publ., 77-87. (In Russ.)
- Pustyl'nikov A.M., Vakulenko L.G. (1997) Origin and forms of silica release in the Riphean deposits of the Baikit anticline (Siberian platform) in connection with the problem of the formation of fractured-cavernous reservoirs. *Geol. Geofiz.*, **38**(12), 1962-1967. (In Russ.)
- Romanyuk T.V., Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N. (2018). Paleotectonic and paleogeographic settings of the Lower Riphean Ai suite of the Bashkir uplift (Southern Urals) based on the study of detrital zircons using the TERRANE-CHRONO® method. *Geodyn. Tectonophys.*, **9**(1), 1-37.
- Ronkin Yu.L., Maslov A.V., Petrov G.A., Matukov D.I., Sulslov S.B., Sindern S., Kramm U., Lepikhina O.P. (2007) In situ U-Pb (SHRIMP)-dating of zircons from granosyenites of the Troitsk massif of the Kvar'kush-Kamenogorsk megantiplinorium, Middle Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **412**(1), 1-6. (In Russ.)
- Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Chumakov N.M. (2015) Isotope age of borders of the common stratigraphic divisions of the Upper Proterozoic (Riphean and Vendian) of Russia: evolution of opinions and modern assessment. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **23**(6), 16-27. (In Russ.)
- Shopf V.D., Dol'nik T.A., Krylov I.N., Mendel'son S.V., Nazarov B.B., Nyurberg A.V., Sovetov Yu.K., Yakshin M.S. (1979) Microfossils in Precambrian stromatolite rocks of

- the USSR. *Paleontology of the Precambrian and Early Cambrian*. Leningrad, Nauka Publ., 104-109. (In Russ.)
- Stratigraphic Code. (2019) 3th iss. St. Petersburg, VSEGEI Publ. 96 p. (In Russ.)
- Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic). (1993) Ekaterinburg. 151 scheme, 152 p. (In Russ.)
- Stratotype of the Riphean. *Paleontology. Paleomagnetism*. (1982) Moscow, Nauka Publ., 176 p. (Tr. GIN AN SSSR. Vyp. 368). (In Russ.)
- Stratotype of the Riphean. *Stratigraphy. Geochronology*. (1983) Moscow, Nauka Publ., 183 p. (Tr. GIN AN SSSR. Vyp. 377). (In Russ.)
- Zaitseva T.S., Gorokhov I.M., Ivanovskaya T.A., Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Mel'nikov N.N., Arakeliants M.M., Yakovleva O.V. (2008) Mössbauer characteristics, mineralogy and isotopic age (Rb-Sr and K-Ar) of Upper Riphean glauconites of the Uk Formation of the Southern Urals. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **14**(3), 3-24. (In Russ.)
- Zaitseva T.S., Kuznetsov A.B., Gorozhanin V.M., Gorokhov I.M., Ivanovskaya T.A., Konstantinova G.V. (2019) Foundation of the Vendian in the Southern Urals: Rb-Sr age of glauconites of the Bakeevskaya Formation. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **27**(5), 82-96. (In Russ.)
- Zaitseva T.S., Kuznetsov A.B., Sergeeva N.D., Adamskaya E.V., Plotkina Yu.V. (2022) U-Th-Pb age of detrital zircon from oolitic limestones of the Uk Formation: traces of Grenville provenance sources in the Late Riphean of the Southern Urals. *Dokl. Akad. Nauk. Nauki o Zemle*, **503**(2), 90-96. DOI: 10.31857/S2686739722040193. (In Russ.)

УДК 550.831+550.838+551.241

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-1-52-67

Геофизическое изучение земной коры (северные регионы России и шельф арктических морей)

М. С. Чадаев¹, В. И. Костицын², В. А. Гершанок², Г. В. Простолупов¹, М. В. Тарантин¹

¹Горный институт УрО РАН, 614007, г. Пермь, ул. Сибирская, 78А, e-mail: gena-prost@yandex.ru

²Пермский государственный национальный исследовательский университет, 614068, г. Пермь, ул. Букирева, 15, e-mail: geophysic@psu.ru

Поступила в редакцию 08.02.2022 г., принята к печати 02.11.2022 г.

Объект исследования. Земная кора на территории двух районов: северо-западной части Восточно-Европейской платформы и прилегающей акватории, а также акваторий Восточно-Сибирского, Чукотского морей и российского восточного сектора Северного Ледовитого океана, включая хр. Ломоносова и поднятие Менделеева–Альфа. Исследования ориентированы на картирование границы Мохо, мощности и типа земной коры, необходимых для обоснования внешней границы континентального шельфа. *Материалы и методы.* Использованы авторские оригинальные материалы, полученные при обработке данных гравиметрии и магнитометрии в системе ВЕКТОР. На основе связи между аномалиями силы тяжести и плотностной дифференциацией пород характеризуются форма, размеры изучаемых объектов и их глубинное взаимоположение. *Результаты исследования.* Построены схемы и профили глубинного строения земной коры, полученные с применением способа системы ВЕКТОР, протестированы с помощью глобальной сейсмической модели European Moho. Положительные формы раздела Мохо и приподнятые участки поверхности шельфа соответствуют положительным аномалиям трансформированного гравитационного поля. Распространение структуры поля континентальных аномалий в районе Певек–Анадырь на морскую часть рассматриваемой территории может косвенно подтвердить принадлежность хр. Ломоносова, поднятий Менделеева и Альфа к континентальному типу коры. *Выводы.* Глобальные, т. е. относящиеся к территории земного шара, трехмерные модели Мохо позволяют расширить знания об особенностях строения шельфа. Геопотенциальные поля в системе ВЕКТОР отображают тектонику изучаемой среды системно и более полно, чем ее возможно представить по системе профильных сейсмических исследований.

Ключевые слова: земная кора, шельф, море, Восточно-Европейская платформа, глобальная модель Мохо, хребты и впадины, глубинное сейсмическое зондирование, гравиметрия, магнитометрия, система ВЕКТОР

Источник финансирования

Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства науки и образования РФ (регистрационный номер проекта 122012000398-0)

Geophysical study of the Earth's crust (Northern regions of Russia and the Arctic sea shelf)

Mikhail S. Chadaev¹, Vladimir I. Kostitsyn², Valentine A. Gershanok², Gennady V. Prostolupov¹,
Mikhail V. Tarantin¹

¹Mining Institute, UB RAS, 78A Sibirskaya st., Perm 614007, Russia, e-mail: gena-prost@yandex.ru

²Perm State University, 15 Bukireva st., Perm 614068, Russia, e-mail: geophysic@psu.ru

Received 08.02.2022, accepted 02.11.2022

Research subject. The results of the geological and geophysical study of the Earth's crust on the territory of two regions are presented: the northwestern part of the East European Platform and the adjacent water area, as well as the waters of the East Siberian, Chukchi Seas and the Russian eastern sector of the Arctic Ocean, including the Lomonosov ridge and the Mendeleev–Alpha rise. The research is focused on mapping the Moho, the thickness and type of the Earth's crust necessary to substantiate the outer boundary of the continental shelf. *Materials and methods.* The authors' original ma-

Для цитирования: Чадаев М.С., Костицын В.И., Гершанок В.А., Простолупов Г.В., Тарантин М.В. (2023) Геофизическое изучение земной коры (северные регионы России и шельф арктических морей). *Литосфера*, **23**(1), 52–67. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-1-52-67>

For citation: Chadaev M.S., Kostitsyn V.I., Gershanok V.A., Prostolupov G.V., Tarantin M.V. (2023) Geophysical study of the Earth's crust (Northern regions of Russia and the Arctic sea shelf). *Lithosphere (Russia)*, **23**(1), 52–67. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-1-52-67>

© М.С. Чадаев, В.И. Костицын, В.А. Гершанок, Г.В. Простолупов, М.В. Тарантин, 2023

materials obtained during the processing of gravimetry and magnetometry data in the VECTOR system were used. Based on the relationship between gravity anomalies and density variations of rocks, the shape, size of the studied objects, and their deep mutual position are characterized. *Results.* The constructed schemes and profiles of the deep structure of the Earth's crust, obtained using the VECTOR method, were tested using the European Moho global seismic model. The positive forms of the Moho section and the raised parts of the shelf surface correspond to the positive anomalies of the transformed gravitational field. The spread of the structure of the field of continental anomalies in the Pevek–Anadyr area to the marine part of the territory under consideration can indirectly confirm the belonging of the Lomonosov Cr., the Mendeleev and Alpha ridges to the continental type of crust. *Conclusion.* Global, i.e., related to the territory of the globe, three-dimensional models of Moho allow us to expand and deepen the amount of knowledge about the features of the shelf structure. Geopotential fields in the VECTOR system display the tectonics of the studied environment systematically and comprehensively compared to its representation according to the scheme of profile seismic studies.

Keywords: *Earth's crust, shelf, sea, East European platform, global Moho model, ridges and depressions, deep seismic sounding, gravimetry, magnetometry, VECTOR system*

Funding information

The research was financially supported by the Ministry of Science and Education of the Russian Federation (project registration number 122012000398-0)

ВВЕДЕНИЕ

Геологические исследования земной коры, как правило, выполняются на основе комплексной интерпретации методов сейсморазведки (глубинное сейсмическое зондирование и др.), гравиметрии и магнитометрии, геохимических и геотермических данных, а также сведений о петрофизических свойствах пород исследуемого региона, что позволяет выполнять моделирование и получать достаточно надежные геологические результаты.

Для обоснования поисково-разведочных работ на шельфе и в море необходимо установить тип коры, ее мощность, также изучить рельеф раздела Мохо. Структурная схема поверхности Мохо позволяет картировать крупные глубинные тектонические элементы, оценивать их связь с залегающими выше структурами, а также предсказать закономерности размещения полезных ископаемых, геологическими индикаторами которых служат глубинные мантийные разломы. Для континентальной коры Арктики важно установить закономерности размещения мантийных рудных месторождений в зонах тектономагматической активизации, рифтогенных структур и вулканических поясов, что расширяет область поисков рудных месторождений мантийного класса (Дюдин, 2015).

При постановке работ методами гравиметрии и магнитометрии учтены следующие геолого-экономические особенности освоения севера. Континентальный шельф и склон арктического региона содержат богатые месторождения нефти и природного газа, залежи металлов, в том числе оловянных руд (касситерита). Разведанные запасы сырья в Арктике, по некоторым оценкам, составляют всего порядка 10–15 % от общих минеральных ресурсов этого обширного региона, что свидетельствует о целесообразности исследований в связи с пред-

стоящим освоением этих недр. Это подчеркивает актуальность обоснования геологической принадлежности части территорий Арктики к континентальному шельфу России.

Цель работы – с использованием современных средств обработки гравиметрических и магнитных данных, разработанных в Горном институте УрО РАН, таких как система ВЕКТОР, программа Полюс и др., исследовать закономерности и особенности гравитационного (магнитного) поля и его трансформант, создать объемные модели среды, тем самым получить дополнительные сведения о строении недр северо-западного региона и шельфов арктических морей.

ГЛОБАЛЬНЫЕ МОДЕЛИ ГРАНИЦЫ МОХО

Корреляция между аномалиями Буге и глубинами Мохо

При интерпретации материалов сейсморазведки и гравиметрии обычно выделяют верхнюю и нижнюю кору. Обоснованием этого служат корреляционные связи между скоростью продольных волн V_p и плотностью σ пород: $\sigma = f(V_p)$, с учетом петрофизических критериев. Взаимная корреляция указанных параметров служит также основанием для использования их отношения (адмиттанса) при структурно-тектоническом анализе (Чадаев и др., 2011, 2016; Шаров, 2017).

Петрофизическая граница Мохо, разделяющая земную кору и верхнюю мантию Земли, характеризуется фазовым переходом вещества пород верхней мантии. Источником сведений о вещественном составе пород служат глубинные интрузии.

На основе корреляционной связи между плотностью и скоростью сейсмических волн следует принять, согласно С.Н. Кашубину с соавторами

(2011), плотность верхнего слоя континентальной коры равной 2.65 г/см^3 и нижнего – 2.87 г/см^3 . Для океанической коры (под осадочным слоем) плотность также может быть принята равной 2.87 г/см^3 .

Поле корреляции между величинами аномалий силы тяжести (плотность 2.67 г/см^3 , осреднение в радиусе 100 км) и глубинами границы Мохо для циркумполярной области и Евразии (Кашубин и др., 2011) приведено на рис. 1. Наблюдается достаточно тесная линейная связь рассматриваемых параметров: скопления точек для суши (красного цвета) и для моря (синих) образуют малоинтенсивные и нулевые аномалии силы тяжести. Усредненная линия корреляции изменяет направление на границе суша–море (с координатами примерно 40 км и 0 мГал).

Аналитическое продолжение аномалий силы тяжести

Технология построения контактной поверхности по аномалиям силы тяжести детально разработана профессором А.К. Маловичко (1956). В ее основу положена замена нелинейного интегрального уравнения первого рода уравнением в линеаризованной трактовке на основе бинома Ньютона $(a + b)^n = a^n + na^{n-1}b + \dots$. В результате получено уравнение второго рода:

$$V_z = f \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \sigma \left[\frac{1}{\sqrt{x^2 + y^2 + (z_0 - h_1)^2}} - \frac{1}{\sqrt{x^2 + y^2 + (z_0 + h_2)^2}} \right] dx dy, \quad (1)$$

где V_z – первая вертикальная производная потенциала, f – гравитационная постоянная, σ – аномальная плотность, z_0 – глубина вспомогательной поверхности, h_1 и h_2 – расстояния от z_0 до верхней и нижней точек контактной поверхности.

Принимая $h = h_1 + h_2$, получим

$$V_z = f \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \sigma h \frac{z_0}{(x^2 + y^2 + z_0^2)^{3/2}} dx dy. \quad (2)$$

Заменяя произведение $f\sigma h$ выражением для притяжения плоского слоя, окончательно имеем

$$V_z = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} V_z(x, y, z_0) \frac{z_0}{(x^2 + y^2 + z_0^2)^{3/2}} dx dy. \quad (3)$$

Задача определения переменной плотности $\sigma(\zeta)$ в горизонтальном пласте по аналитически продолженным значениям аномалий силы тяжести рассмотрена В.М. Новоселицким (1965). Искомая формула записана в виде

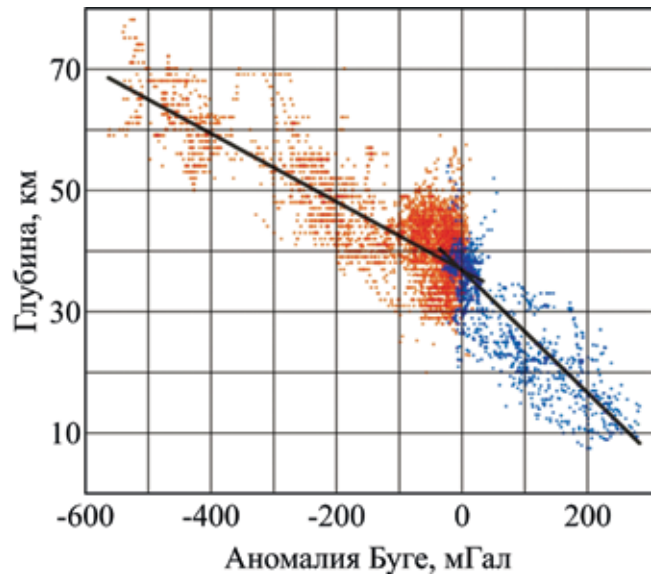


Рис. 1. Поле корреляции глубины границы Мохо и аномалий силы тяжести в редукции Буге (Кашубин и др., 2011).

Fig. 1. The correlation field of Moho boundary depth and gravity anomalies in the Buge reduction (Kashubin et al., 2011).

$$V_z(x; -z_0) = f \int_{-\infty}^{+\infty} \sigma(\zeta) \ln \frac{(x - \zeta)^2 + \left(z_0 + \frac{h}{2}\right)^2}{(x - \zeta)^2 + \left(z_0 - \frac{h}{2}\right)^2} d\zeta. \quad (4)$$

В формуле (4) уровень z_0 соответствует середине пласта, на который выполняется аналитическое продолжение аномалий и вычисляется интеграл типа свертки с быстро убывающим ядром.

Карта второй радиальной производной гравитационного потенциала, используемая в глобальной модели Мохо на основе комбинации модели CRUST2.0 и GOCE data, приведена на рис. 2. Максимальные положительные градиентные значения поля соответствуют окраинным частям континентов, а также горно-складчатым сооружениям.

При обработке данных введены поправки за толщину льда с плотностью 0.98 г/см^3 , слой воды с плотностью 1.02 г/см^3 , влияние осадочных слоев, неоднородности земной коры и верхней мантии. В итоге получено интегральное уравнение второй вертикальной производной, для решения которого применен прием линеаризации ядра уравнения (Reguzzoni et al., 2013). Поверхность Мохо определяется от ее среднего положения в зависимости от широты и долготы.

Среди гравиметрических моделей выделяются Italy Moho, разработанная на основе сейсмической CRUST2.0 model и гравиметрических данных,

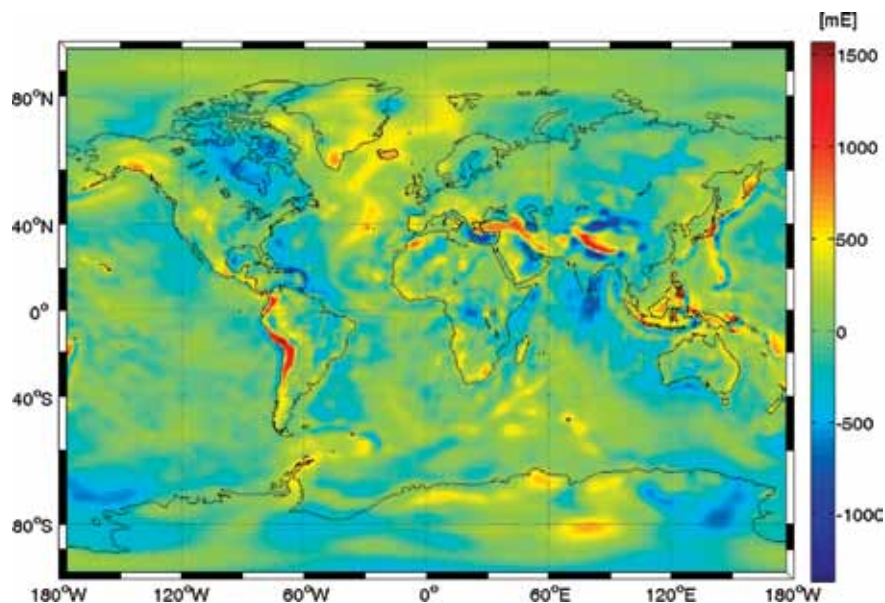


Рис. 2. Карта второй радиальной производной гравитационного потенциала (Reguzzoni et al., 2013).

Fig. 2. Map of the second radial derivative gravitational potential (Reguzzoni et al., 2013).

полученных спутником GOCE data (Sjöberg, Bagherbandi, 2011), а также ряд получивших дальнейшее развитие технологий на основе решения прямой и обратной задач гравиметрии способом подбора (Воронежский государственный университет) и системы ВЕКТОР (Горный институт УрО РАН).

Известен ряд современных сейсмических глобальных карт (Grad et al., 2009): European Moxo (2009 г.) (28°N–86°N, 40°W–70°E), Australian Moxo (2011 г.) (10°S–45°S–110°E–160°E), North America Moxo (2009 г.) (30°N–50°N, 70°W–100°W), Italy Moxo (2010 г.) – комбинация двух моделей CRUST2.0 model and GOCE data (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer – спутник для исследования гравитационного поля и постоянных океанических течений).

Система ВЕКТОР

Система разработана в Горном институте Уральского отделения РАН под руководством проф. В.М. Новоселицкого (Новоселицкий и др., 2004) – новый метод трансформации потенциальных полей, основанный на геотопографическом подходе.

Программа ВЕКТОР для системы Windows создана в среде программирования C++ Builder 6.0 и предоставляет возможность выбора алгоритма расчета: классическое осреднение, предусматривающее разделение поля на локальную и региональную составляющие, подобно приемам Тихонова–Буланже, Гриффина, Саксова–Нигарда или исполь-

зование истокообразных аппроксимаций (Долгаль, 1999; Тарантин, 2016). На выходе программа позволяет параметрически отобразить внутреннюю структуру недр в цветном изображении.

Особенность алгоритма расчетов заключается в том, что горизонтальные градиенты вычисляются в центрах треугольников, вершинами которых являются пункты со значениями поля. Треугольники на карте могут взаимно перекрываться. В случае значительного количества треугольников на единицу площади происходит усреднение исходя из соображений регулярности сети векторов для дальнейшей обработки. С получением более регулярной сети осуществляется подавление случайных ошибок измерений как на этапе триангуляции, так и при осреднении. Каждый вектор является функцией как минимум трех измеренных значений поля силы тяжести, а в случае избыточной сети треугольников – опирается на большее число измеренных значений. Происходит сглаживание высокочастотной составляющей поля, радиус корреляции которой существенно меньше, чем горизонтальные размеры треугольника.

Полученные массивы компонент векторов градиента $\{V_{zx}, V_{zy}\}$ подвергают процедуре осреднения в скользящих окнах различных размеров. Следующий шаг – интегрирование (восстановление) массива трансформированных значений V_z – для картопостроения и визуализации поля в виде трехмерной диаграммы аномалий силы тяжести в целях удобства содержательной интерпретации трансформант.

С увеличением размеров сканирующего окна происходит увеличение глубины “зондирования” геологической среды, т. е. возрастает эффективная мощность изучаемого слоя. Это позволяет предположить, что локальная составляющая поля отражает строение верхней части разреза – от земной поверхности до некоторой эффективной глубины $h_{эф(i)}$, определяемой коэффициентом трансформации k_i . При увеличении коэффициента трансформации k_{i+1} эффективная глубина (глубина “зондирования”) также увеличится и станет равной $h_{эф(i+1)}$. Тогда разностную составляющую поля градиентов можно считать отражением строения “пачки пород” на глубине от $h_{эф(i)}$ до $h_{эф(i+1)}$. Под “пачкой пород” понимается некоторый квазигоризонтальный слой, заключающий в себе совокупность источников поля, например точечных. В результате получаем разностную карту восстановленного поля, определяемую двумя коэффициентами трансформации и двумя соответствующими эффективными глубинами.

Рассчитав серию разностных карт (слоев) восстановленного поля, можно получить объемное распределение трансформант или трехмерную разностную диаграмму. По вертикальной шкале такой диаграммы откладывается коэффициент трансформации k или эффективные глубины $h_{эф}$. Рассчитанная изложенным путем диаграмма приблизительно отражает объемное распределение плотности горных пород, пусть и в размерности трансформанты V_z (в рамках модели), поэтому ее можно считать “квазиплотностной” моделью среды.

Материалами для геологического истолкования являются карты трансформированных горизонтальных градиентов поля силы тяжести, отражающие слои с разными эффективными глубинами (графическое изображение векторов); карты и трехмерные диаграммы значений поля силы тяжести, восстановленного интегрированием из трансформант горизонтальных градиентов; карты и трехмерные диаграммы модулей горизонтальных градиентов. Наиболее информативны разностные карты (срезы) и разностные трехмерные диаграммы, которые дают возможность приблизительно определить плановое положение и эффективные глубины источников аномалий, оценить относительные размеры источников, выяснить их взаимное расположение.

Трансформация горизонтальных градиентов позволяет повысить чувствительность известного метода осреднения в окнах, что в комплексе с приемом послойного выделения эффектов поля дает возможность проводить более детальное разделение и локализацию источников как в плане, так и по глубине. Поле разностной карты или трехмерной диаграммы не является внутренним полем изучаемой среды или продолжением в нижнее полупространство. Поле разностной карты с эффектив-

ными глубинами h_1 и h_2 , как и поле горизонтального слоя трехмерной диаграммы, рассматривается как гравитационное влияние слоя модели среды с теми же глубинами на поверхность наблюдений (земную поверхность). Сумма всех разностных трансформант или слоев трехмерной диаграммы равна исходному полю, т. е. полю, введенному в обработку. Привязка по глубине разностных трансформант основана на модели точечных источников, что допускает следующую интерпретацию: центры аномалий на трехмерных трансформантах могут рассматриваться как множество точечных источников гипотетической модели среды, суммарное поле от которой соответствует исходному. Такой подход наиболее применим к задачам рудного типа, однако, как показала практика, способ может быть использован и при решении ряда структурных задач (Простолупов и др., 2006).

Например, на рис. 3 приведен горизонтальный срез диаграммы 3D магнитного поля для территории Тимано-Печорской провинции (фрагмент). Здесь отчетливо выражен мозаичный характер трансформированного в системе ВЕКТОР поля. Для Печорской плиты и моря преобладают цепочки аномалий северо-восточного направления, а для Русской плиты – северо-западного. Вдоль южного побережья Белого моря (территория России) простирается Беломорский пояс, сложенный супракрустальными породами, которые в магнитном поле (см. рис. 3) выделяются интенсивными по величине положительными аномалиями.

Юго-западнее располагается значительный по площади сложенный изверженными породами и гнейсами Карельский кратон, характеризующийся относительно приподнятыми формами поверхности Мохо.

Аномальные магнитные поля земной коры и размещение месторождений полезных ископаемых

Одной из задач глубинных исследований недр является прогнозирование структурно-вещественных неоднородностей, используемых для обоснования перспектив освоения минеральных и энергетических ресурсов. Важнейшим объектом поисков и разведки служат нефтегазовые месторождения.

Содержательная интерпретация данных гравиметрии и магнитометрии, т. е. установление качественных и количественных соотношений между аномальными величинами этих полей, с одной стороны, и геологическими параметрами, с другой, является необходимым условием постановки комплексных работ на твердые полезные ископаемые и углеводороды. Решение вопросов, связанных с этой задачей, вызывает большие сложности. Результаты, полученные А.П. Лихачевым (2013) и другими учеными, о связи между наблюдаемы-

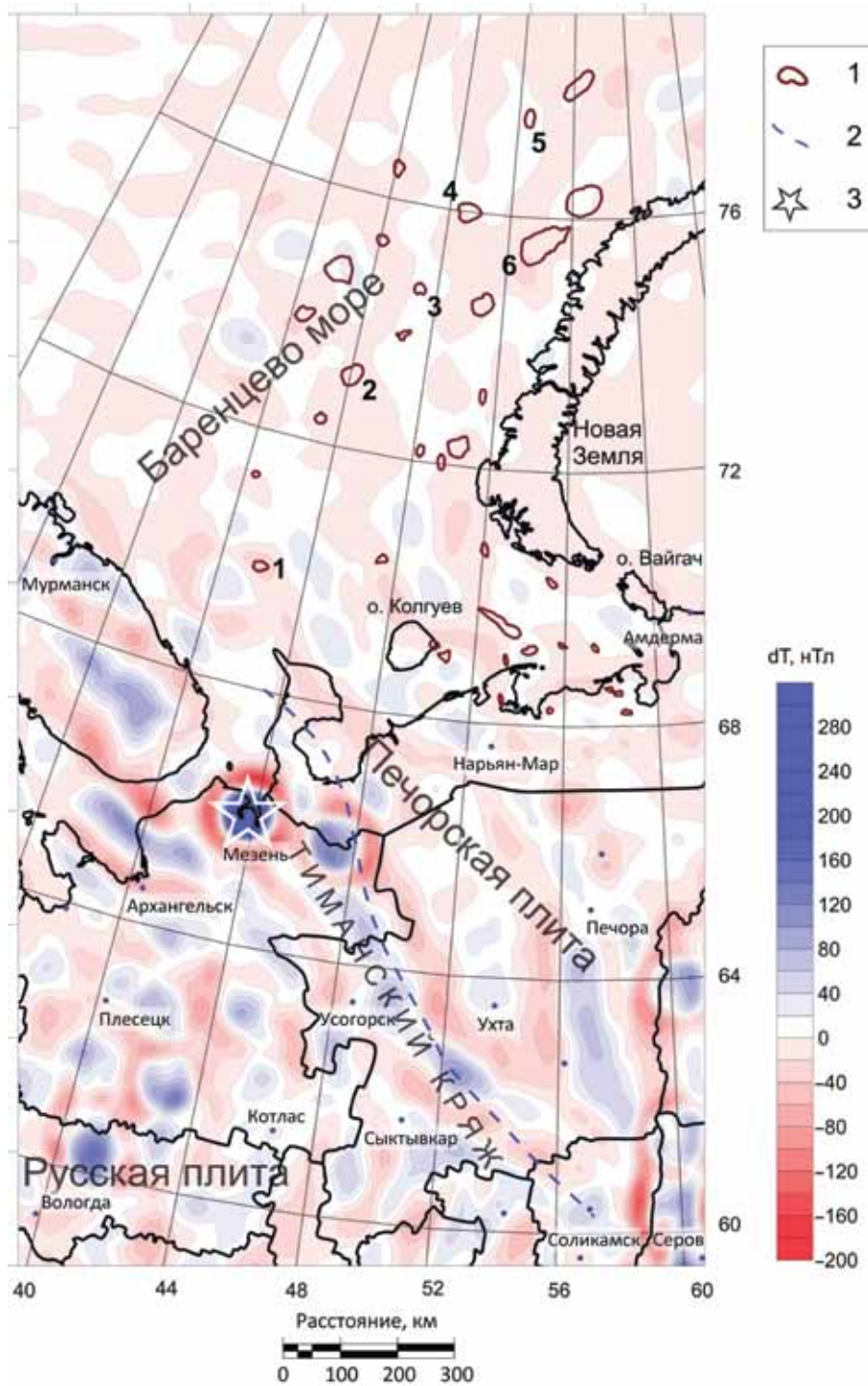


Рис. 3. Горизонтальный срез трехмерной диаграммы магнитного поля ΔT , полученный по системе ВЕКТОР и отражающий структурные особенности пород верхней и средней частей земной коры.

1 – локальные структуры и месторождения на море: Мурманское (1), Штокмановское (2), Лудловское (3), Луниинское (4), Трубыятчинское (5), Адмиралтейская структура (6); 2 – Западно-Тиманский разлом; 3 – интенсивная магнитная аномалия по данным (Губайдуллин, Онякова, 2020) – Мезенский магнитный и гравитационный максимум.

Fig. 3. Horizontal section of a three-dimensional diagram of the magnetic field ΔT obtained by the VECTOR system and reflecting the structural features of rocks of the upper and middle parts of the Earth's crust.

1 – local structures and deposits at sea: Murmansk (1), Shtokman (2), Ludlovskoye (3), Luninskoye (4), Trubyatchinskoye (5), Admiralty structure (6); 2 – West Timan fault; 3 – intense magnetic anomaly according to data (Gubaidullin, Onyakova, 2020) – Mezen magnetic and gravitational maximum.

ми магнитными (и другими) полями и размещением месторождений многих полезных ископаемых вносят существенный вклад в развитие процесса прогнозирования.

Большинство известных золоторудных месторождений размещаются на площадях, где развиты породы с очень низкими магнитными свойствами. Такие площади характеризуются слабой интенсивностью аномалий магнитного поля и приурочены к зонам сжатия.

По версии А.П. Лихачева, полезные ископаемые имеют свою специфическую общую закономерность в размещении. Площади распространения одних полезных ископаемых характеризуются интенсивными магнитными полями (месторождения железной руды, платины, титана и др.), других – слабыми (золота, алмазов, нефти, газа, медного колчедана и др.). Например, факт приуроченности месторождений алмазов к слабомагнитным полям установлен для Архангельского, Якутского и Южноафриканского регионов.

Для части территорий Республики Коми и Пермского края имеет место совмещение месторождений газа и нефти со слабомагнитными полями. В акватории Баренцева моря аналогично отмечаются аномалии магнитного и гравитационного полей, близкие к нулевым значениям, для локальных структур и месторождений нефти и газа.

На рис. 4 представлена структурная карта границы Мохо. Мезенская магнитная аномалия (обозначена звездочкой на рис. 3) выделяется повышенным, до 35 км, положением этой границы, т.е. меньшей мощностью земной коры.

Зона относительно пониженного положения границы Мохо включает в себя Новую Землю (архипелаг), о-ва Колгуев, Вайгач и прибрежную территорию, где глубины составляют более 40 км, а в южной части архипелага достигают 49 км. Данная зона имеет тип коры, указывающий на общность ее структурно-тектонических форм и сочленяющегося с ней материка. Эта территория входит в состав Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (Печорский нефтегазовый бассейн). Западнее, в основном на территории Архангельской области, глубины поверхности Мохо согласуются по величине с глубинами на шельфе Баренцева моря – около 40 км. На карте отчетливо выявляется локальное поднятие, сводовая часть которого имеет глубину порядка 35 км, что территориально совмещено с Мезенским максимумом (Губайдуллин, Онякова, 2020).

Архипелаг Новая Земля имеет специфическое глубинное основание, свойственное Уралу. Остров Вайгач характеризуется глубинами раздела Мохо – 39–40 км, поверхность Мохо в районе о-ва Колгуев находится на глубине порядка 42–43 км.

Океаническая кора, по сравнению с континентальной, значительно тоньше. В верхнем слое она

сложена главным образом базальтами, ниже – породами типа габбро, диорит, диабаз. Осадочный слой характеризуется переменной мощностью, достигая 500 м, а на отдельных участках нескольких тысяч метров.

Арктические глубинные осадочные бассейны, котловины, хребты, поднятия с континентальным строением земной коры в связи с их нефтегазоносностью имеют приоритетное значение для исследований.

СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН И ОКРАИННЫЕ МОРЯ

Исследования подводных структур

На рис. 5 изображен (Морозов и др., 2013) район морского дна Северного Ледовитого океана, в том числе моря Лаптевых, Восточно-Сибирского, Чукотского морей. Северо-восточнее находится зона шельфа, а затем собственно океан. Участки дна для проведения исследований выбирались в результате изучения морфологии, а также по сейсморазведочным данным. Участки дна, в которых были произведены разведочные работы, показаны на карте (см. рис. 5).

Поднятие Менделеева–Альфа с западной части ограничивается хребтом Ломоносова, котловиной Подводников, с восточной – Канадской котловиной, с южной – Чукотской. Поднятие Менделеева по своему простираению примерно соответствует меридиану 180°, проходящему через о-в Врангеля.

Срез трехмерной диаграммы гравитационного поля в системе ВЕКТОР показан на рис. 6. Особенности строения поднятия Менделеева–Альфа по данным гравиметрии сводятся к следующему. Одиночные и сгруппированные отдельные линейные поднятия преимущественно отображаются системами положительных аномалий, а котловины – отрицательных. Аномалии упорядоченно отражают структурные особенности границы Мохо: хребты и котловины.

Глубина до Мохо имеет важное значение при изучении первичных источников магм базальтового состава (Йодер, Тилли, 1965).

Общей морфологической характеристикой аномального гравитационного поля в пределах контура Центрально-Арктического ареала распространения базальтов меловой магматической провинции (Морозов и др., 2013) является относительно низкая амплитуда и размеры аномалий (см. рис. 6). Поля данного типа характерны для окружения о-ва Врангеля и в области Певек–Анадырь, что косвенно подтверждает континентальное происхождение поднятия Менделеева–Альфа. По исследованиям С.Н. Кашубина с соавторами (2013, 2016), данный район представляет собой мегаструктуру, являющуюся продолжением материковой окраины Евразийского бассейна.

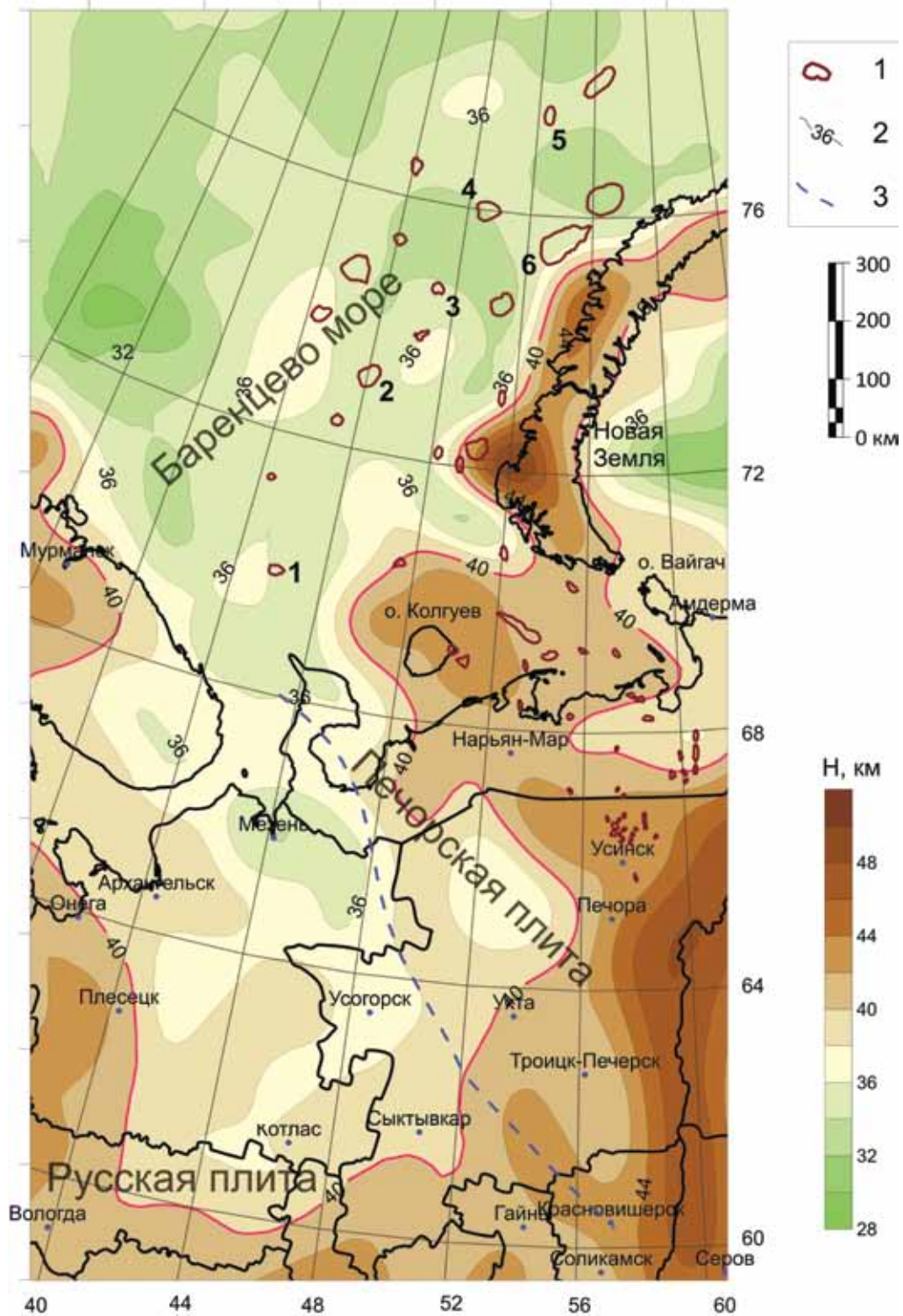


Рис. 4. Структурная карта поверхности Мохо.

1 – локальные структуры и нефтегазовые месторождения: Мурманское (1), Штокмановское (2), Лудловское (3), Лунинское (4), Трубятчинское (5), Адмиралтейская структура (6); 2 – изолинии глубин, км (изолиния красного цвета имеет оцифровку 40 км), по данным (Grad et al., 2009); 3 – Западно-Тиманский разлом.

Fig. 4. Structural map of the Moho surface.

1 – local structures and oil and gas fields: Murmanskoeye (1), Shtokmanovskoye (2), Ludlovskoye (3), Luninskoye (4), Trubytchinskoye (5), Admiralty structure (6); 2 – depth isolines, km (red isoline has a digitization of 40 km), according to the data (Grad et al., 2009); 3 – West Timan fault.

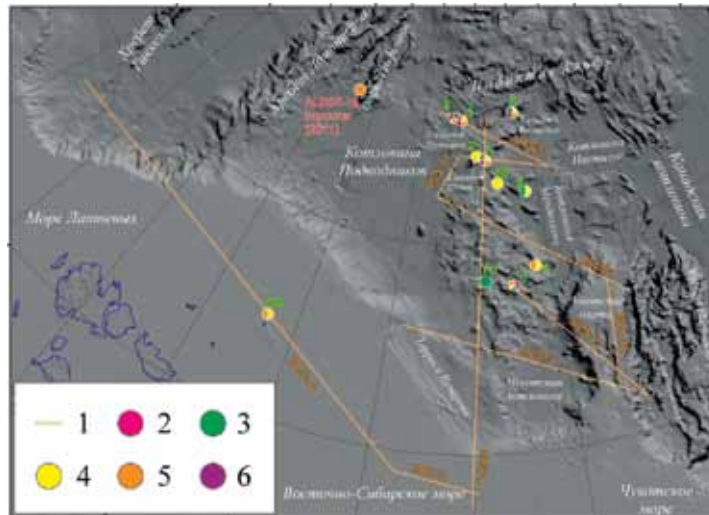


Рис. 5. Участки морского дна на поднятии Менделеева–Альфа (экспедиция “Арктика-2012”) (Морозов и др., 2013).

1 – профили МОВ–ОГТ и сейсмические наблюдения на галсовых переходах, 2 – буровая скважина, 3 – грейфер, 4 – драга, 5 – грунтовая колонка, 6 – манипулятор подводной станции НИПЛ.

Fig. 5. Sections of the seabed on the Mendeleev-Alpha hill (Expedition “Arctic-2012”) (Morozov et al., 2013).

1 – CDP profiles and seismic observations at tack crossings, 2 – borehole, 3 – grapple, 4 – dredge, 5 – soil core, 6 – NIPL underwater station manipulator.

Изучение шельфа и области его сочленения с континентом

Шельф как морская окраина континента характеризуется континентальным типом земной коры. Внешней границей шельфа в классическом представлении служит бровка (обрыв).

Основной вид исследований шельфа – профильная сейсморазведка по методикам МОВ-ОГТ и глубинное сейсмическое зондирование. Сейсмические работы сочетаются с гравиметрией, а также с другими геофизическими, геолого-геохимическими и петрофизическими методами.

Для изучения вещественного состава базальтовых пород интрузивных даек выполняют вертикальное бурение скважин (в том числе со дна моря). Местоположением скважин служат выходы коренных пород – эскарпы. Вещественный состав пород указывает на их принадлежность к нижней коре (вблизи границы Мохо) или фундаменту. В последнем случае базальтовый состав пород фундамента служит косвенным признаком для прогноза типа нижней коры.

На рис. 7 изображена схема расположения линий “а”–“д” (соответствуют отрезку В–В на рис. 6), по которым составлены гравитационные разрезы на акватории Северо-Баренцевской впадины. Профиль “в” принят базовым. Его местоположение соответствует геотраверсу в Баренцевом море. По указанным линиям в системе ВЕКТОР выполнены вертикальные срезы трехмерной диаграммы

гравитационного поля (рис. 8), обеспечивающие за счет профилей “а”–“д” расширение визуализации аномального пространства в окрестности базового профиля (Чадаев и др., 2017).

На эталонном разрезе (линия “в”) выделены положительные (1–5) и отрицательные (6–10) аномалии (см. рис. 8). Профили анализируются по местоположению аномалий, их интенсивности, размерам и конфигурации.

На рис. 8 также показано положение границы Мохо (Grad et al., 2009) и распределение источников аномалий по глубине (синие точки), построенное в результате полярной трансформации производных гравитационного потенциала в программе ПОЛЮС (Простолупов, Тарантин, 2013). Наименьшая глубина до поверхности Мохо ≈ 32 км, наибольшая – 35 км.

Дно шельфа не является ровной поверхностью (см. рис. 5), существуют впадины и поднятия. На разрезах перепады поверхности шельфа возле отметки 200 м отмечены знаком “ромбик” и условно прокоррелированы от разреза к разрезу пунктирными линиями. Поднятия дна океана отчетливо фиксируются на всех разрезах в виде положительных аномалий. Так, аномалия 1 может быть уверенно прослежена по профилям “б”, “г” и “д”; аномалии 2 и 3 – между профилями “б” и “а”; аномалия 4 – между профилями “в” и “б”.

Положительные аномалии в системе ВЕКТОР, как правило, приурочены не только к повышенным участкам дна, но и к повышенному нахождению границы

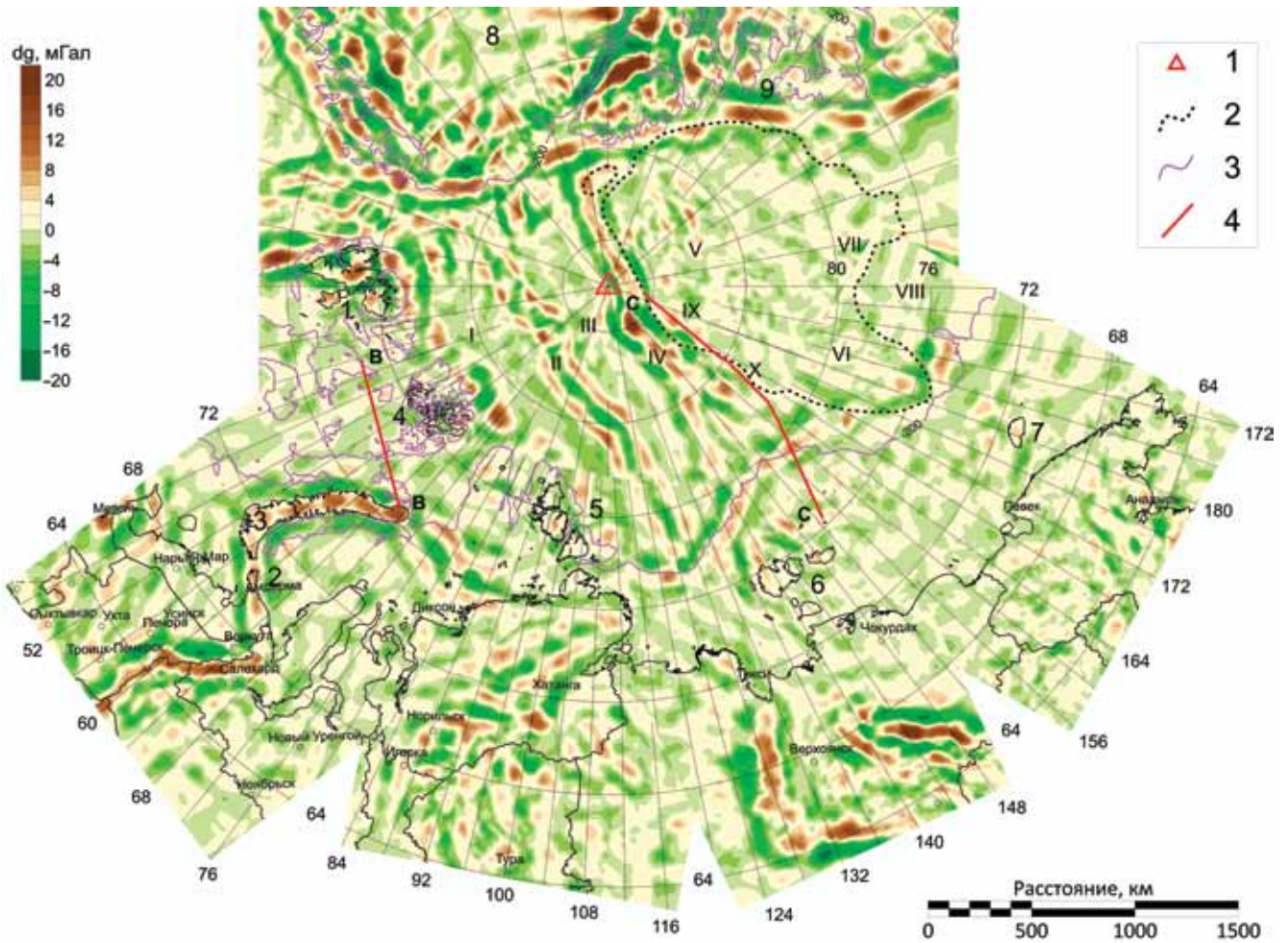


Рис. 6. Горизонтальный срез трансформанты гравитационного поля, полученной в системе ВЕКТОР. Шельф и континент территории РФ.

1 – Северный полюс; 2 – контур Центрально-Арктического ареала распространения базальтов меловой магматической провинции (Морозов и др., 2013); 3 – изолиния глубин, оцифрованная –200 м; 4 – линии В-В и С-С, определяют плановое положение эталонных разрезов на рис. 7 и 9. I – котл. Нансена, II – хр. Гаккеля, III – котл. Амундсена, IV – хр. Ломоносова, V – хр. Альфа, VI – хр. Менделеева, VII – Канадская котл., VIII – Чукотское плато, IX – котл. Макарова, X – котл. Подводников. Острова: 1 – Арх. Шпицберген, 2 – Вайгач, 3 – арх. Новая Земля, 4 – Земля Франца-Иосифа, 5 – арх. Северная Земля, 6 – Новосибирские, в том числе о-ва Де-Лонга, 7 – о-в Врангеля, 8 – о-в Гренландия, 9 – Канадские Арктические острова.

Fig. 6. Horizontal section of the transformant of the gravitational field obtained in the VECTOR system. Shelf and continent of the territory of the Russian Federation.

1 – North Pole; 2 – contour of the Central Arctic Basalt area of distribution of basalts from the Cretaceous igneous province (Morozov et al., 2013); 3 – the depth contour digitized –200 m; 4 – lines B-B and C-C, determine the planned position of the reference sections in Figs 7 and 9. I – Nansen basin, II – Gakkel' ridge, III – Amundsen basin, IV – Lomonosov ridge, V – Alpha ridge, VI – Mendeleev ridge, VII – Canadian basin, VIII – Chukchi Plateau, IX – Makarov basin, X – the Submariners basin. Islands: 1 – Arch. Svalbard, 2 – Vaigach, 3 – Arch. Novaya Zemlya, 4 – Franz Josef Land, 5 – Arch. Severnaya Zemlya, 6 – Novosibirsk and De Long Islands, 7 – Wrangel Island, 8 – Greenland, 9 – Canadian Arctic Islands.

Мохо. Так, на разрезе “а” в интервале 400–500 км положительной аномалией отображается приподнятая структура Мохо с амплитудой порядка 2 км.

Определенные по программе ПОЛЮС источники (синие точки) попадают преимущественно в область впадин. В общем случае положительные и от-

рицательные аномалии на разрезах существенно видоизменяются морфологически и по интенсивности.

Таким образом, на вертикальных разрезах (см. рис. 7 и 8) положительные гравитационные аномалии совмещаются с приподнятыми участками поверхности шельфа и коррелируют с поверхностью Мохо.

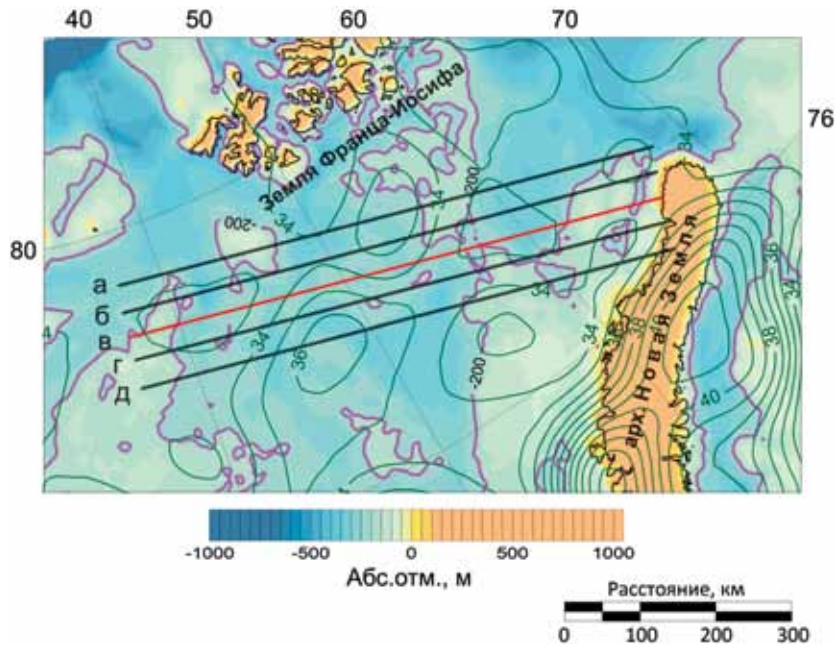


Рис. 7. Схема расположения профилей (линии “а”–“д”) на акватории Северо-Баренцевской впадины. Изолинии глубин раздела Мохо обозначены зеленым цветом, изобата –200 м – сиреневым.

Fig. 7. The layout of the profiles (lines “а”–“д”) in the water area of the North Barents Depression. Isolines of the depths of the Moho section are indicated in green, the isobath –200 m is drawn in lilac.

На рис. 9 приведена батиметрическая карта (фрагмент) глубин акватории Северного Ледовитого океана. Изолиния с отметкой –200 м, “сопровожаемая” линейной положительной аномалией гравитационного поля (см. рис. 6 и 10), отмечает материковый склон шельфа, характеризуя границу между континентом и бассейном океана. Здесь же представлено положение профилей “а”–“г”, по которым построены разрезы трехмерной диаграммы гравитационного поля.

На эталонном разрезе “б” (см. рис. 10) выделены положительные аномалии 1–7 и отрицательные 8–13. Эти аномалии на основании ряда ведущих признаков, главным образом учета скоростной модели, обусловлены морфологическими изменениями границы Мохо. Определение локализации аномальных источников является неотъемлемым результатом применения гравиметрического метода в отличие от многих других геофизических методов, что, естественно, имеет положительные и отрицательные стороны. В качестве последних имеется в виду изучение слоистой геологической среды, что требует применения дополнительных приемов обработки и интерпретации первичных данных (Бычков, 2010).

Выделяемые по линии “б” изолированные аномалии 4–7 достигают в аномальном гравитационном поле амплитуды порядка 20 мГал, их источники с высокой вероятностью обусловлены границей Мохо. Не представляет затруднения просле-

дить морфологическую изменчивость и амплитуду этих аномалий от профиля к профилю.

На всех профилях отчетливо проявляется граница – бровка шельфа между поднятием Де-Лонга и котловиной Подводников. Поднятие Де-Лонга – обширный блок кристаллического фундамента архейско-протерозойской консолидации.

Сложным аномальным полем характеризуются котловины Подводников и Макарова в общей структуре земной коры.

Аномалия 3 на разрезе “б” (см. рис. 10) проинтерпретирована по монтажному методу (Долгаль, 1999) с использованием конечноэлементных представлений источников поля (элементов замощения). В итоге вычислений с аномальной плотностью 0.3 г/см³ получен контур источника (изображен красным четырехугольником в пределах аномалии 1 на рис. 10), верхняя граница которого находится примерно на уровне 15 км, нижняя – на уровне 50 км.

Ориентируясь на аномалию 3, естественно считать, что аномалии 4–7 также занимают положение в нижней части коры.

Положительные геоформы раздела Мохо и приподнятые участки поверхности шельфа соответствуют положительным аномалиям трансформированного в системе ВЕКТОР гравитационного поля. Обнаруженные закономерности могут использоваться при картировании поверхности Мохо.

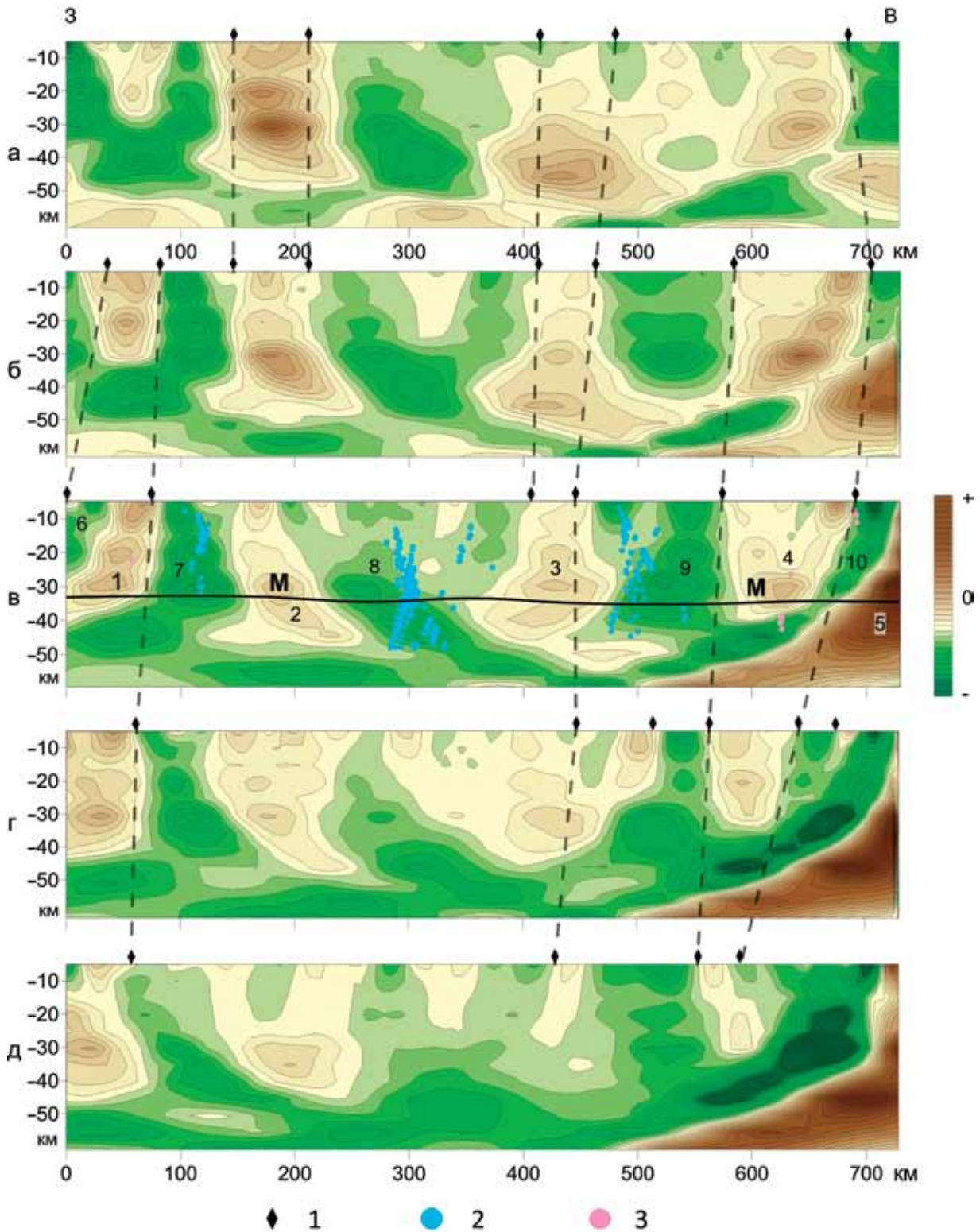


Рис. 8. Вертикальные разрезы в системе ВЕКТОР по линиям, изображенным на рис. 7.

Ромбиком обозначены местоположения отметки –200 м рельефа дна (поднятия) (Chadaev et al., 2019). 1 – бровка шельфа, 2 – отрицательный полюс, 3 – положительный полюс. Остальные пояснения см. в тексте.

Fig. 8. Vertical sections in the VECTOR system along the lines shown in Fig. 7.

The “diamond” figure indicates the locations of the –200 m mark of the bottom relief (hill) (Chadaev et al., 2019). 1 – shelf edge, 2 – negative pole, 3 – positive pole. See text for other explanations.

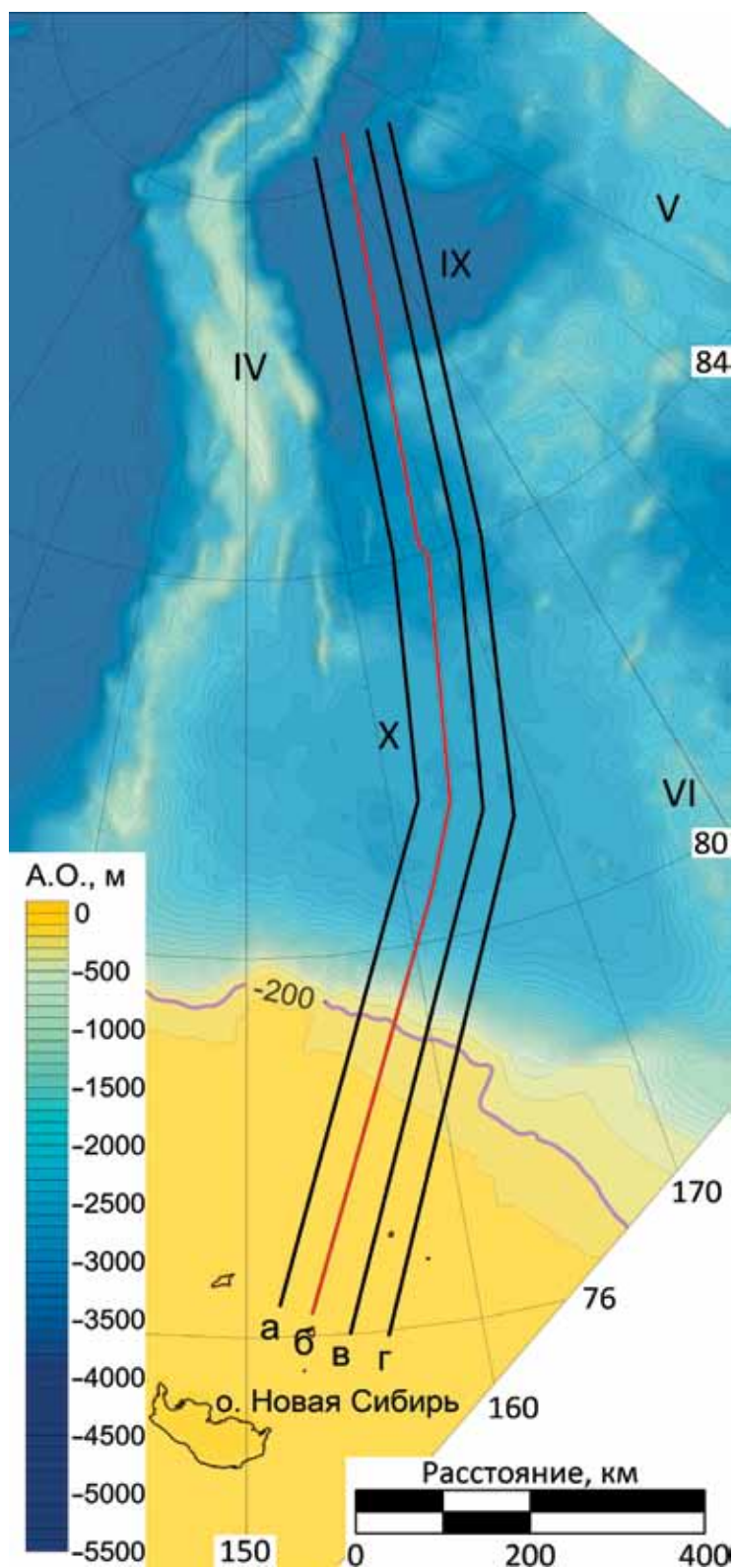


Рис. 9. Схема расположения профилей сечения гравитационного поля в системе ВЕКТОР на фоне карты глубин океана. а – линия западного профиля, б – эталонный профиль, в, г – восточные линии. Усл. обозначения – см. рис. 6.

Fig. 9. The layout of the gravity field cross-section profiles in the VECTOR system with the background of the ocean depth map. а – the line of the western profile, б – the reference profile, в, г – the eastern lines. The legend – see Fig. 6.

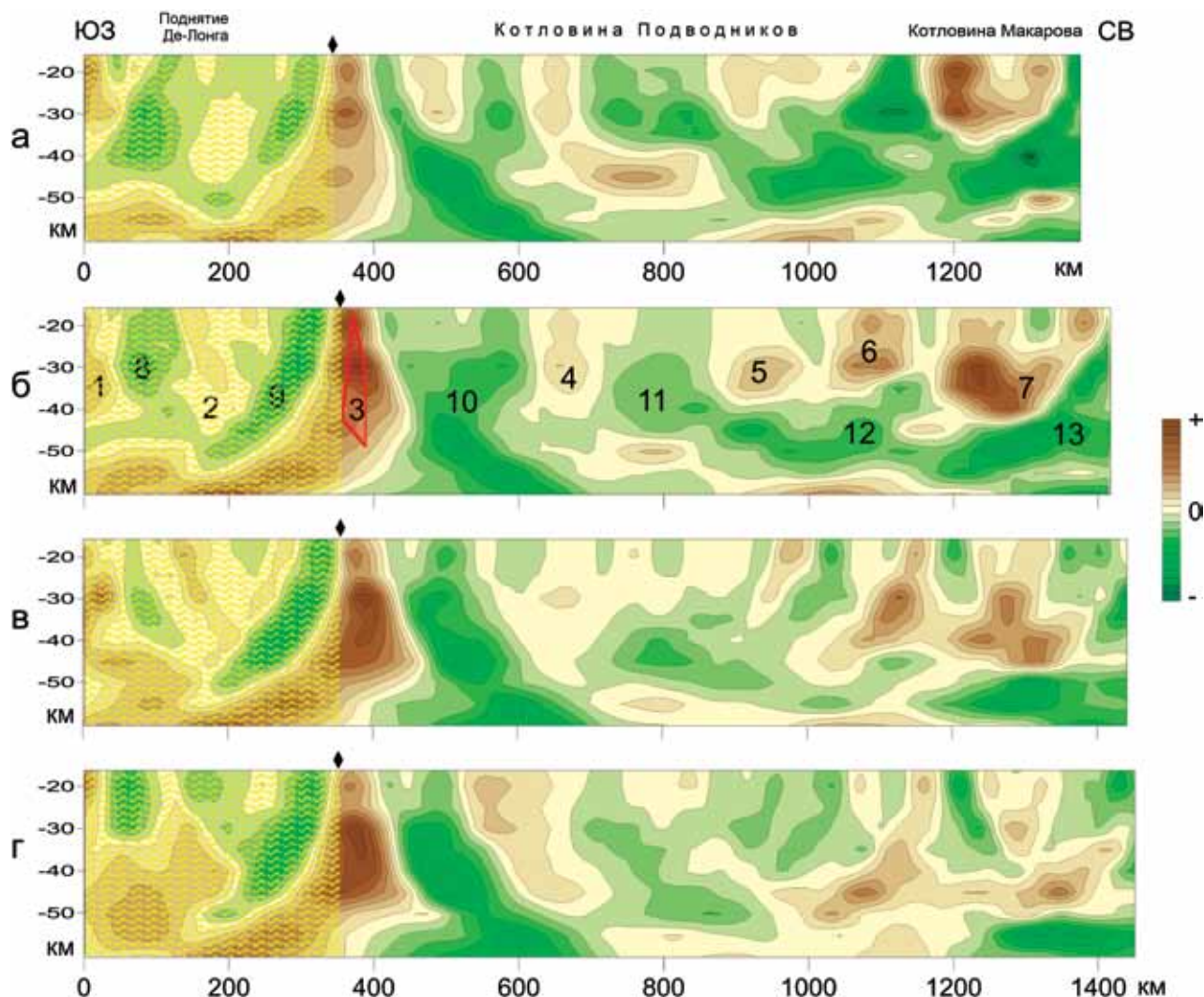


Рис. 10. Вертикальные разрезы в системе ВЕКТОР по линиям “а”–“г”.

Положение линий показано на рис. 9. Красный четырехугольник – аномалиеобразующий объект, выявленный в пределах аномалии 3. Остальные пояснения см. в тексте.

Fig. 10. Vertical sections in the VECTOR system along the lines “a”–“г”.

The position of the lines is shown in Fig. 9. The red quadrangle is an anomaly forming object identified within anomaly 3. See text for other explanations.

При этом распространение морфологии континентальных (в пределах суши) аномалий на морскую часть (хр. Ломоносова, поднятия Менделеева и Альфа) свидетельствует о принадлежности структурного элемента морского дна к континентальному шельфу.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Гравиметрические глобальные модели Мохо используются совместно с другими методами для решения задачи по разграничению шельфа между государствами-претендентами. При этом требуется

дать заключение о типе коры, установить ее вещественный состав и мощность, оценить результаты проявления магматической деятельности и факторы, приводящие к образованию и размещению рудных и углеводородных полезных ископаемых, указать особенности преобразования земной коры.

Основной объем исследований в настоящей работе основан на результатах гравиметрического метода. Интерпретационный процесс построен на применении системы ВЕКТОР, позволяющей создать куб данных, оценить взаимоположение структурных форм и выполнить содержательную геологическую интерпретацию.

Полученные с применением способа ВЕКТОР гравиметрические и магнитные построения были протестированы с помощью глобальной сейсмической модели European Moho. Положительные формы раздела Мохо и приподнятые участки поверхности шельфа соответствуют положительным аномалиям трансформированного в системе ВЕКТОР гравитационного поля. Найденные закономерности вносят вклад в картирование поверхности Мохо.

Интересно также отметить, что морфологической характеристикой трансформированного поля в пределах контура Центрально-Арктического ареала распространения базальтов меловой магматической провинции и южнее является относительно низкая амплитуда аномалий. Поля данного типа характерны для ареала в окружении Новосибирских островов, о-ва Врангеля и на суше в районе Певек–Анадырь, что косвенно подтверждает принадлежность поднятий Менделеева и Альфа к структурам, имеющим континентальную кору.

Таким образом, модели земной коры с использованием данных гравиметрии позволяют решать достаточно сложные геологические задачи, в том числе картирование границы Мохо на больших территориях, и оперировать данными, полученными с применением спутников.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бычков С.Г. (2010) Методы обработки и интерпретации гравиметрических наблюдений при решении задач нефтегазовой геологии. Екатеринбург: УрО РАН, 188 с.
- Глазнев В.Н., Минц М.В., Муравина О.М. (2016) Плотностное моделирование земной коры центральной части Восточно-Европейской платформы. *Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле*, **29**(1), 53-62.
- Губайдуллин М.Г., Онякова А.М. (2020) Физико-геологическая модель Мезенского гравитационного максимума. *Теория и практика разведочной и промышленной геофизики*. Пермь, 84-91.
- Додин Д.А. (2015) Устойчивое развитие Арктики. (Проблемы и перспективы). СПб.: Наука, 283 с.
- Долгаль А.С. (1999) Аппроксимация геопотенциальных полей эквивалентными источниками при решении практических задач. *Геофиз. журнал*, **21**(4), 71-80.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. (1965) Происхождение базальтовых магм. (Результаты экспериментального изучения природных образований и синтетических систем). Пер. с англ. М.: Мир, 248 с.
- Кашубин С.Н., Павленкова Н.И., Петров О.В., Мильштейн Е.Д., Шокальский С.П., Эринчек Ю.М. (2013) Типы земной коры Циркумполярной Арктики. *Регион. геология и металлогения*, **55**, 5-20.
- Кашубин С.Н., Петров О.В., Андросов Е.А., Морозов А.Ф., Каминский В.Д., Поселов В.А. (2011) Карта мощности земной коры Циркумполярной Арктики. *Регион. геология и металлогения*, **46**, 5-13.
- Кашубин С.Н., Петров О.В., Артемьева И.М., Морозов А.Ф., Вяткина Ю.С., Голышева Ю.С., Кашубина Т.В., Мильштейн Е.Д., Рыбалка А.В., Эринчек Ю.М., Сакулина Т.С., Крупнова Н.А. (2016) Глобальное строение земной земной коры и верхней мантии поднятия Менделеева по профилю ГСЗ Арктика-2012. *Регион. геология и металлогения*, **65**, 16-35.
- Лихачев А.П. (2013) Причины и условия существования магнитных и немагнитных полей земной коры, определяющих формирование и размещение месторождений золота, алмазов, нефти, газа и других полезных ископаемых. *Отеч. геология*, (6), 40-50.
- Маловичко А.К. (1956) Методы аналитического продолжения аномалий силы тяжести и их приложения к задачам гравиразведки. М.: Гостоптехиздат, 160 с.
- Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П., Кашубин С.Н., Кременецкий А.А., Шкатов М.Ю., Каминский В.Д., Гусев Е.А., Грикуров Г.Э., Рекант П.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А., Шатов В.В. (2013) Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий. *Регион. геология и металлогения*, **53**, 34-55.
- Новоселицкий В.М. (1965) К теории определения изменения плотности в горизонтальном пласте по аномалиям силы тяжести. *Изв. АН СССР, Физика Земли*, **5**, 25-32.
- Новоселицкий В.М., Кутин В.А., Чадаев М.С., Бычков С.Г., Простолупов Г.В., Антипин В.В. (2004) Программа интерпретации геопотенциальных полей методом векторного сканирования VECTOR: свидетельство об официальной регистрации программы для ЭВМ № 2004611611 от 01.07.2004 г. в Российском агентстве по патентам и товарным знакам.
- Проблемы геотомографии. (1997) Сб. науч. тр. ОИФЗ РАН. М.: Наука, 336 с.
- Простолупов Г.В., Новоселицкий В.М., Конешов В.Н., Щербинина Г.П. (2006) Об интерпретации гравитационного и магнитного полей на основе трансформации горизонтальных градиентов в системе "VECTOR". *Физика Земли*, (6), 90-96.
- Простолупов Г.В., Тарантин М.В. (2013) Полярная трансформация производных гравитационного потенциала. *Геофизика*, (2), 13-18.
- Тарантин М.В. (2016) Технологическое развитие системы "Вектор". *Стратегия и процессы освоения георесурсов*. Сб. науч. тр. Пермь, 147-149.
- Чадаев М.С., Костицын В.И., Ибламинов Р.Г., Гершанок В.А., Гершанок Л.А., Простолупов Г.В. (2011) Геологические структуры западного склона Северного и Среднего Урала по данным гравиметрии и магнитометрии. *Литосфера*, (6), 134-140.
- Чадаев М.С., Костицын В.И., Ибламинов Р.Г., Гершанок В.А., Простолупов Г.В., Тарантин М.В. (2016) Параметрические связи геофизических и геохимических полей в области прикладной геологии. Пермь: ПГНИУ, 100 с.
- Чадаев М.С., Костицын В.И., Ибламинов Р.Г., Гершанок В.А., Простолупов Г.В., Тарантин М.В. (2017) Возможности геофизических методов при изучении неоднородностей земной коры. Пермь: ПГНИУ, 136 с.
- Шаров Н.В. (2017) Литосфера Северной Европы по сейсмическим данным. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 173 с.
- Grad M., Tiira T. and ESC Working Group (2009) The Moho depth map of the European Plate. *Geophys. J. Int.*, **176**, 279-292. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2008.03919.x

- Chadaev M., Kostitsyn V., Gershanok V., Iblaminov R., Proistolupov G., Tarantin M. (2019) The Use of Gravimetry for Studying Shelf of the North Barents Basin. *Practical and Theoretical Aspects of Geological Interpretation of Gravitational, Magnetic and Electric Fields. Proceedings of the 45th Uspensky International Geophysical Seminar, Kazan, Russia. Springer Nature Switzerland AG*, 207-212. DOI: 10.1007/978-3-319-97670-9_24
- Reguzzoni M., Sampietro D. and Sansò F. (2013) Global Moho from the combination of the CRUST2.0 model and GOCE data. *Geophys. J. Int.*, **195**(1), 222-237.
- Sjöberg L.E., Bagherbandi M. (2011) A method of estimating the Moho density contrast with a tentative application of EGM08 and CRUST2.0. *Acta Geophys.*, **59**(3), 502-525.
- Kashubin S.N., Pavlenkova N.I., Petrov O.V., Mil'shtein E.D., Shoka'lskii S.P., Erinchek Yu.M. (2013) Types of the Earth's crust of the Circumpolar Arctic. *Region. Geol. Metallogeniya*, **55**, 5-20.
- Kashubin S.N., Androsov E.A., Morozov A.F., Kaminskii V.D., Poselov V.A. (2011) Map of the thickness of the Earth's crust of the Circumpolar Arctic. *Region. Geol. Metallogeniya*, **46**, 5-13.
- Kashubin S.N., Petrov O.V., Artem'eva I.M., Morozov A.F., Vyatkina Yu.S., Golysheva Yu.S., Kashubina T.V., Mil'shtein E.D., Rybalka A.V., Erinchek Yu.M., Sakulina T.S., Krupnova N.A. (2016) The deep structure of the Earth's crust and the upper mantle of the Mendeleev ridge according to the profile of the Arctic 2012 GSS. *Region. Geol. Metallogeniya*, **65**, 16-35.
- Likhachev A.P. (2013) Causes and conditions for the existence of magnetic and non-magnetic fields of the earth's crust, which determine the formation and distribution of deposits of gold, diamonds, oil, gas and other minerals. *Otech. Geol.*, (6), 40-50.
- Malovichko A.K. (1956) Methods of analytical continuation of gravity anomalies and their applications to gravity exploration problems. Moscow, Gostoptehizdat Publ., 160 p.
- Morozov A.F., Petrov O.V., Shokal'skii S.P., Kashubin S.N., Kremenetskii A.A., Shkatov M.Yu., Kaminskii V.D., Gusev E.A., Griukurov G.E., Rekant P.V., Shevchenko S.S., Sergeev S.A., Shatov V.V. (2013) New geological data substantiating the continental nature of the Central Arctic uplift area. *Region. Geol. Metallogeniya*, **53**, 34-55.
- Novoselitskii V.M. (1965) On the theory of determining density changes in a horizontal formation by gravity anomalies. *Izv. AN SSSR, Fizika Zemli*, **5**, 25-32.
- Novoselitskii V.M., Kutin V.A., Chadaev M.S., Bychkov S.G., Proistolupov G.V., Antipin V.V. (2004) Program for interpretation of geopotential fields by vector scanning method VECTOR: certificate of official registration computer programs No. 2004611611 dated July 1, 2004 in the Russian Agency for Patents and Trademarks.
- Problems of geotomography. (1997) Collection of scientific papers. OIFZ RAN. Moscow, Nauka Publ., 336 p.
- Proistolupov G.V., Novoselitsky V.M., Koneshov V.N., Shcherbinina G.P. (2006) On the interpretation of gravitational and magnetic fields based on the transformation of horizontal gradients in the "VECTOR" system. *Physics of the Earth*, (6), 90-96.
- Proistolupov G.V., Tarantin M.V. (2013) Polar transformation of gravitational potential derivatives. *Geophysics*, (2), 13-18.
- Reguzzoni M., Sampietro D. and Sansò F. (2013) Global Moho from the combination of the CRUST2.0 model and GOCE data. *Geophys. J. Int.*, **195** (1), 222-237.
- Sharov N.V. (2017) Lithosphere of Northern Europe according to seismic data. Petrozavodsk: Karelian Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, 173 p.
- Sjöberg L.E., Bagherbandi M. (2011) A method of estimating the Moho density contrast with a tentative application of EGM08 and CRUST2.0. *Acta Geophys.*, **59**(3), 502-525.
- Tarantin M.V. (2016) Technological development of the Vector system. Strategy and processes of development of geo-resources. Collection of scientific papers. Perm, GI UrO RAN, 147-149.
- Bychkov S.G. (2010) Methods of processing and interpretation of gravimetric observations in solving problems of oil and gas geology. Ekaterinburg, UB RAS, 188 p.
- Chadaev M., Kostitsyn V., Gershanok V., Iblaminov R., Proistolupov G., Tarantin M. (2019) The Use of Gravimetry for Studying Shelf of the North Barents Basin. Practical and Theoretical Aspects of Geological Interpretation of Gravitational, Magnetic and Electric Fields. Proceedings of the 45th Uspensky International Geophysical Seminar, Kazan, Russia. Springer Nature Switzerland AG, 207-212. DOI: 10.1007/978-3-319-97670-9_24.
- Chadaev M.S., Kostitsyn V.I., Iblaminov R.G., Gershanok V.A., Gershanok L.A., Proistolupov G.V. (2011) Geological structures of the western slope of the Northern and Middle Urals according to gravimetry and magnetometry. *Lithosphere (Russia)*, (6), 134-140.
- Chadaev M.S., Kostitsyn V.I., Iblaminov R.G., Gershanok V.A., Proistolupov G.V., Tarantin M.V. (2016) Parametric connections of geophysical and geochemical fields in the field of applied geology. Perm, PGNIU, 100 p.
- Chadaev M.S., Kostitsyn V.I., Iblaminov R.G., Gershanok V.A., Proistolupov G.V., Tarantin M.V. (2017) The possibilities of geophysical methods in the study of inhomogeneities of the Earth's crust. Perm, PGNIU, 136 p.
- Dodin D.A. (2015) Sustainable development of the Arctic. (Problems and prospects). St.Petersburg, Nauka Publ., 283 p.
- Dolgal' A.S. (1999) Approximation of geopotential fields by equivalent sources in solving practical problems. *Geofiz. Zhurn.*, **21**(4), 71-80.
- Glaznev V.N., Mints M.V., Muravina O.M. (2016) Density modeling of the Earth's crust of the central part of the East European Platform. *Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle*, **29**(1), 53-62.
- Grad M., Tiira T. and ESC Working Group (2009) The Moho depth map of the European Plate. *Geophys. J. Int.*, **176**, 279-292. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2008.03919.x
- Gubaidullin M.G., Onyakova A.M. (2020) Physico-geological model of the Mezen gravitational maximum. *Theory and practice of exploration and field geophysics*. Perm, 84-91.
- Ioder G.S., Tiller K.E. (1965) The origin of basalt magmas. (Results of experimental study of natural formations and synthetic systems). Translated from the English. Moscow, Mir Publ., 248 p.

УДК 551.734.022(470.57)

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-1-68-91

Биостратиграфия и литофации среднего-верхнего девона Аязовского нефтяного месторождения (северо-восток Башкирии)

Е. Н. Горожанина, В. Н. Пазухин, В. М. Горожанин, З. А. Войкина

Институт геологии – обособленное структурное подразделение ФГБНУ УФИЦ РАН, 450007, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, e-mail: gorozhanin@ufaras.ru

Поступила в редакцию 09.06.2022 г., принята к печати 11.10.2022 г.

Объект исследований. Нефтеносные отложения среднего-верхнего девона Аязовского месторождения, расположенного на северо-востоке Башкирии. **Материалы и методы.** Детальное описание и расчленение разреза проведено по керну скважин Рустамовской площади с использованием биостратиграфического и литофациального анализа, микропалеонтологического изучения спор и конодонтов. **Результаты.** Выделены отложения пашийского, тиманского, саргаевского, доманиковского и мендымского горизонтов, описаны их литофациальные особенности, определены условия осадконакопления. **Выводы.** Изученный разрез девонских отложений показывает цикличность в смене шельфовых терригенных и карбонатных обстановок осадконакопления, обусловленную эвстатическими колебаниями уровня моря и осложненную тектоническими событиями, связанными с заложением зон поднятий и прогибов Камско-Кинельской системы в конце франского века.

Ключевые слова: Волго-Уральская нефтеносная провинция, девон, доманиковский горизонт, конодонты, споры высших растений, литофациальный анализ, нефтематеринские породы, трансгрессия, регрессия

Источник финансирования

Исследование выполнено в соответствии с планами научно-исследовательских работ по темам государственных заданий FMRS-2022-0010 и FMRS-2022-0015 (ИГ УФИЦ РАН)

Biostratigraphy and lithofacies of the Middle-Upper Devonian in the Ayazovo oil field (North-Eastern of Bashkiria)

Elena N. Gorozhanina, Vladimir N. Pazukhin, Valerii M. Gorozhanin, Zaliya A. Voykina

Institute of Geology – Subdivision of the Ufa Federal Research Centre RAS, 16/2 K. Marx st., Ufa 450007, Russia, e-mail: gorozhanin@ufaras.ru

Received 09.06.2022, accepted 11.10.2022

Research subject. Oil-bearing deposits of the Middle-Upper Devonian in the Ayazovo oil field located in the north-east of Bashkiria. **Materials and methods.** A detailed description and subdivision of the section were carried out based on the borehole cores of the Rustamovskaya area using biostratigraphic and lithofacial analysis, micropalaeontology of spores and conodonts. **Results.** The sediments of the Pashian, Timan, Sargaevo, Domanic and Mendym horizons are identified, their lithofacial features are described, and sedimentation conditions are determined. **Conclusions.** The studied succession of the Devonian sediments demonstrates cyclical changes in terrigenous and carbonate shelf sedimentation environments caused by eustatic sea level change and complicated by the tectonic events associated with the formation of uplifts and troughs of the Kama-Kinel system at the end of the Frasnian.

Keywords: Volga-Ural oil-bearing province, Devonian, Domanic horizon, conodonts, plant spores, lithofacial analysis, oil-bearing rocks, transgression, regression

Funding information

The studies were carried out within the state assignments no. FMRS-2022-0010 and FMRS-2022-0015 (IG UFIC RAS)

Acknowledgements

The authors are grateful to the Ingeoholding Oil Company for the core material provided. We also thank the reviewers for valuable comments and recommendations.

Для цитирования: Горожанина Е.Н., Пазухин В.Н., Горожанин В.М., Войкина З.А. (2023) Биостратиграфия и литофации среднего-верхнего девона Аязовского нефтяного месторождения (северо-восток Башкирии). *Литосфера*, 23(1), 68-91. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-1-68-91>

For citation: Gorozhanina E.N., Pazukhin V.N., Gorozhanin V.M., Voykina Z.A. (2023) Biostratigraphy and lithofacies of the Middle-Upper Devonian in the Ayazovo oil field (North-Eastern of Bashkiria). *Lithosphere (Russia)*, 23(1), 68-91. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-1-68-91>

© Е.Н. Горожанина, В.Н. Пазухин, В.М. Горожанин, З.А. Войкина, 2023

ВВЕДЕНИЕ

Аязовское месторождение углеводородов входит в состав месторождений Волго-Уральской нефтеносной провинции. Оно расположено на востоке Русской платформы – на границе с Юрюзано-Айской депрессией Предуральяского прогиба, в районе приустьевой части р. Ай (рис. 1). Нефтепоисковыми работами, проводимыми ПО “Башнефть” на Усть-Айской площади, выявлены нефтепроявления в отложениях среднего и верхнего карбона (Егорова и др., 1975). Позднее работы, осуществленные ЗАО “Ингеохолдинг”, привели к открытию Аязовского месторождения нефти. Скважинами 1 и 2 на Рустамовском лицензионном участке в интервале глубин 2160–2227 и 2333–2440 м соответственно вскрыт разрез девона с двумя уровнями нефтеносности – в пашийских и орловских песчаниках (Горожанина и др., 2010а; Юлбарисов и др., 2010). Аязовское нефтяное входит в группу месторождений, располагающихся в пределах линейной субширотной полосы распространения месторождений (Баймухаметов и др., 1997), пересекающей Юрюзано-Сылвенскую впадину вдоль единой разломной зоны северо-западного направления (вдоль долины р. Ай) и контролирующей расположение нефтегазовых залежей (Горожанин, 2011). По нашим данным, образование этой зоны связано с неотектонической активизацией осадочного чехла над северной бортовой зоной Камско-Бельского авлакогена, обусловленной малоамплитудными сдвигами блоков фундамента, над которыми оперяющие тектонические нарушения формировали разломно-блоковую структуру нефтегазоносных поднятий и обеспечивали возможность миграции углеводородов в ловушки из прилегающих нефтематеринских отложений (Горожанин, 2011; Горожанин, Горожанина, 2017). Альтернативной точкой зрения является представление о приуроченности месторождения к субмеридиональному Усть-Айско-Дороховскому грабенообразному прогибу, сопряженному с южным продолжением Дороховского вала, выделяемого в юго-восточной части Пермского края (Юлбарисов и др., 2010). Возможно, мы имеем более сложную картину сопряженных тектонических элементов – серию субмеридиональных эшелонированных валов и прогибов, оперяющих субширотную разломную зону сдвигового типа. Эти данные свидетельствуют о структурном контроле нефтяных месторождений, расположенных в северо-восточной части Башкирского свода (Горожанин, Горожанина, 2017).

В задачу данного исследования входили палеонтологическое изучение в целях биостратиграфического расчленения нефтеносных отложений девона, литофациальная характеристика и определение палеогеографической обстановки осадконакопления. Актуальность работы обусловлена необхо-

димостью определения стратиграфической приуроченности залежей нефти, а также выяснения условий формирования доманиковых отложений, считающихся основным нефтематеринским источником углеводородов Волго-Уральской провинции. Ранее по конодонтам были получены данные о стратификации верхнедевонских отложений, вскрытых скважинами на востоке Благовещенской впадины. В результате выделены все подразделения региональной шкалы верхнего девона и проведены границы между ними. Нижняя граница мендымского горизонта проведена в основании переходной пачки, непосредственно над доманиковым репером (Пазухин и др., 2006). Использование конодонт для детального расчленения разреза франского яруса верхнего девона на Аязовском месторождении (северо-восток Башкирского свода) позволило датировать нефтеносную песчаную пачку мендымским горизонтом, ранее эта пачка, отнесенная к орловским слоям, рассматривалась в составе аскынского горизонта верхнего франа (Масагутов, 1988).

В породах верхнего девона сосредоточены основные залежи углеводородов на территории Башкирского свода. Детальное изучение комплексов конодонт в нефтеносных отложениях среднего-верхнего девона северо-востока Башкирского свода совместно с их фациальным анализом дает основание для решения ряда вопросов как биостратиграфии, так и геологического развития территории.

Расчленение девонских отложений по керну скважин на платформе ранее было проведено преимущественно по фауне остракод, брахиопод и гониатитов (Тяжева и др., 1961). На основе этих данных выделенные горизонты были сопоставлены с каротажными реперами. Необходимость получения новых палеонтологических данных для расчленения и корреляции разрезов этой территории связана с тем, что промыслово-геофизические методы не всегда отражают синхронные уровни и базируются на устаревшей стратиграфической схеме. Исследования последних лет по расчленению верхнедевонских отложений по конодонтам позволили уточнить положение границ подразделений стратиграфической шкалы (Пазухин и др., 2006).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материалом послужили образцы керна двух скважин, пробуренных на Рустамовском участке. Вынос керна в интервалах опробования 2160.5–2168.3, 2188.0–2212.1 м в скв. 1 Рустамовская и в интервале 2333–2385 м в скв. 2 Рустамовская составил 100%, образцы отбирались через 0.5–2.0 м в зависимости от литологии. КERN изучался Е.Н. Горожаниной, В.М. Горожаниным и З.А. Каниповой с позиций литофациального анализа. Палинологические определения проведены В.А. Олли под руководством Е.В. Чибриковой. Конодонты изуче-

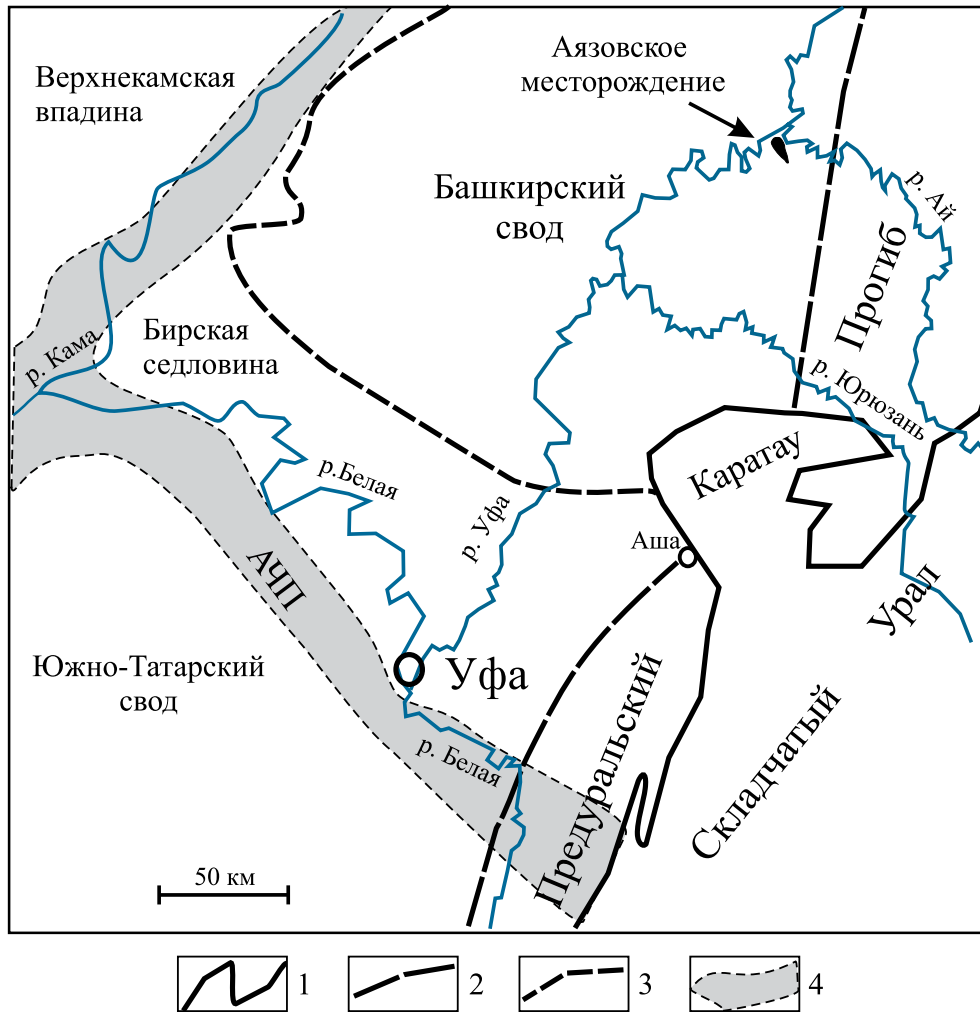


Рис. 1. Положение Аязовского нефтяного месторождения на тектонической схеме окраины Русской платформы. 1–3 – границы тектонических структур: 1 – складчатого Урала, 2 – Предуральяского прогиба, 3 – Башкирского свода; 4 – контур осевой зоны Актаныш-Чишминского прогиба (АЧП) Камско-Кинельской системы.

Fig. 1. The position of the Ayazovo oil field on the tectonic scheme of the outskirts of the Russian platform.

1–3 – the boundaries of tectonic structures: 1 – the folded Urals, 2 – the Pre-Ural Foredeep, 3 – the Bashkir arch; 4 – the contour of the axial zone of the Aktanysh-Chishma through (АЧП) of the Kama-Kinzel system.

ны В.Н. Пазухиным. Всего обработано около 100 образцов. Описание шлифов проведено Е.Н. Горожанinou с использованием метода микрофациального анализа карбонатов (Flügel, 2010). Названия микрофаций карбонатных пород даны по терминологии Р. Данема (Dunham, 1962).

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ РАЗРЕЗА

Биостратиграфическое расчленение отложений в скв. 1 и 2 Рустамовской проведено по микропалеонтологическим остаткам: в нижней терригенной

части разреза – по комплексам спор высших растений, в карбонатной части – по фауне конодонтов (рис. 2).

Споры высших растений

В скв. 1 Рустамовской в прослое темно-серого алевритистого аргиллита (обр. 16-4, гл. 2207.9 м) обнаружены многочисленные споры растений: *Acanthotriletes bucerus* Tschibr., *A. eximius* Naum., *Spelaeotriletes krestovnikovii* (Naum.) = *Calypso-sporites krestovnikovii* (Naum.), *S. bellus* (Naum.) = *Calypso-sporites bellus* (Naum.), *Planisporites furfuris* Balme et Hassel, *Verruciretusispora pallida* Owens,

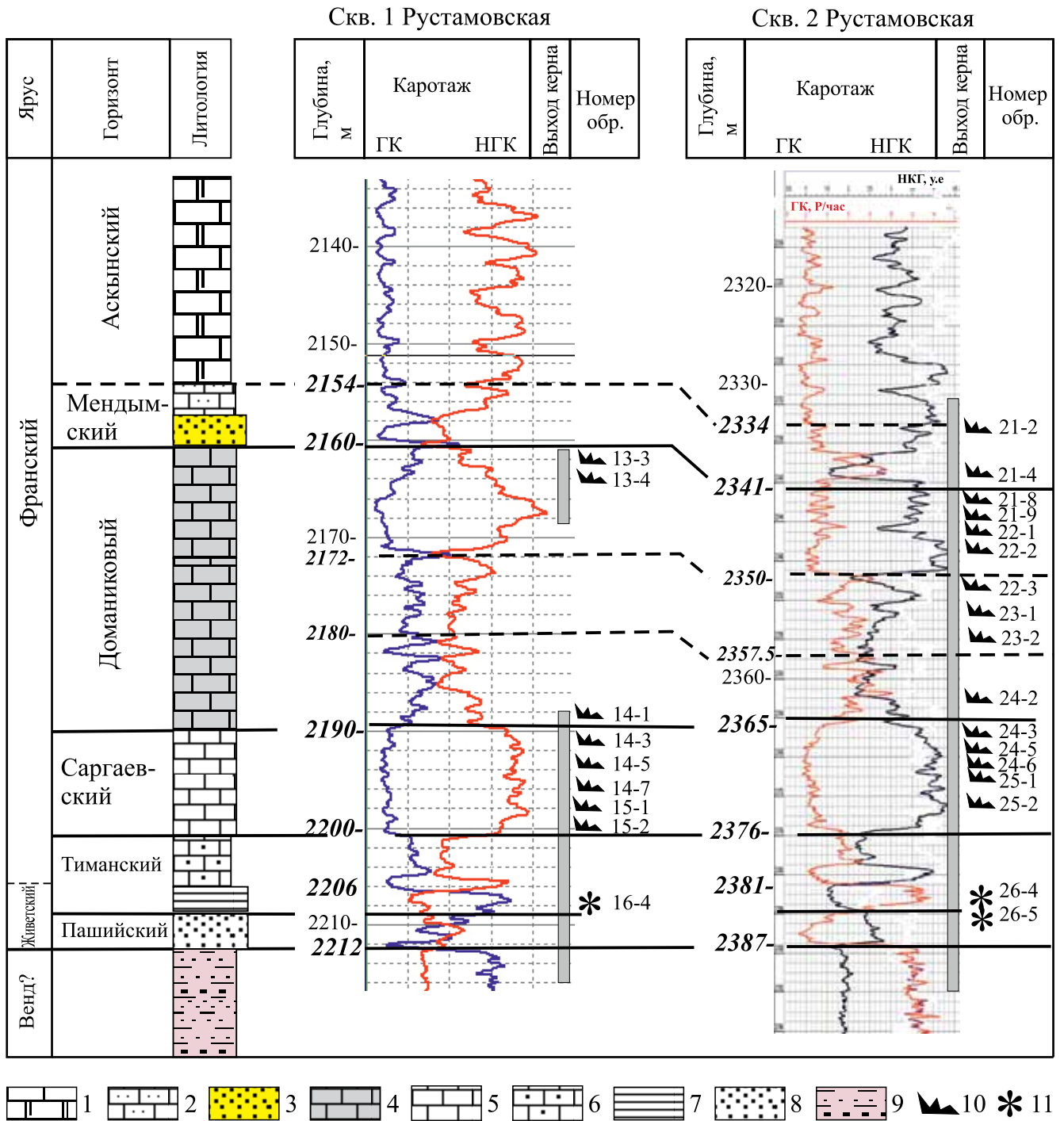


Рис. 2. Литолого-стратиграфический разрез девонских отложений, вскрытых скважинами 1 и 2 Рустамовского участка (Аязовское месторождение).

Здесь и на рис. 3, 4: 1 – доломиты и доломитизированные известняки аскынского горизонта (аскынская свита); 2 – известняки мендымского горизонта (мендымская свита); 3 – песчаники и алевролиты мендымского горизонта; 4 – кони-конхиевые известняки доманиковского горизонта (доманиковская свита); 5 – известняки саргаевского горизонта (саргаевская свита); 6 – известняки с кораллами тиманского горизонта (тиманская свита); 7 – известковистые аргиллиты тиманского горизонта (кыновская свита); 8 – алевролиты и песчаники пашийского горизонта (пашийская свита); 9 – аргиллиты без фаунистических остатков (предположительно, вендского возраста); 10 – места проб с конодонтами; 11 – места определения спор растений. ГК – гамма-каротаж, НГК – нейтронный гамма-каротаж. Названия свит приведены по данным ВНИГНИ (Унифицированная..., 2018).

Fig. 2. Lithological and stratigraphic section of Devonian sediments uncovered by wells 1 and 2 of the Rustamovsky area (Ayazovo oil field).

Here and in Fig. 3, 4: 1 – dolomites and dolomitized limestones of the Askynian horizon (Askyn formation); 2 – limestones of the Mendym horizon (formation); 3 – sandstones and siltstones of the Mendym horizon; 4 – coniconchium limestones of the Domanic horizon (Domanic formation); 5 – limestones of the Sargaevsky horizon (Sargaevo formation); 6 – limestones with corals of the Timan horizon (formation); 7 – calcareous mudstones of the Timan horizon (Kyn formation); 8 – siltstones and sandstones of the Pashiya horizon (Pashiya formation); 9 – mudstones without faunal remains (presumably of Vendian age); 10 – sites of samples with conodonts; 11 – sites of determination of palynological remains. ГК – gamma logging, НГК – neutron gamma logging. The names of the formations are given according to the data of VNIGNI (Unified..., 2018).

Geminospora nalivkini (Naum.), *G. rugosa* (Naum.), *G. notata* (Naum.), *G. macromanifesta* (Naum.), *G. micromanifesta* (Naum.) var *limbatus* Tschibr. Комплекс спор является характерным для подзоны *A. bucerus* – *A. variabilis* var *insignis* зоны *S. optivus* – *S. krestovnikovii*, т. е. для тиманского горизонта (Поستانовления..., 2002; Артюшкова и др., 2022).

В скв. 2 Рустамовской в прослое темно-серого биотурбированного алевритистого аргиллита (обр. 26-4, гл. 2381 м и обр. 26-5, гл. 2382.5 м) содержатся следующие таксоны спор: *Acanthotriletes eximius* Naum., *Geminospora notata* (Naum.), *G. rugosa* (Naum.), *G. micromanifesta* (Naum.), *G. nalivkini* (Naum.), *Spelaotriletes krestovnikovii* (Naum.) = *Calypptosporites krestovnikovii* (Naum.), *Raistrikiya bucera* (Tschibr.), *Ancyrospora fidus* (Naum.), *A. incise* (Naum.), *Archaeozonotriletes variabilis* Naum., *A. timanicus* Naum. Комплекс спор является характерным для палинозоны *S. optivus* – *S. krestovnikovii* (интервал пашийско-тиманского горизонтов). Данная палинозона подразделяется, но не всегда, на две подзоны, к нижней подзоне *S. optivus* – *S. krestovnikovii* относится пашийский горизонт. В данных образцах подзональные виды спор нечеткие. Комплекс миоспор соответствует пограничному интервалу пашийского и тиманского горизонтов.

Изученные образцы из скв. 1 и 2 содержат комплекс спор, характерный для палинозоны *S. optivus* – *S. krestovnikovii* (интервал пашийско-тиманского горизонтов). В скв. 1 комплекс спор несколько моложе и, вероятно, относится к верхней части тиманского горизонта. В скв. 2 палинокомплекс содержит несколько более древние *Archaeozonotriletes*.

Конодонты

В скв. 1 Рустамовской в известняках в интервале 2196.7–2204.5 м (0.3 м от начала, обр. 15-1; 3 м от начала, обр. 15-2) встречены слабоинформативные конодонты: *Hibbardella* sp. Выше, в интервале 2188.9–2196.7 м (0.1 м от начала, обр. 14-1; 7.1 м от начала, обр. 14-7), определен комплекс зоны *P. Transitans*, соответствующий верхней части саргаевского горизонта и нижней части доманикового горизонта. Здесь определены конодонты *Ancyrodella* sp., *Icriodus symmetricus* Br. et Mehl, *Mesotaxis asymmetricus* (Bisch. et Ziegl.),

M. bogoslovskiy Ovn. et Kuzm., *M. falsiovalis* Sandb., Ziegl. et Bult. Наиболее узкий диапазон существования имеет вид *Mesotaxis bogoslovskiy*, известный из верхней части саргаевского и нижней части доманикового горизонтов (Ovnatanova, Kononova, 2008) (рис. 3).

В интервале 2160.5–2168.3 м (0.55 м от начала, обр. 13-3а; 3.9 м от начала, обр. 13-4а; 7.3 м от начала) обнаружен комплекс конодонтов доманикового горизонта среднего франа: *Mesotaxis* aff. *asymmetricus* (Bisch. et Ziegl.), *Palmatolepis punctata* (Hinde), *Polygnathus uchtensis* Ovn. et Kuzm. Вид *Palmatolepis punctata* появляется с основания доманикового горизонта, а род *Mesotaxis* неизвестен выше средней части горизонта (Ovnatanova, Kononova, 2008) (см. рис. 3).

В скв. 2 Рустамовской в известняках в интервале 2368.7–2375.0 м (2.3 м от начала, обр. 25-2) встречен *Mesotaxis falsiovalis* Sandb., Ziegl. et Bult., появляющийся в отложениях, синхронных верхам тиманского и известным в саргаевском горизонте востока Русской платформы (Ovnatanova, Kononova, 2008). Вероятно, рассматриваемый интервал соотносится с нижней частью саргаевского горизонта (рис. 4).

В нижней части интервала 2358.7–2368.7 м (8.5 м от начала, обр. 24-5; 9.0 м от начала, обр. 24-6) обнаружены конодонты средней части саргаевского горизонта: *Ancyrodella alata* Glen. et Klap., *A. rugosa* Br. et Mehl, *Mesotaxis asymmetricus* (Bisch. et Ziegl.). Этот комплекс характеризует интервал от средней части саргаевского до нижней части доманикового горизонта (Ovnatanova, Kononova, 2008). В средней части интервала 2358.7–2368.7 м (6.1 м от начала, обр. 24-3) определен комплекс зоны, соответствующий верхней части саргаевского горизонта и проходящий в низы доманикового горизонта. Информативные конодонты: *Mesotaxis asymmetricus* (Bisch. et Ziegl.), *M. bogoslovskiy* Ovn. et Kuzm., *M. aff. falsiovalis* Sandb., Ziegl. et Bult., *Palmatolepis transitans* Muller. Последний таксон является зональным видом из верхней части саргаевского горизонта среднего франа (Ovnatanova, Kononova, 2008) (см. рис. 4). В интервалах 2343.0–2351.2 м (1.1 м от начала, обр. 22-1; 3.6 м от начала, обр. 22-2; 5.9 м от начала, обр. 22-3), 2351.2–2358.7 м (1.3 м от начала, обр. 23-1; 3.3 м от начала, обр. 23-2), 2358.7–2368.7 м (3.4 м от начала,

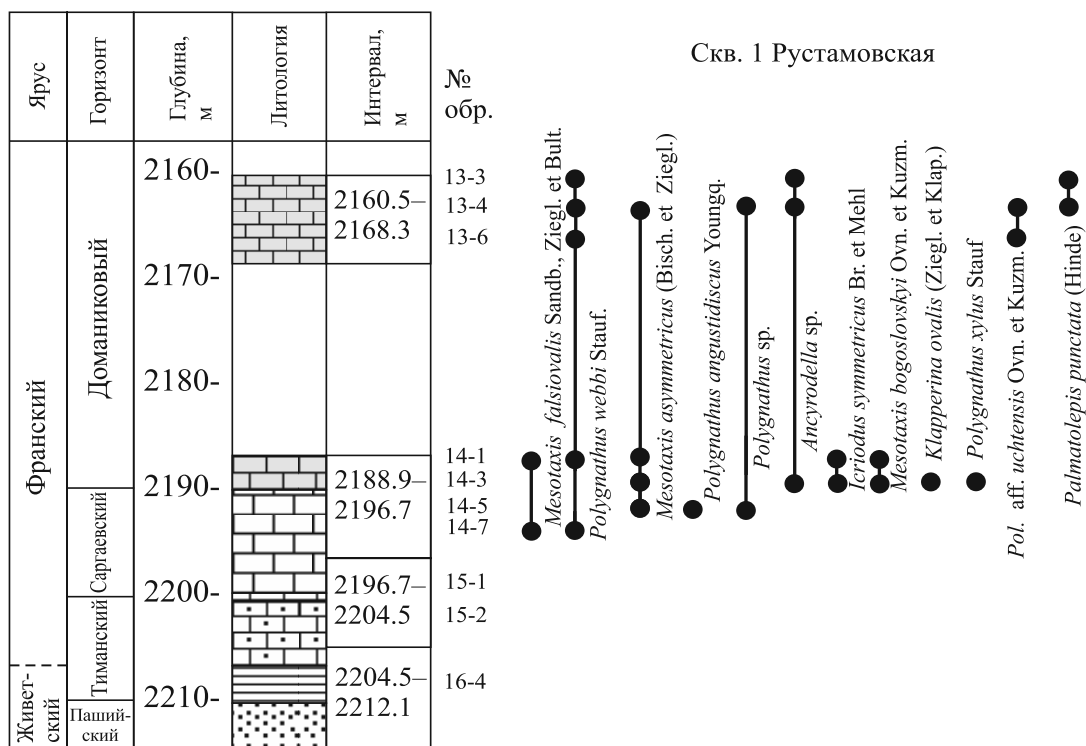


Рис. 3. Распространение фауны конодонтов во франских отложениях скв. 1 Рустамовская.

Fig. 3. Distribution of the conodont fauna in the Frasnian deposits of well 1 Rustamovskaya.

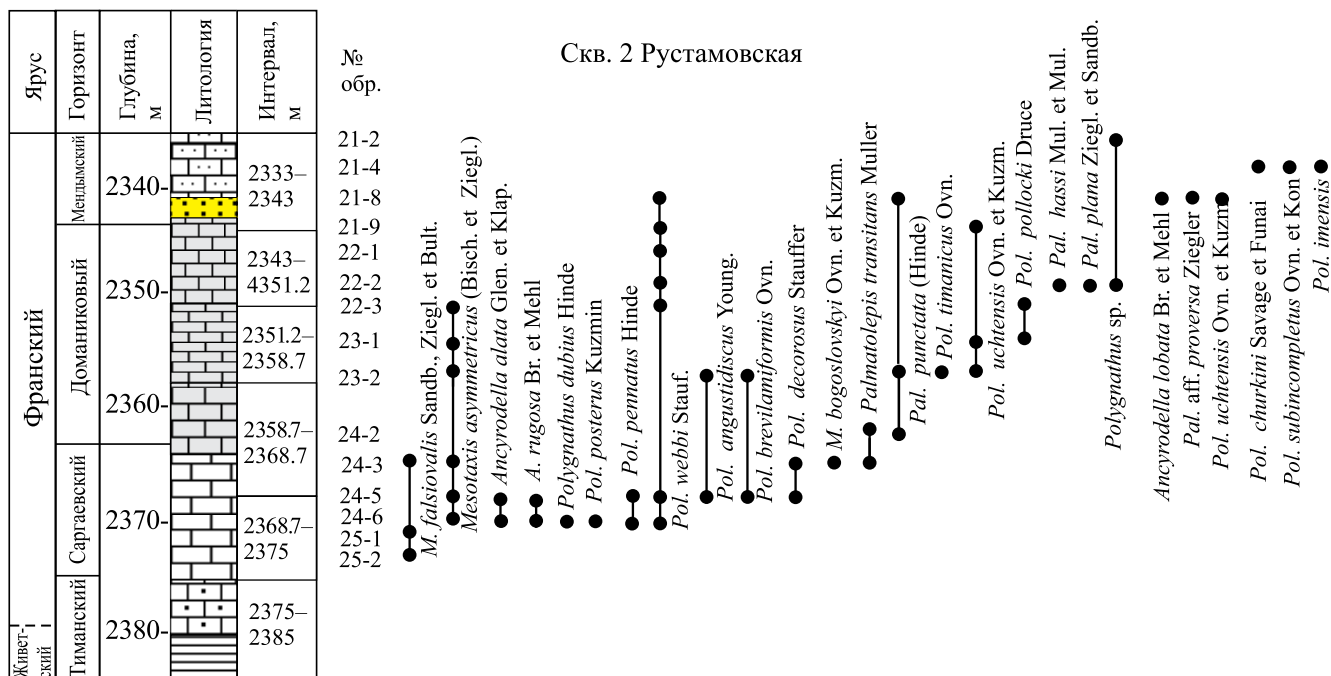


Рис. 4. Распространение фауны конодонтов во франских отложениях скв. 2 Рустамовская.

Fig. 4. Distribution of the conodont fauna in the Frasnian deposits of well 2 Rustamovskaya.

обр. 24-2) обнаружен комплекс конодонтов доманикового горизонта среднефранского подъяруса. Наиболее информативными видами здесь являются *Palmatolepis hassi* Mul. et Mul., *P. plana* Ziegl. et Sandb., *Palmatolepis punctata* (Hinde), *Pol. timanicus* Ovn., *Pol. uchtensis* Ovn. et Kuzm. В нижней части интервала 2358.7–2368.7 м (обр. 24-3, 24-2) встречен вид *Palmatolepis transitans* Muller (см. рис. 4), который известен до верхов мендымского горизонта (зоны *punctata* и *hassi*). В нижней части интервала 2333–2343 м (8.4 м от начала, обр. 21-8; 9.4 м от начала, обр. 21-9) определены конодонты, характерные для верхней части доманикового горизонта среднего франа – мендымского горизонта верхнего франа. Наиболее информативными видами здесь выступают *Ancyrodella lobata* Br. et Mehl, *Palmatolepis punctata* (Hinde), *P. aff. proversa* Ziegler, *Polygnathus uchtensis* Ovn. et Kuzm. (зоны *jamieae* – *e. rhenana*). В верхней части интервала 2333–2343 м (2.0 м от начала, обр. 21-2; 5.8 м от начала, обр. 21-4) определены конодонты, характерные для мендымского горизонта верхнефранского подъяруса: *Polygnathus churkini* Savage et Funai и *Pol. subincompletus* Ovn. et Kon. – зона *E. rhenana* (см. рис. 4).

ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Детальный биостратиграфический анализ распределения микрофауны позволил провести расчленение и сопоставление разрезов скв. 1 и 2 Рустамовских с учетом геолого-геофизических данных (см. рис. 2). В изученном разрезе девонских отложений наблюдается чередование терригенных и карбонатных пород. Терригенные песчаные и глинистые отложения наблюдаются в составе пашийского и низов кыновского (тиманского) горизонтов и среди известняков мендымского горизонта. В призабойной части скважин вскрыта монотонная толща серо-зеленых аргиллитов, не содержащих органических остатков (рис. 5а, б). Литологически эти аргиллиты сопоставимы с отложениями карлинской свиты, вскрытыми на соседних территориях (Лозин, 2015) и относимыми к венду. На них с резким ровным контактом без видимых следов размыва залегают нефтенасыщенные песчаники пашийского горизонта (см. рис. 5а, б).

Определение границы живет–фран в терригенных отложениях является проблемным вопросом (Артюшкова и др., 2022). В схемах стратиграфии девона Урала и Русской платформы (Решение..., 1990; Стратиграфические схемы..., 1993) граница проведена на разных уровнях, поэтому однозначно провести ее в терригенных и карбонатных отложениях невозможно. Ранее границу проводили в основании пашийского горизонта (Стратиграфические схемы..., 1993). По международной схеме па-

шийский горизонт относится к верхней части живетского яруса, тиманский горизонт расчленен на два подгоризонта (Решение..., 1990), границу проводят в подошве верхнетиманского подгоризонта (Ovnatanova, Kononova, 2008). В скважинах Рустамовской площади граница живет–фран условно проведена между аргиллитами и известняками внутри тиманского горизонта (см. рис. 2).

Средний девон. Живетский ярус

Пашийский горизонт

В скв. 1 пашийский горизонт (мощностью около 3 м) сложен переслаивающимися белыми кварцевыми песчаниками и темно-серыми горизонтально-слоистыми алевролитами (прослой по 1–10 см) с многочисленными углефицированными остатками растений и конкрециями пирита. В скв. 2 в основании пашийского горизонта залегает пласт (2.3 м) среднезернистого бурого нефтенасыщенного кварцевого песчаника с крупными остатками растений (см. рис. 5б, в). Песчаник массивный, сортированный, с угловатыми и полуокатанными зернами кварца, единичными зернами микрокварцитов. Выше залегают песчаники средне- и мелкозернистые кварцевые среднесортированные. Цемент в песчаниках контактовый, участками регенерационный кварцевый: вокруг окатанных зерен отмечается каемка дорастания кварца до кристаллографических очертаний, участками цемент пленочный глинистый, местами карбонатный – базальный и поровый (см. рис. 5г, д), в песчаниках наблюдаются вкрапленность и шаровидные конкреции пирита.

Тиманский (кыновский) горизонт, нижнетиманский подгоризонт

В скв. 1 нижняя граница тиманского горизонта проходит в основании слоя черных алевритистых аргиллитов (мощностью 1.2 м), содержащих спорово-пыльцевой комплекс тиманского горизонта (см. рис. 2, обр. 16-4). Аргиллиты тонкослоистые, с прослоями биотурбированных алевролитов с включениями пирита, зеркалами скольжения перекрываются темно-серыми известняками, содержащими белые включения кораллов и строматопор. В скв. 2 линзовидно-тонкослоистые биотурбированные светло-серые песчаники пашийского горизонта перекрываются пачкой (1.4 м) серых аргиллитов с прослоями алевролитов нижнетиманского подгоризонта (рис. 6а). Алевролиты глинистые, тонкослоистые, битуминозные с зернами кварца и многочисленными мелкими красно-бурыми фрагментами водорослей тасманитесов (рис. 6в), которые характерны для нефтематеринских пород (Здобнова и др., 2007).

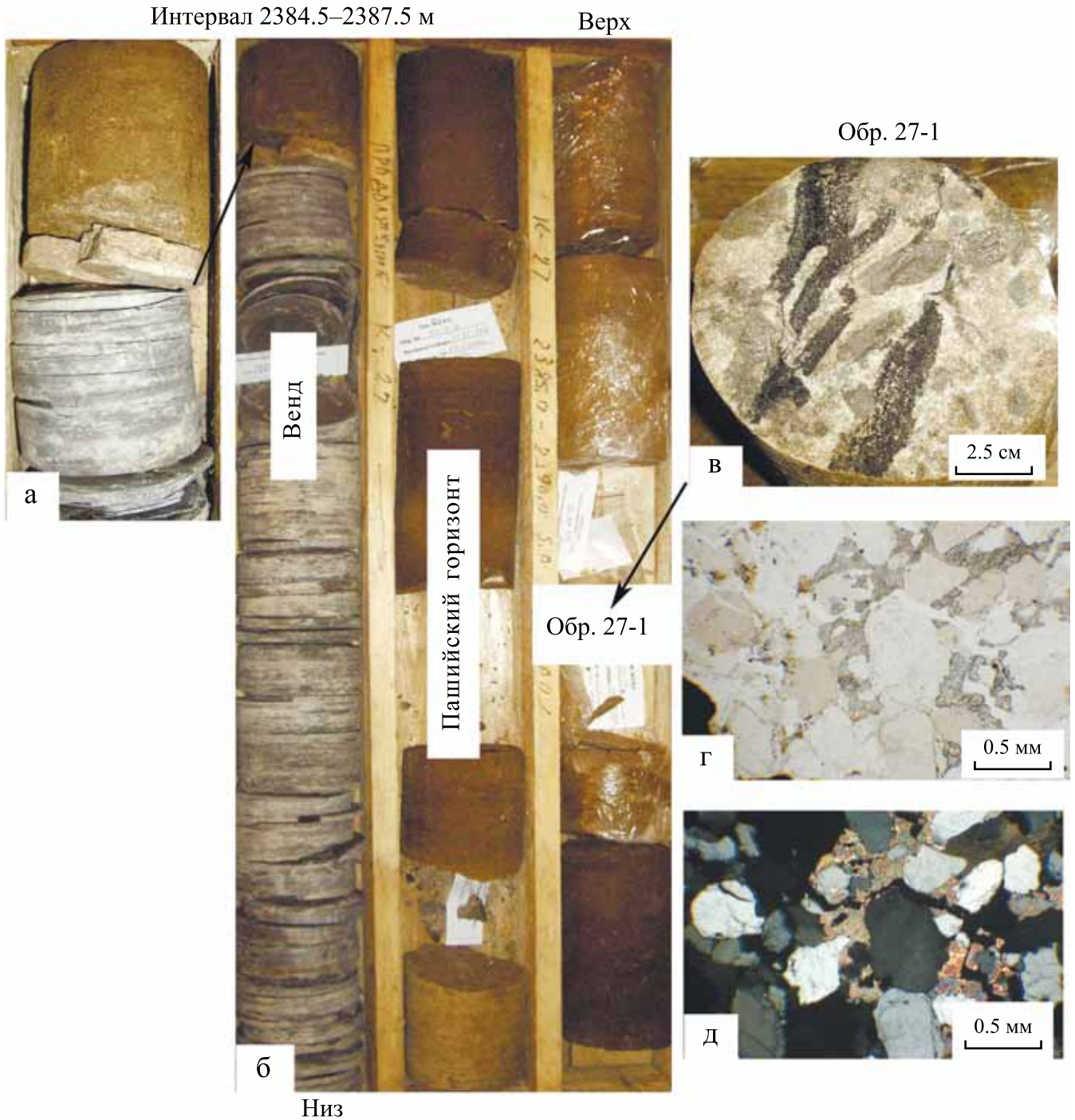


Рис. 5. Фотографии ядра (а–в) и микрофотографии шлифов (г, д) песчаников пашийского горизонта из скв. 2 Рустамовская.

а, б – контакт аргиллитов венды с насыщенными нефтью песчаниками пашийского горизонта, длина ящиков 1 м, диаметр ядра 10 см; в–д – кварцевый песчаник пашийского горизонта, обр. 27-1, гл. 2386.2 м (а – с отпечатками растений (черное), штуп; г, д – с карбонатным цементом, шлиф; в – без анализатора, г – с анализатором).

Fig. 5. Photographs of the core (a–v) and microphotographs of the sandstones (г, д) of the Pashian horizon from the 2 Rustamovskaya.

а, б – contact of the Vendian mudstones with oil saturated sandstones of the Pashiya horizon, the length of the boxes is 1 m, the core diameter is 10 cm; в–д – quartz sandstone of the Pashian horizon, sample 27-1, depth 2386.2 m (а – with plant prints (black), core; г, д – with carbonate cement, thin section; в – under parallel nicols, г – under crossed nicols).

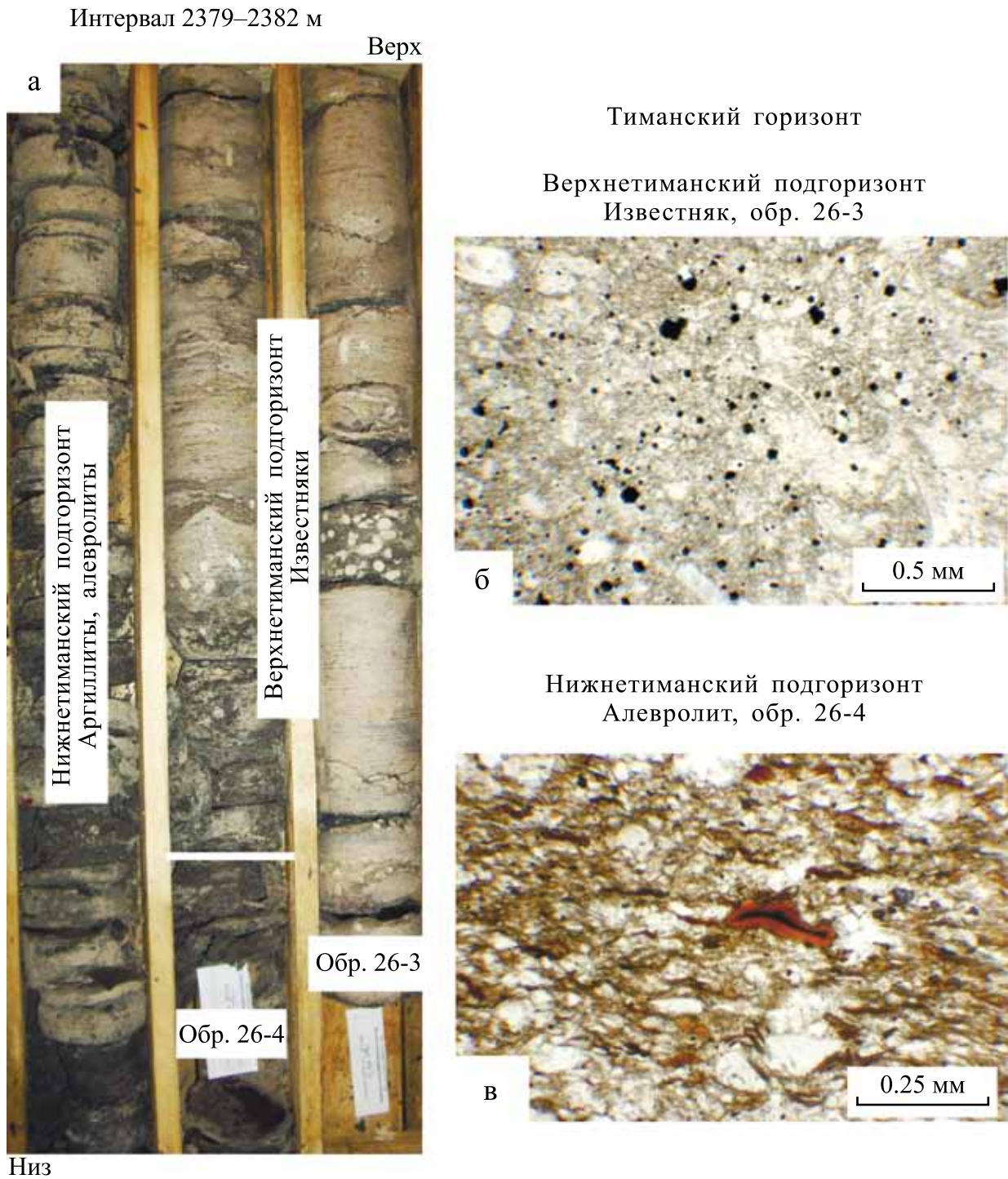


Рис. 6. Фотографии керна (а) и микрофотографии шлифов (б, в) отложений тиманского горизонта.

а – контакт аргиллитов нижнетиманского подгоризонта и известняков (с белыми включениями кораллов) верхнетиманского подгоризонта, диаметр керна 10 см; б – вакстоун биокластовый с алевроитовыми зернами кварца (белое) и вкрапленностью пирита (черное), обр. 26-3, гл. 2380 м; в – алевролит с мелкими фрагментами водорослей тасманитесов оранжевого цвета (в центре), обр. 26-4, гл. 2381 м; б, в – шлифы без анализатора.

Fig. 6. Photographs of the core (a) and microphotographs of thin sections (б, в) of the deposits of the Timan horizon.

а – contact of mudstones of the Lower Timan subhorizon and limestones (with white inclusions of corals) of the Upper Timan subhorizon, core diameter 10 cm; б – bioclastic wackestone with silty quartz grains (white) and pyrite inclusions (black), sample 26-3, depth 2380 m; в – siltstone with small fragments of Tasmanites algae of orange color (in the center), sample 26-4, depth 2381 m; б, в – thin sections under parallel nicols.

Верхний девон. Франский ярус

К франскому ярусу (по МСШ) относятся отложения верхней части тиманского горизонта, саргаевского, доманикового, мендымского и аскынского горизонтов. Аскынский горизонт керном не охарактеризован. По данным ГИС (см. рис. 2), отложения представлены толщей доломитов с редкими терригенными прослоями.

Верхнетиманский подгоризонт

В скв. 1 и 2 к верхней части тиманского горизонта отнесена пачка темно-серых и черных известняков (вакстоунов), прослоями с колониями кораллов и строматопор (баундстоунов и флаутстоунов), скоплениями мелких раковин брахиопод (см. рис. 6а). Микроскопически известняки представлены алевритистыми вакстоунами (см. рис. 6б) с фрагментами раковин остракод, брахиопод, а также флаутстоунами и рудстоунами с кораллами, строматопорами. На основании органических остатков известняки не датированы. Мощность известняков 5.5 м.

Саргаевский горизонт

К саргаевскому горизонту по фауне конодонтов (см. рис. 3, 4) отнесены темно-серые массивные и комковатые, прослоями брекчиевидные известняки с брахиоподами, остракодами, водорослями (вакстоуны), слабозапесоченные, с алевритовой примесью кварца. Граница с тиманским горизонтом условно проведена по смене литологии пород: черные пелитоморфные известняки с колониями кораллов, отнесенные к тиманскому горизонту, вверх по разрезу сменяются серыми массивными и брекчиевидными известняками с конодонтами саргаевского горизонта (рис. 7а, 8б). Мощность горизонта около 10 м. Литологически отложения саргаевского горизонта можно разделить на три части. Нижняя (5 м) сложена темно-серыми брекчиевидными известняками – вакстоунами с брахиоподами и гирванеллами (см. рис. 7в), в них установлены конодонты нижней части саргаевского уровня (см. рис. 4, обр. 25-2, 25-1).

Средняя часть (3 м) сложена серыми неяснослоистыми известняками – биокластовыми вакстоунами с брахиоподами и гастроподами (см. рис. 7б). Они содержат конодонты средней части саргаевского горизонта (см. рис. 4, обр. 24-6, 24-5).

Верхняя часть (2 м) – переходная к доманиковому горизонту, здесь определены конодонты верхнесаргаевского–нижнедоманикового уровня (см. рис. 4, обр. 24-3), отложения представлены темно-серыми неравномерно перекристаллизованными и доломитизированными известняками с крупными рассеянными раковинами брахиопод и с прослойками черного битуминозного известняка (см.

рис. 8а, д). Микроскопически эти известняки представлены кониконхиевыми (стилиолиновыми) вакстоунами с брахиоподами (см. рис. 8в–д). В отдельных прослоях наблюдается необычная перекристаллизация с развитием радиально-лучистого карбоната в виде короны вокруг раковин тентакулит (см. рис. 8г).

Доманиковый горизонт

К доманиковому горизонту относятся черные битуминозные тонкослоистые известняки (вакстоуны с кониконхиями) с прослоями (толщиной по 5–15 см) черных битуминозных вакстоунов и темно-серых органогенных известняков (флаутстоунов – рудстоунов) с многочисленными брахиоподами, строматопорами, кораллами. Переход от саргаевского к доманиковому горизонту постепенный (см. рис. 8а). Граница между ними проведена по кровле темно-серых брахиоподовых известняков с конодонтами верхнесаргаевского–нижнедоманикового уровня (см. рис. 4, обр. 24-3), вверх по разрезу они сменяются черными битуминозными тонкослоистыми кониконхиевыми известняками (см. рис. 8е, ж) с конодонтами доманикового горизонта (см. рис. 4, обр. 24-2). Литологически отложения доманикового горизонта можно разделить на три пачки. В скв. 2 нижняя пачка (8 м) сложена черными тонкослоистыми битуминозными известняками – кониконхиевыми вакстоунами с битуминозными прослойками (см. рис. 8а, е), в них содержатся конодонты нижней части доманика (см. рис. 4). Средняя пачка (7 м) сложена чередующимися черными слоистыми известняками – вакстоунами с прослоями (15–25 см) серых, обогащенных раковинами тонкостенных брахиопод, образующих брахиоподовый ракушняк (рис. 9а–в). Размер раковин брахиопод составляет 0.5–2.0 см, большинство раковин заполнено микритом, отмечаются структуры ватерпасов, при этом верхняя часть внутренней полости выполнена белым кристаллическим кальцитом, оставшаяся полость содержит черный битум (см. рис. 9а). Микроскопически черные известняки представляют собой перекристаллизованные вакстоуны с кониконхиями (см. рис. 9г–е), с прожилками бурого битума (см. рис. 9г). В известняках определены конодонты среднего доманика (см. рис. 4, обр. 23-2, 23-1).

Верхняя пачка (9 м) сложена темно-серыми неяснослоистыми битуминозными известняками (рудстоунами – флаутстоунами) с белыми включениями перекристаллизованных строматопор и кораллов (рис. 10а, б), с прослоями (по 0.5–1.0 м) темно-серых пелитоморфных известняков, представленных вакстоунами и пакстоунами с мелкой биокластикой (брахиоподами, остракодами, криноидеями и другими иглокожими, трубчатými водорослями) (рис. 10в, г). В них установлены конодонты

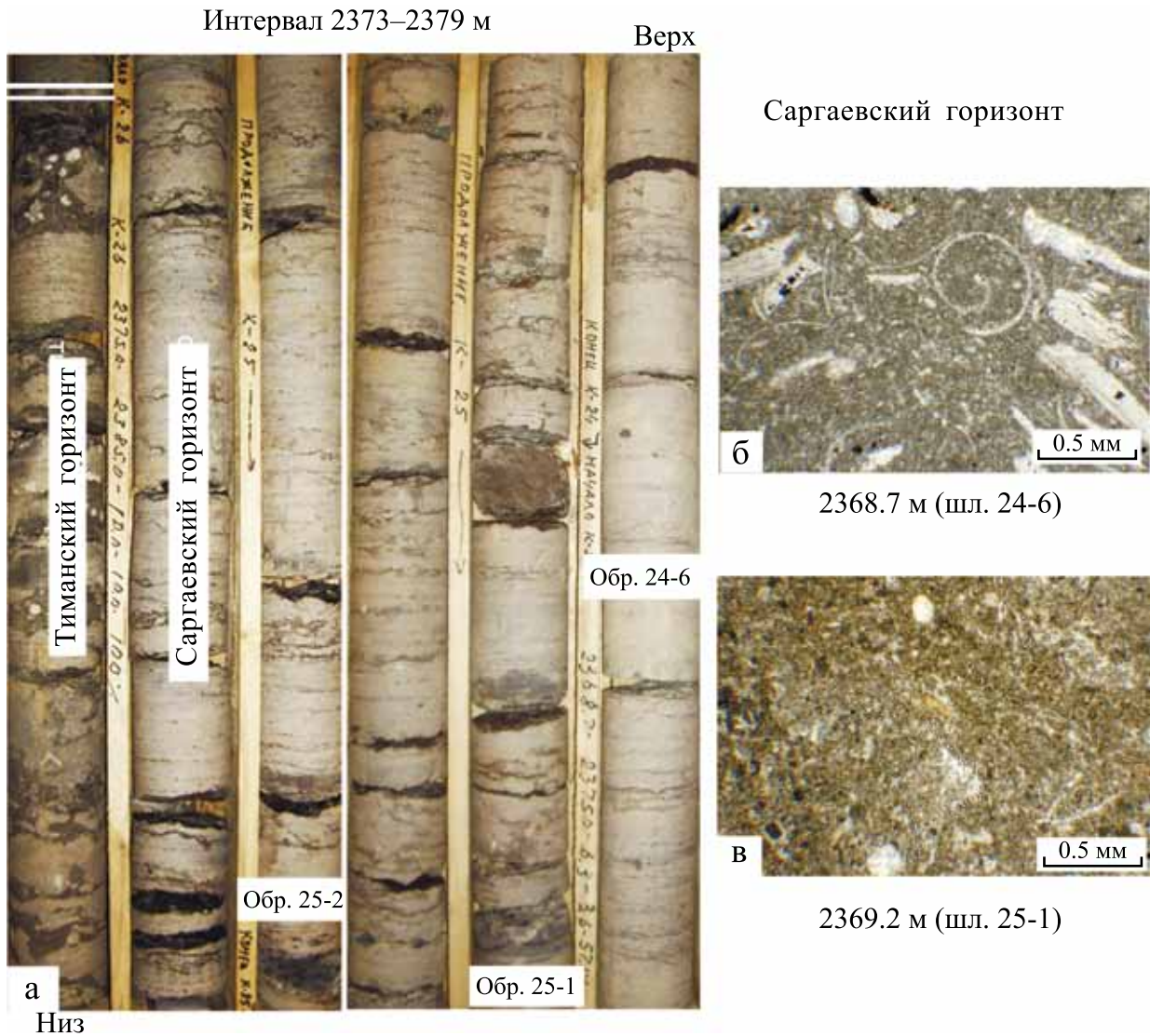


Рис. 7. Фотографии керна (а) и микрофотографии шлифов (б, в) известняков саргаевского горизонтов.

а – контакт известняков верхнетиманского надгоризонта и известняков саргаевского горизонта, диаметр керна 10 см; б – вакстоун биокластовый с гастроподой (в центре), обр. 24-6, гл. 2367.7 м; в – вакстоун биокластовый с гирванеллами, обр. 25-1, гл. 2369.2 м; б, в – шлифы без анализатора.

Fig. 7. Photographs of core (а) and microphotographs of thin sections (б, в) of limestones of the Sargaev horizons.

а – contact of limestones of the Upper Timan subhorizon and limestones of the Sargaev horizon, core diameter 10 cm; б – bioclastic wackstone with gastropoda (in the center), sample 24-6, depth 2367.7 m; в – bioclast wackstone with girvanella, sample 25-1, depth 2369.2 m; б, в – thin sections under parallel nicols.

доманика (см. рис. 4, обр. 22-1–22-3). Мощность доманикового горизонта 24 м.

Мендымский горизонт

Отложения мендымского горизонта охарактеризованы кернам в скв. 2, в нижней части они представлены терригенными породами – серыми кварцевыми алевролитами и песчаниками с прослоями

зеленых аргиллитов. Граница между мендымским и доманиковым горизонтами проведена в скв. 2 по кровле серых известняков с прослойками зеленых глин. Известняки представлены битуминозными вакстоунами с кораллами (рис. 11а, б). В верхней части известняки брекчиевидные, с вертикальными зеркалами скольжения и интенсивной пиритизацией. В них установлены конодонты доманик-мендымского уровня (см. рис. 4, обр. 21-8, 21-9).

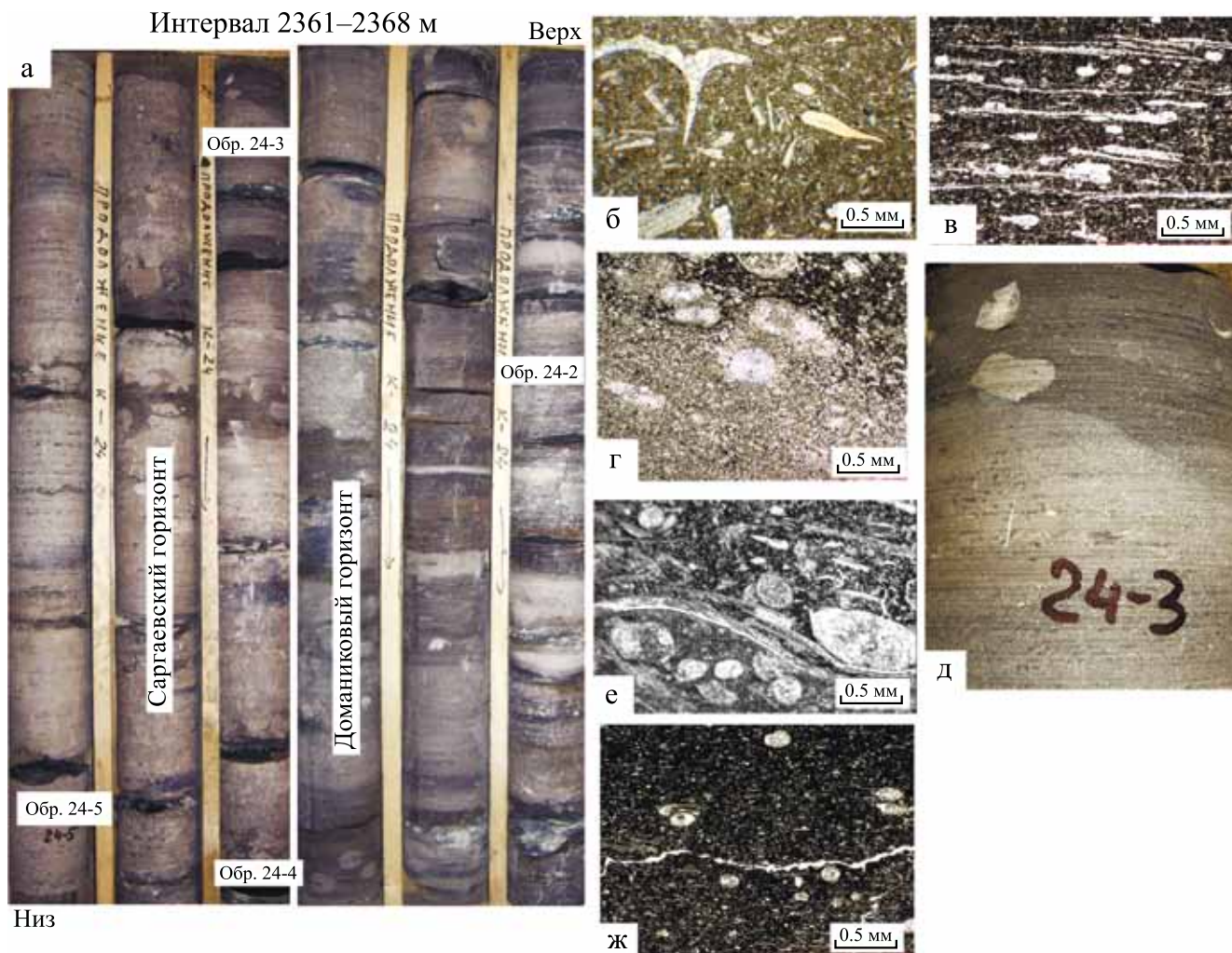


Рис. 8. Фотографии керн (а, д) и микрофотографии шлифов (б–г, е, ж) известняков саргаевского и доманикового горизонтов.

а – пограничные слои саргаевского и доманикового горизонтов, диаметр керн 10 см; б – вакстоун биокластовый с фрагментом конодонта (справа), обр. 24-5, гл. 2368.7 м; в – вакстоун битуминозный слоистый с раковинами кониконхий, вытянутыми по слоистости, с крапленностью пирита, обр. 24-4, гл. 2366 м; г – вакстоун битуминозный, послойно перекристаллизованный, с раковинами кониконхий с радиально-лучистыми кальцитовыми каемками (коронами) вокруг раковин кониконхий, доломитизированный, обр. 24-3, гл. 2365 м; д – контакт светлого перекристаллизованного и темного битуминозного известняка с рассеянными раковинами брахиопод, переходные слои от саргаевского к доманиковому горизонту, обр. 24-3, штупф, ширина 9 см; е – пакстоун битуминозный с раковинами кониконхий и брахиопод, обр. 24-2, гл. 2362 м; ж – вакстоун битуминозный с раковинами кониконхий, доломитизированный, обр. 24-1, гл. 2360 м; б–г, е, ж – шлифы без анализатора.

Fig. 8. Photographs of the core (а, д) and microphotographs of thin sections (б–г, е, ж) of limestone of the Sargaev and Domanic horizons.

а – boundary layers of the Sargaev and Domanic horizons, core diameter 10 cm; б – bioclastic wackstone with a fragment of conodont (right), sample 24-5, depth 2368.7 m; в – bituminous layered wackstone with Coniconchia shells elongated in layering, interspersed with pyrite, sample 24-4, depth 2366 m; г – bituminous wackstone, layered recrystallized, with Coniconchia shells with radially radiant calcite edges (crowns) around Coniconchia shells, dolomitized, sample 24-3, depth 2365 m; д – contact of light recrystallized and dark bituminous limestone with scattered brachiopod shells, transitional layers from Sargaev to Domanic horizon, sample 24-3, core slab, width 9 cm; е – bituminous packstone with Coniconchia shells and brachiopods, sample 24-2, depth 2362 m; ж – bituminous wackstone with Coniconchia shells, dolomitized, sample 24-1, depth 2360 m; б–г, е, ж – thin sections under parallel nicols.

На известняках с резким контактом залегает пласт темно-зеленых аргиллитов (около 1.5 м) с интенсив-

ной пиритизацией, зеркалами скольжения по трещинам (мощность 1.5 м). Выше аргиллиты сменя-

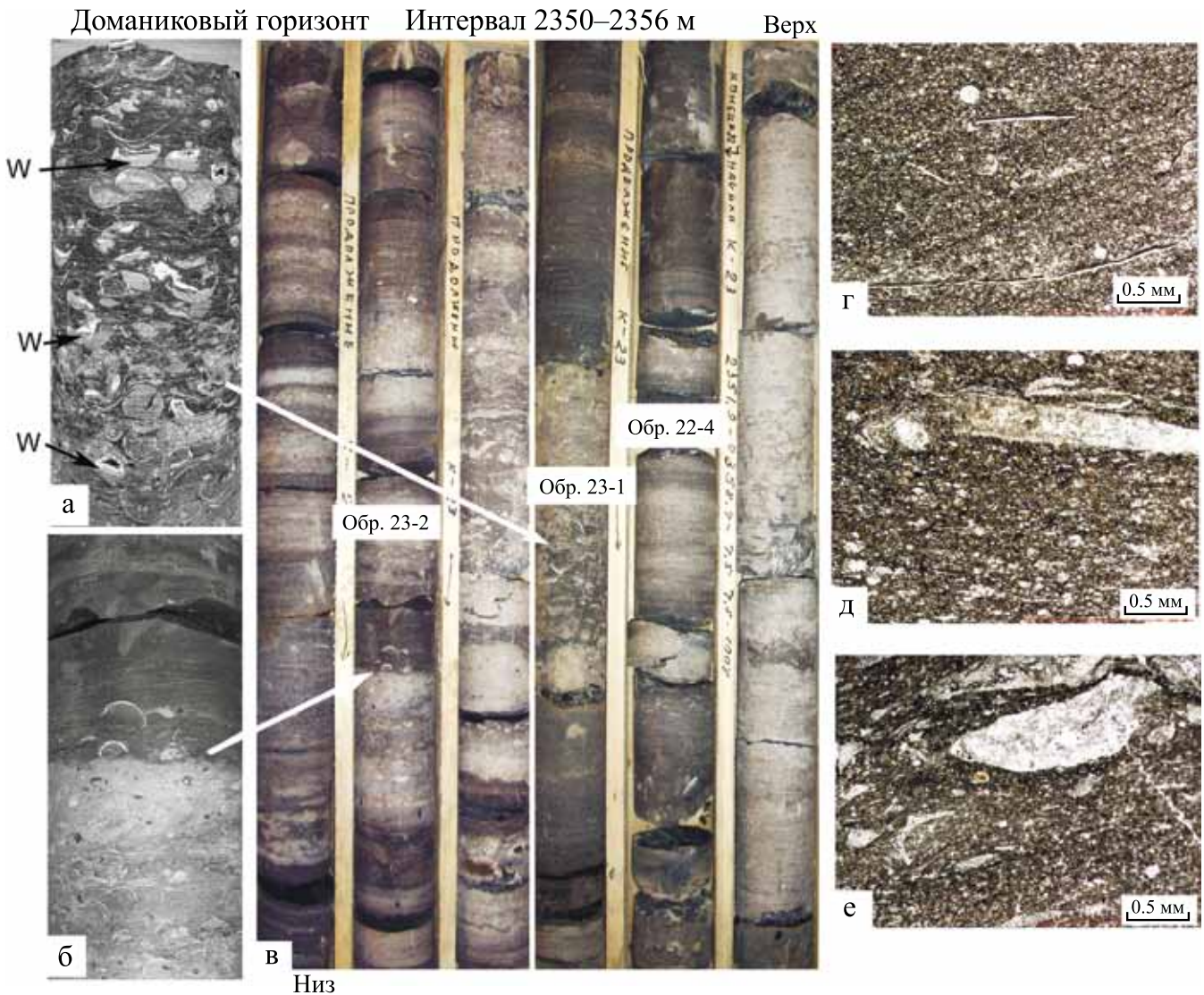


Рис. 9. Фотографии ядра (а–в) и микрофотографии шлифов (г–е) известняков средней части доманиковского горизонта.

а – прослой брахиоподового ракушняка штормовой природы – в раковинах брахиопод наблюдаются ватерпасы (w), часть раковин выполнена белым кристаллическим кальцитом и черным битуминозным веществом, штуф, диаметр ядра 10 см, обр. 23-1, гл. 2352.5 м; б – контакт черных битуминозных известняков и серых тонкозернистых известняков с раковинами брахиопод, штуф, диаметр ядра 10 см, гл. 2353.7 м; в – чередование битуминозных слоистых известняков, прослоями со скоплениями брахиопод, диаметр ядра 10 см; г–е – вакстоуны с кониконхиями, битуминозные, доломитизированные: г – обр. 23-2, гл. 2354.5 м; д – обр. 23-1, гл. 2352.5 м; е – обр. 22-4, гл. 2351.5 м; шлифы без анализатора.

Fig. 9. Photographs of core (a–v) and microphotographs of the thin sections (г–е) of limestones in the middle part of the Domanic horizon.

а – a layer of brachiopod shell rock of stormy nature – water-passes (w) are observed in the shells of brachiopods, part of the shells is made of white crystalline calcite and black bituminous substance, core, diameter core 10 cm, samp. 23-1, depth 2352.5 m; б – contact of black bituminous limestones and gray fine-grained limestones with brachiopod shells, core, core diameter 10 cm, depth 2353.7 m; в – alternation of bituminous layered limestones, interlayers with clusters of brachiopods, core diameter 10 cm; г–е – wackstones with Coniconchia, bituminous, dolomitized: г – samp. 23-2, depth 2354.5 m; д – samp. 23-1, depth 2352.5 m; е – samp. 22-4, depth 2351.5 m; thin sections under parallel nicols.

ются зеленовато-серыми среднезернистыми кварцевыми песчаниками (мощность 1.5 м) с тонкими белыми прослойками алевролитов и черных аргил-

литов (см. рис. 11а) с бурыми пятнами и нефтенасыщенным прослоем мощностью 0.4 м. Песчаники и алевролиты мелкозернистые среднесортированные,

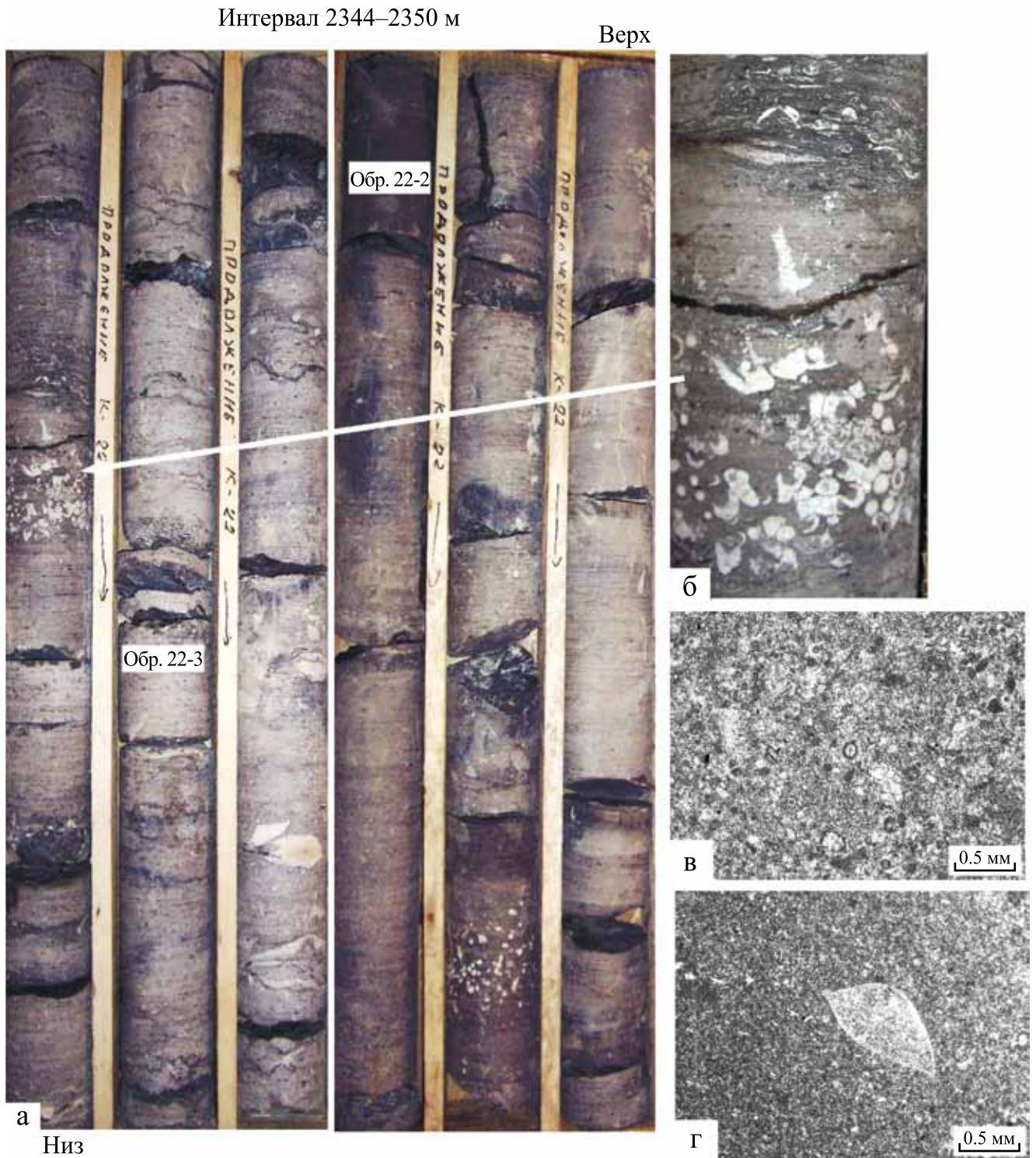


Рис. 10. Фотографии керн (а, б) и микрофотографии шлифов (в, г) известняков верхней части доманикувского горизонта.

а – чередование черных и темно-серых тонкослоистых известняков, прослоями с белыми включениями кораллов и строматопор, интервал 2344–2350 м, длина ящиков 1 м, диаметр керн 10 см; б – прослой известняка с включениями кораллов и раковинами брахиопод, гл. 2349.4 м, штуп, диаметр керн 10 см; в – пакстоун тонкопеллоидный с кальцисферами (архисферами) и трубчатыми водорослями, перекристаллизованный, светлый прослой, обр. 22-3, гл. 2348.5 м; г – вакстоун битуминозный с раковиной остракоды, темный прослой, обр. 22-2, гл. 2346.6 м; в, г – шлифы без анализатора.

Fig. 10. Photographs of core (a, б) and microphotographs of thin sections (в, г) of limestones of the upper part of the Domanic horizon.

a – alternation of black and dark gray thin-layered limestones, interlayers with white inclusions of corals and stromatopores, interval 2344–2350 m, length of boxes 1 m, core diameter 10 cm; б – limestone interlayer with coral inclusions and brachiopod shells, depth 2349.4 m, ore, core diameter 10 cm; в – thin-peloid packstone with calcispheres (archispheres) and tubular algae, recrystallized, light interlayer, sample 22-3, depth 2348.5 m; г – bituminous wackstone with ostracode shell, dark interlayer, sample 22-2, depth 2346.6 m; д, е – thin sections under parallel nicols.

биотурбированные, с контактовой цементацией и пленочным карбонатным цементом, пористые, с бурым УВ в межзерновых промежутках, с мелкой вкрапленностью пирита (см. рис. 11в). Кроме кварца в песчанике встречаются обломки микрокварцитов и зерна плагиоклаза. По составу они сходны с песчаниками пашийского горизонта, которые также сложены кварцем без примеси слюды. Выше отмечается прослой зеленых известковистых песчаников с прослойками аргиллитов и песчанистых известняков – биокластовых вакстоунов (см. рис. 11а, г). В песчанистых известняках обнаружены конодонты мендымского горизонта (см. рис. 4, обр. 21-4). На них залегает пласт (1.5 м) темно-серых обломочных известняков (рудстоунов) с колониями кораллов и редкими брахиоподами (см. рис. 11а). Выше лежит пласт (около 3 м) тонкослоистых зеленовато-серых водорослевых известняков (водоросли – иссинеллы, умбеллы, камни) с тонкими глинисто-алевритистыми прослоями (см. рис. 11а, д). Вскрытая мощность отложений мендымского горизонта 7 м.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные результаты биостратиграфических и литофациальных исследований позволяют определить стратиграфическую приуроченность нефтяных залежей и характер связи нефтеносных отложений с условиями формирования пород-коллекторов, проследить эволюцию палеогеографических обстановок и историю геологического развития в начале франского века на территории Башкирского свода, провести корреляцию разнофациальных разрезов.

Стратиграфическая приуроченность нефтеносных отложений

Особенностью строения данного разреза является залегание датированных пашийских отложений без видимых следов размыва на мощной толще серо-зеленых аргиллитов, палеонтологически немых и отнесенных к докембрию (см. рис. 5а, б). Полученные палеонтологические данные подтвердили позднеживетский (по МСШ) возраст пашийских песчаников, вмещающих основную залежь месторождения. Перекрывающие глинистые осадки по спорам отнесены к нижней части тиманско-

го (кыновского) горизонта. В скв. 1 Рустамовская в глинистой пачке (1.4 м), залегающей на пашийских песчаниках, выделен тиманский комплекс спор. Вышележащие серые известняки с кораллами отнесены к верхней части тиманского горизонта по положению между датированными нижнетиманскими и нижнесаргаевскими отложениями. Следует отметить, что на территории платформенной Башкирии отложения кыновского (аналога тиманского) горизонта разделяются на три пачки: нижнюю глинистую (мощность 1–4 м), среднюю и верхнюю карбонатные, датированные по брахиоподам и остракодам (Тяжева и др., 1961). В унифицированной схеме Русской платформы (Решение..., 1990) в тиманском горизонте выделены нижний и верхний подгоризонты (Постановления..., 2008). По данным (Ovnatanova, Kononova, 2008), основание верхнетиманского подгоризонта сопоставляется с границей среднего и верхнего девона.

Известняки саргаевского горизонта впервые на данной территории датированы по конодонтам (см. рис. 3, 4) и разделены на три литологические пачки. На каротажных кривых саргаевские слои небольшой мощности четко выделяются повышением НГК и понижением ГК, отражая карбонатный состав осадков (см. рис. 2).

Доманиковые отложения также разделяются по каротажу на три пачки: две нижние – битуминозно-карбонатные, верхнюю – карбонатную. В них установлены конодонты зон *punctata*, *hassii* и, предположительно, *jamiseae*. Ранее доманиковые слои на территории Башкирии выделялись по фауне брахиопод, остракод, гониатит, кониконхий, а также по каротажным кривым (Тяжева и др., 1961). На соседней территории складчатого Урала (хр. Каратау) кыновский, саргаевский, доманиковый горизонты охарактеризованы макрофауной (Иванушкин и др., 2009).

В прослоях алевролитов и аргиллитов в пашийском горизонте и битуминозно-глинистых прослойках среди известняков саргаевского и доманикового горизонтов впервые для данной территории обнаружены остатки тасманитесов – микропланктонных организмов – маркеров нефтепродуцирующих толщ (см. рис. 6в). Этот одноклеточный фитопланктон в некоторые эпохи дает всплеск продуктивности и считается основным поставщиком ОВ в горючих сланцах и нефтематеринских породах морского происхождения. Они встречены в

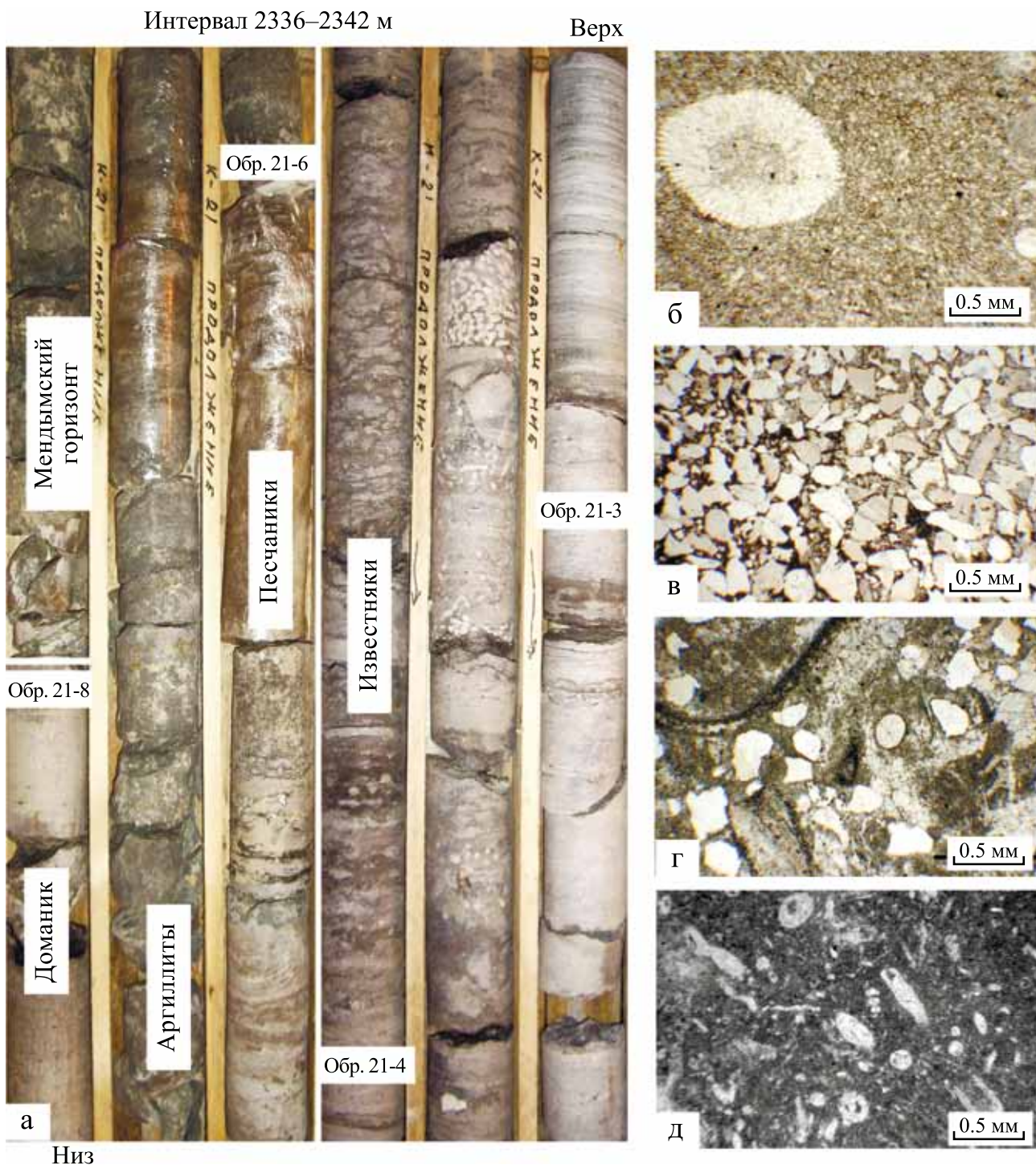


Рис. 11. Фотографии ядра (а) и микрофотографии шлифов (б–д) пограничных пород доманикового и мендымского горизонтов.

а – контакт битуминозных известняков доманикового горизонта с аргиллитами мендымского горизонта, которые вверх по разрезу сменяются песчаниками и перекрываются брекчиевидными известняками с кораллами, интервал 2344–2350 м, длина ящиков 1 м, диаметр ядра 10 см; б – вакстоун с кораллами, обр. 21-9, гл. 2342 м; в – кварцевый песчаник с битуминозно-карбонатным цементом, обр. 21-6, гл. 2339.2 м; г – песчаный известняк (водорослево-биокластовый вакстоун) с терригенной примесью зерен кварца (белое), обр. 21-4, гл. 2338.8 м; д – биокластовый вакстоун с многочисленными трубчатыми водорослями, обр. 21-3, гл. 2336.4 м; б–д – шлифы без анализатора.

Fig. 11. Photographs of core (а) and microphotographs of thin sections (б–д) of the Domanic and Mendym horizon boundary rocks.

a – contact of bituminous limestones of the Domanic horizon with mudstones of the Mendym horizon, which are replaced by sandstones up the section, and overlapped by breccia-like limestones with corals, interval 2344–2350 m, length of boxes 1 m, core diameter 10 cm; б – wackstone with corals, sample 21-9, depth 2342.0 m; в – quartz sandstone with bituminous-carbonate cement, sample 21-6, depth 2339.2 m; г – sandy limestone (algal-bioclastic wackstone) with a terrigenous admixture of quartz grains (white), sample 21-4, depth 2338.8 m; д – bioclastic wackstone with numerous tubular algae, sample 21-3, depth 2336.4 m; б–д – thin sections under parallel nicols.

породах верхнего девона и нижней перми Тимано-Печорской провинции, Приуралья и Прикаспия. Изменение их цвета (от светло-желтого – желтого – оранжевого – коричневого до черного) является показателем “зрелости” керогена и зависит от катагенетических преобразований органического вещества. (Здобнова и др., 2007; Горожанина и др., 2009). Они указывают на перспективность не только доманиковых слоев, но тиманских и саргаевских как нефтематеринских отложений.

Стратиграфическое положение наддоманиковой залежи, приуроченной к пластам песчаников, залегающих на известняках доманика, трактуется неоднозначно (Юлбарисов и др., 2010; Горожанина и др., 2010а). По мнению ряда авторов, эти песчаники сопоставляются с орловскими слоями аскынского горизонта верхнего франа, распространенными на Южном Урале в восточном обрамлении Юрюзано-Айской впадины и разрезах хр. Каратау (Юлбарисов и др., 2010; Масагутов, 1988). В то же время маломощные прослой кварцевых песчаников (около 1 м) в основании мендымского горизонта описаны в скважинах Башкирского свода (Тяжева и др., 1961; Сюдюков, 1975). Палеонтологически охарактеризованные (по фауне остракод и брахиопод) мендымские слои установлены на Уржумской, Байкибашевской, Апрельской, Каировской площадях восточного склона Башкирского свода, они сложены буровато-серыми глинистыми и конгломератовидными известняками, в их основании местами залегает прослой темно-зеленых кварцевых песчаников с зернами глауконита. В западной части Башкирского свода на Калтасинской и Орьебашской площадях в основании мендымских известняков отмечен прослой зеленовато-серого известковистого аргиллита, отделяющего их от доманиковых слоев (Тяжева и др., 1961). В скв. 2 Рустамовская в песчаных известняках, залегающих на терригенном прослое, установлен комплекс конодонтов зоны *E. thenana* (см. рис. 4, обр. 21-4), на основании этого наддоманиковые слои отнесены к мендымскому горизонту. Эти данные указывают на значительное распространение терригенных осадков в основании мендымского горизонта на территории Башкирского свода, которые, вероятно, и были отнесены к орловским слоям. Судя по описанию строения орловских отложений на Башкирском своде (Масагутов, 1988), эти отложения сходны с выделенными на Рустамовской площади мендымскими терригенными осадками. Возможно, имеются два уровня песчаных отложений в

разрезе верхнего франа – в мендымском горизонте (на Башкирском своде) и аскыньском горизонте в Юрюзано-Сылвенской впадине, где алевропесчаные осадки отмечаются в скважинах Каирово-1, Тастуба-1, а также на Красноключевской площади (скв. 7).

Следует отметить, что в основании орловских слоев в некоторых разрезах Каратау на размытой и выветрелой поверхности верхнедевонских (саргаевских, доманиковых и мендымских-самсоновских) известняков залегают бокситы (Тяжева и др., 1961), указывающие на континентальный перерыв, т. е. существование поднятий, выведенных выше уровня моря в позднем фране. О наличии поднятий свидетельствуют данные о залегании орловских песчаников непосредственно на породах докембрия в разрезах восточного Каратау (у Симского завода) (Тяжева и др., 1961).

Фациальные особенности и палеогеографическая обстановка

Литофациальные особенности терригенных и карбонатных отложений вскрытого Рустамовскими скважинами живет-франского интервала указывают на формирование пород в условиях шельфовой зоны при колебаниях уровня моря и чередовании терригенной и карбонатной седиментации (рис. 12).

В основании палеозойского разреза на темно-серых немых аргиллитах венда (?) с резким ровным контактом залегают кварцевые алевролиты и песчаники пашийского горизонта. Вверх по разрезу песчаники (мощность 3.2 м) переходят в белые кварцевые алевролиты с серыми глинистыми прослойками (1.4 м) и перекрываются зеленовато-серыми тонкослоистыми аргиллитами (1.4 м) с пашийско-тиманским комплексом спор. Отложения относятся к фации мелководного шельфа с терригенной седиментацией. На морские условия седиментации указывает характер горизонтальной слоистости, хорошая сортировка зерен, их “отмытость” (отсутствие глинистого матрикса), местами наличие карбонатного цемента, постепенная смена песчаников алевролитами и аргиллитами, а также присутствие красно-оранжевых остатков водорослей тасманитесов. Растительные остатки в песчаниках являются переотложенными.

На аргиллитах тиманского горизонта залегают темно-серые мелкозернистые известняки, прослоями (10–15 см) обогащенные кораллами, скелеты

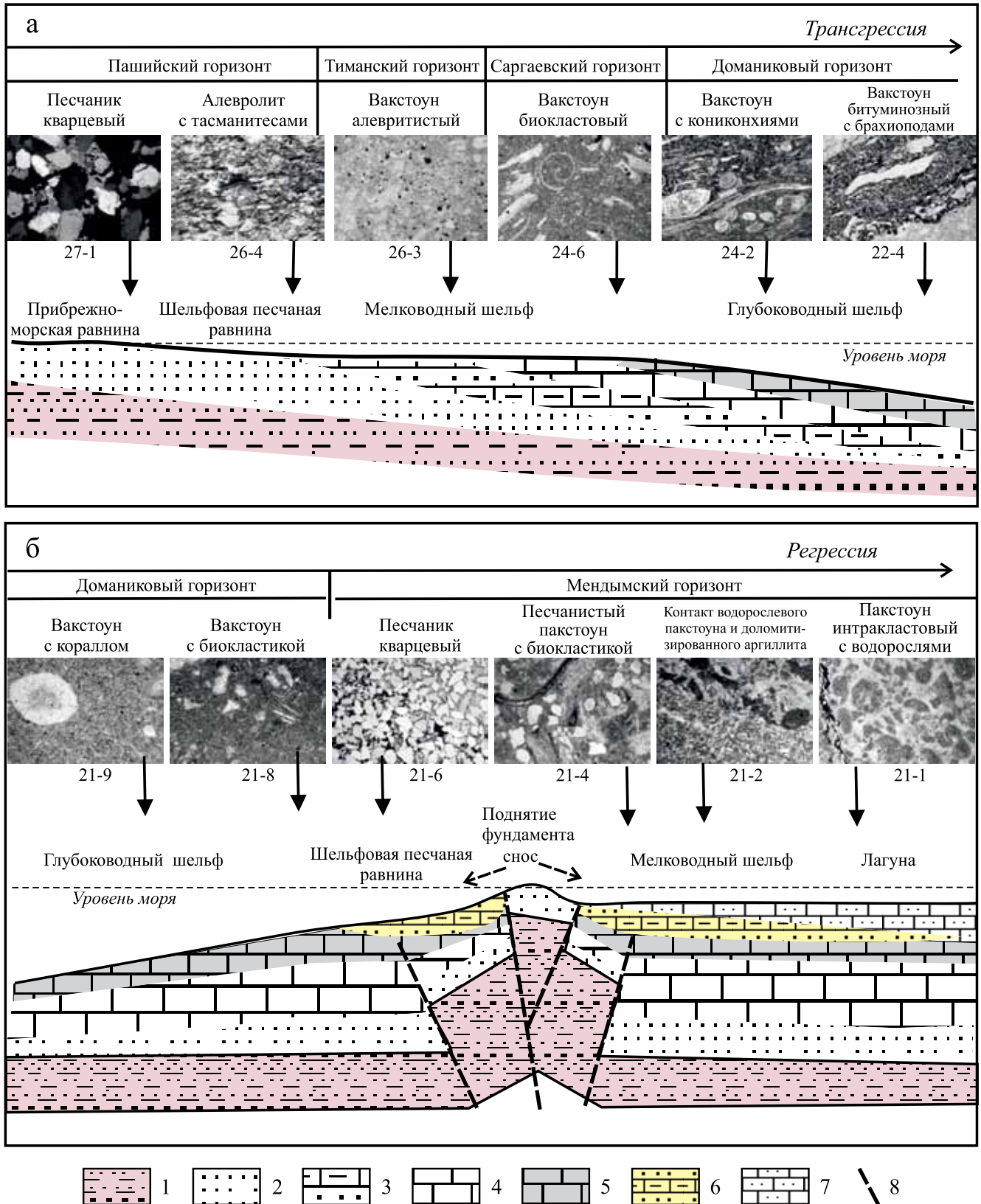


Рис. 12. Модель строения шельфа (вне масштаба) и распределение литотипов и микрофаций терригенных и карбонатных пород, отражающих трансгрессивную (а) и регрессивную (б) последовательность смены обстановок осадконакопления на территории Аязовского месторождения (северо-восток Башкирии).

а – в конце живетского – начале франского века, б – во франском веке. 1 – породы основания (протерозой и неопротерозой); 2 – песчаники и алевролиты пашийского горизонта; 3 – известковистые алевролиты и известняки тиманского горизонта; 4 – известняки саргаевского горизонта; 5 – глубоководные известняки доманикового горизонта; 6 – алевролиты и песчаники мендымского горизонта; 7 – известняки мендымского горизонта. Цифры – номера образцов из скв. 2 Рустамовская. Ширина микрофотографий – 2 мм, шлифы, без анализатора.

Fig. 12. Shelf structure model and distribution of lithotypes and microfacies of terrigenous and carbonate rocks reflecting transgressive (a) and regressive (b) sequences of changing sedimentation conditions on the territory of the Ayazo oil field (north-east of Bashkiria).

a – at the end of the Zhivetian – the beginning of the Frasnian, б – in the of the Frasnian. 1 – base rocks (Proterozoic and Neoproterozoic); 2 – sandstones and siltstones of the Pashiya horizon; 3 – calcareous siltstones and limestones of the Timan horizon; 4 – limestones of the Sargaevo horizon; 5 – deep-water limestones of the Domanic horizon; 6 – siltstones and sandstones of the Mendym horizon; 7 – limestones of the Mendym horizon. Digits are the numbers of samples from the well 2 Rustamovskaya. The width of microphotographs is 2 mm, thinning sections, under parallel nicols.

которых выполнены белым кальцитом и четко выделяются на темном фоне породы, они разделены слоями (по 10–20 см) серых пелитоморфных известняков (вакстоунов) со слоями черных глинистых алевролитов (см. рис. 6). Конодонты в них не обнаружены. Отложения отнесены к верхнетиманскому подгоризонту по положению в разрезе между датированными тиманскими аргиллитами и саргаевскими известняками, мощность 5–6 м. Отложения формировались в относительно тиховодной обстановке, на что указывает тонкобиокластовый матрикс известняков, представленный вакстоуном. Присутствие многочисленных остатков кораллов свидетельствует о формировании маломощных коралловых биогермов (калиптр) в зоне открытого мелководного шельфа. Наличие небольшой алевроитовой примеси зерен кварца в матриксе известняков указывает на уменьшение терригенного привноса к концу тиманского времени.

Смена мелководных фаций глубоководными известняками отмечается в середине саргаевского горизонта. Нижняя пачка сложена известняками, представленными гирванелловыми пакстоунами и вакстоунами (см. рис. 7в) мелководья. Известняки содержат многочисленные фрагменты сплетенных тонких цилиндрических нитей – остатки нитчатых цианобактерий *Girvanella* (Flügel, 2010), ранее относимых к водорослям. Средняя пачка представлена тонкобиокластовыми вакстоунами (см. рис. 8а, б), формировавшимися в более тиховодных условиях. Тентакулитовые вакстоуны появляются в конце саргаевского века (см. рис. 8в, г). Они характеризуются обилием тентакулит в битуминозном доломитизированном и перекристаллизованном матриксе. Особенностью их строения является наличие вокруг раковин тентакулит радиально-лучистых кальцитовых каемок (корон) (см. рис. 8г). Тентакулитовые известняки такого типа отмечаются и в других разрезах битуминозных (доманикоидных) отложений на границе саргаевского и доманикового горизонтов (Горожанин и др., 2019; Фортунатова и др., 2018).

Отложения доманикового горизонта мощностью до 30 м подразделяются на три литологические пачки, отражающие условия постепенного понижения уровня моря. Нижняя пачка сложена вакстоунами и пакстоунами с многочисленными кониконхиями в темном микритовом битуминозном матриксе (см. рис. 8е, ж). Отложения формировались в относительно глубоководных условиях бассейна, на что указывают тонкозернистый состав карбонатного осадка, отсутствие мелководной фауны. Прослой со скоплением раковин кониконхий, вероятно, формировались под действием донных течений (см. рис. 8е). Этот тип осадков является характерным для доманикового горизонта и широко распространенным на территории Волго-Уральской провинции (Сюндюков, 1975; Фортунатова и др., 2018; Горожанина и др., 2019). Средняя пачка представлена слоистыми черными известняками (вакстоунами с кониконхиями) с прослоями, обогащенными раковинами брахиопод, представляющими собой брахиоподовый ракушняк (см. рис. 9). На перенос штормовыми течениями этих ракушняковых скоплений указывает хаотичное незакономерное и перевернутое положение раковин, внутри многих из них наблюдается геопетальное заполнение карбонатным илом (ватерпасы) (см. рис. 9а), а также отмечаются резкие нижние и неровные верхние контакты прослоев. Отложения формировались под действием штормов в обстановке относительно глубоководного шельфа рампового типа (Flügel, 2010). Верхняя пачка сложена битуминозными мелкобиокластовыми известняками (вакстоунами) с остракодами, кораллами, строматопорами, брахиоподами, криноидеями (см. рис. 10). Изменение состава фаунистических остатков (в известняках исчезают тентакулиты, появляются колониальные кораллы, строматопоры, криноидеи и водоросли) отражает уменьшение глубины моря и возникновение отложений в более мелководной обстановке открытого шельфа.

Особенностью доманиковых фаций в данном разрезе является отсутствие организмов с кремнистым скелетом (радиолярий и спикул губок) и как

следствие этого – отсутствие кремней и кремненных прослоев. Единичные спикулы, а также зубы рыб наблюдались в нерастворимых остатках проб на конодонты. Окремнение отмечается по раковинам брахиопод. Радиоларии и спикулы описаны в доманиковых осадках других регионов (Морозов и др., 2014; Фортунатова и др., 2018). Кремнисто-битуминозные тонко-ритмично-слоистые породы (высокоуглеродистые карбонатно-кремнистые сланцеватые), характерные для центральных зон Камско-Кинельских прогибов (Фортунатова и др., 2018), в разрезе данных скважин не встречены. Наиболее характерным типом пород здесь являются битуминозные тентакулитовые известняки. В конце доманикового времени на данной территории отмечается стадия падения уровня моря.

В мендымское время происходит резкая смена карбонатных осадков терригенными образованиями (см. рис. 2, 11). Отложения, отнесенные к мендымскому горизонту, в основании представлены глинистыми породами – зеленовато-серыми аргиллитами (1.5 м), с резким контактом залегающими на биокластовых известняках (вакстоунах) с конодонтами пограничного доманик-мендымского уровня. В аргиллитах отмечаются зеркала скольжения и интенсивная пиритизация. Резкий неровный контакт с известняками может указывать на наличие перерыва в осадконакоплении и, возможно, размыва отложений перед последующим приносом терригенного материала. Вверх по разрезу аргиллиты сменяются среднезернистыми биотурбириванными кварцевыми песчаниками (1.5 м) с тонкими прослойками черных глинистых аргиллитов. Характер отложений и тип тонкой слоистости указывают на условия мелководной шельфовой зоны (равнины), возможно, с приливно-отливным влиянием. Песчаники постепенно сменяются песчанистыми известняками (около 0.5 м) – вакстоунами с тонкой биокластикой (см. рис. 11а, г), в которых обнаружены конодонты мендымского горизонта (см. рис. 3, обр. 21-4). Выше залегают органично-обломочные известняки (вакстоуны и рудстоуны) с многочисленными кораллами и брахиоподами – фацция открытого шельфа (мощность 1.5 м). Они резко сменяются водорослевыми известняками – вакстоунами и литобиокластовыми пакстоунами с многочисленными трубчатыми водорослями родов *Kamaena*, *Issinella* (см. рис. 11д) и тонкими прослоями глинисто-алевритовых пород (2 м). Отложения представляют фаццию более мелководной зоны шельфа (с глубиной моря в несколько метров – нижний уровень фотической зоны или подприливная зона) (Flügel, 2010). Их перекрывают мелкообломочные (литокластовые) известняки с брахиоподами и фрагментами кораллов (1.9 м).

Чередование разных фациальных типов пород указывает на периодическое изменение глубины моря в шельфовой зоне, возможно, из-за неста-

бильной тектонической обстановки. В отложениях мендымского горизонта появляется терригенный материал – сначала глинистый, потом песчаный, постепенно сменяющийся песчано-карбонатными и карбонатными осадками с мелководными водорослями – каменами, ижеллами, иссинеллами (см. рис. 11). Это означает принос терригенного материала в область открытого шельфа и последующий цикл обмеления территории с образованием мелководного карбонатного шельфа. Ранее песчаники, вскрытые скважинами в верхней части франского яруса, были отнесены к орловским слоям аскынского горизонта, образование их рассматривалось в эрозионных врезках в известняках мендымского горизонта в виде песчаных пластов рукавообразной формы (Масагутов, 1988; Юлбарисов и др., 2010). Литологическая изменчивость пород отражается в изменении толщины пластов песчаников (Юлбарисов и др., 2010). Наличие глинистой пачки в основании и постепенность смены терригенных осадков карбонатными отложениями указывают на трансгрессивную последовательность смены фаций. Поступление песчаного материала с тектонических поднятий вероятно под воздействием течений и волновой деятельности, осаждение его в депоцентрах возможно в виде линз в зоне мелководного шельфа (см. рис. 12б).

Литофациальный анализ живет-франских отложений в скважинах Рустамовской площади показал, что наблюдаемая последовательная смена терригенных прибрежно-морских осадков пашийского горизонта и низов тиманского (кыновского) горизонта мелководными известняками тиманского и саргаевского горизонтов, а затем глубоководными глинисто-битуминозными известняками доманика отражает трансгрессивный цикл на данной территории. Максимум трансгрессии отмечается к середине доманика (см. рис. 12а). Характер фациальной последовательности осадков доманикового и мендымского горизонтов показывает регрессивную смену условий глубоководного шельфа на более мелководные условия шельфовой равнины с приносом терригенного материала. Особенности седиментации могут быть обусловлены тектоническими событиями и формированием тектонического поднятия, снос с которого вызвал формирование терригенных прослоев среди карбонатных отложений (см. рис. 12б).

История геологического развития

Позднеживетские пашийские песчаники залегают на немых аргиллитах венда, фиксируя значительный стратиграфический перерыв, обусловленный вероятным поднятием территории Башкирского свода в предпашийское время и размывом (или ненакоплением) отложений. Из разреза выпадают отложения ордовика, силура, нижнего

и среднего девона. На соседней территории Урала эти отложения представлены шельфовыми терригенными и карбонатными осадками (Тяжева и др., 1961; Иванушкин и др., 2009).

Трансгрессия моря в конце живета сопровождалась формированием пашийских прибрежно-морских песчаников, которые сменились глинистыми и карбонатными шельфовыми отложениями. В позднем девоне общемировая трансгрессия (Sandberg et al., 1988, 2000) выразилась в формировании глубоководных карбонатных осадков доманикового горизонта, более или менее равномерно покрывших всю территорию Волго-Уральской части Русской платформы. В мендымское время произошла фаціальная дифференциация осадков. Распределение шельфовых, депрессионных и биогермных фаций верхнего девона контролируется системой Камско-Кинельских прогибов с познефранского (мендымского) времени (Сюндюков, 1975; Мкртчян, 1980; Масагутов, 1988; Горожанина и др., 2011).

Одной из ветвей этой системы является Актаныш-Чишминский прогиб, расположенный к юго-западу от данной территории и отделенный зоной шельфа Башкирского свода (см. рис. 1). Центральная зона прогиба – область распространения депрессионных фаций (доманикоидов), бортовые части маркируются увеличением мощности шельфовых карбонатов и развитием органогенных построек. Территория между прогибами рассматривается как шельфовая зона. К ней относится и область Башкирского свода, в северо-восточной части которого локализовано Аязовское месторождение (см. рис. 1). Доманиковые нефтематеринские слои в Рустамовских скважинах характеризуются преимущественно карбонатным составом, содержат многочисленную макрофауну (кониконхии, брахиоподы, кораллы, строматопоры), глинисто-битуминозные прослойки с тасманитесами. Кремнистые остатки в доманиковых отложениях (радиолярии, спикулы) в данных разрезах не установлены, что, вероятно, отличает доманикоиды сводовых участков от таковых центральных зон прогибов (Фортунатова и др., 2018; Горожанина и др., 2019).

Появление прослоев песчаников среди верхнефранских известняков в области Башкирского палеошельфа в связи с процессом формирования Камско-Кинельских прогибов отмечалась ранее Р.Х. Масагутовым (1988). Образование Актаныш-Чишминского прогиба к югу от данной территории сопровождалось формированием локальных поднятий на соседнем участке шельфа, размыв которых привел к появлению терригенного материала в этой зоне. Терригенные осадки не могли достигнуть центральных зон прогиба, которые отделялись зоной биогермов. Сходство состава пашийских и мендымских песчаников (преимущественно кварцевых, без примеси слюды) указывает на сходный состав источника сноса. Можно также

предполагать размыв пашийских песчаников, выведенных на поверхность в зонах локальных поднятий (см. рис. 126). Отмечается омоложение песчаников в юго-восточном направлении – в сторону Урала (появление песчаных орловских слоев в аскыном горизонте), что может быть связано как с неравномерным поднятием этих зон, так и с постепенной регрессией моря на юго-восток. В ряде разрезов Урала орловские слои лежат на коре выветривания по мендымским известнякам или на докембрийских породах (ашинской серии венда, разрез Илек) (Иванушкин и др., 2009). Источником сноса для мендымских и орловских терригенных осадков могли служить поднятия фундамента (Тараташский и Осинцевский выступы) (Горожанин, 2011).

Полученные данные показывают, что формирование песчаных пород – коллекторов пашийского и мендымского горизонтов – проходило в условиях мелководного шельфа, но в разных тектонических условиях. Пашийские песчаники формировались в конце живета на начальной стадии трансгрессивного цикла. В условиях постепенного погружения (затопления) происходило образование шельфовой карбонатной последовательности от мелководных условий к глубоководной впадине. Карбонатные осадки тиманского, саргаевского и доманикового горизонтов возникли в условиях постепенного увеличения глубоководности шельфа. Мендымские песчаники появились в результате резкой регрессии моря и поступления терригенной кластики с тектонических поднятий в зоны шельфовых впадин. Предполагается, что живет-франский (пашийско-доманиковый) цикл седиментации связан с общемировой трансгрессией, в то время как принос кластического материала в начале мендымского времени обусловлен активизацией тектонических поднятий и опусканий краевой части платформы во время заложения Камско-Кинельской системы прогибов (Горожанина и др., 2019).

Возрастными аналогами мендымско-орловских песчаных слоев на юго-восточной окраине Русской платформы являются песчаники и алевролиты нефтеносной колганской толщи, распространенной к северу от Оренбургского вала (Яхимович, 1998). Интервал их образования (по конодонтам и остракодам) – поздний фран (мендымский и аскынский горизонты) – ранний фамен (Ovnanatova, Kononova, 2008), условия образования – приливно-отливная зона (Никитин и др., 2014), распространение их локализовано на юго-западном склоне Восточно-Оренбургского сводового поднятия и также совпадает со временем формирования Камско-Кинельской системы прогибов (Горожанина и др., 2010б, 2019). Это показывает приуроченность локально распространенных терригенных осадков к тектоническим поднятиям, сопровождавшимся образованием системы прогибов на окраине платформы.

ВЫВОДЫ

По керну скв. 1 и 2 Рустамовским Аязовского месторождения проведено расчленение разреза нефтеносных горизонтов живет-франского интервала. Выделены пашийский горизонт (3 м), тиманский горизонт, разделенный на нижнетиманский (3) и верхнетиманский (6) подгоризонты, саргаевский (10), доманиковский (25–28) и мендымский (более 6 м) горизонты, образующие трансгрессивно-регрессивную последовательность. В пашийско-тиманских терригенных осадках выделены палинокомплексы зоны *S. optivus* – *S. krestovnikovii*. В известняках саргаевского и доманикового горизонтов выделены конодонтовые зоны *E. и L. falsiovalis*, *transitans*, *punctata-hassi*, *jamieae*. В мендымских отложениях определены конодонты зоны *E. rhenana*.

Формирование песчаных пород-коллекторов пашийского и мендымского горизонтов происходило в условиях мелководного шельфа. Смена мелководных фаций глубоководными известняками отмечается в верхней части саргаевского горизонта. Максимум трансгрессии наблюдается в середине доманикового горизонта. Мендымские песчаники формировались в результате резкой регрессии моря и поступления терригенной кластики с тектонических поднятий в зоны шельфовых впадин.

Таким образом, вскрытый скв. 1 и 2 Рустамовскими разрез живет-франских отложений показывает цикличность в смене терригенных и карбонатных обстановок осадконакопления, связанную с общемировыми трансгрессивно-регрессивными циклами и осложненную тектоническими событиями, обусловленными заложением Камско-Кинельской системы прогибов на платформе. Положение нефтяных залежей в под- и наддоманиковых песчаниках определено структурным фактором.

Полученные материалы могут быть использованы для корреляции разрезов франского яруса Волго-Уральской области. Комплексное литолого-биостратиграфическое исследование актуально и для решения важных стратиграфических проблем – обоснования биостратиграфических границ горизонтов.

Благодарности

Авторы признательны ЗАО “Ингеохолдинг” за предоставленный керновый материал. Выражаем также благодарность рецензентам за ценные замечания и рекомендации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Артюшкова О.В., Тельнова О.П., Мизенс Л.И., Мизенс А.Г. (2022) Первая находка *Skeletognathus norrisi* в ассоциации со спорами высших растений и брахиоподами в пограничных живетско-франских отложениях, вскрытых скважиной № 8 Царичанская (Восточно-Оренбургское сводовое поднятие, Русская платформа). *Литосфера*, 22(4), 432-447. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-4-432-447>

- Баймухаметов К.С., Гайнуллин К.Х., Сыртланов А.Ш., Тимашев Э.М. (1997) Геологическое строение и разработка Арланского нефтяного месторождения. Уфа: Башнефть, 368 с.
- Горожанин В.М. (2011) Структурно-тектонический контроль положения залежей углеводородов на северо-востоке Башкирии. *Геол. сборник № 9*. Уфа: Дизайн-ПолиграфСервис, 140-146.
- Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. (2017) Роль седиментационных и тектонических факторов в размещении залежей УВ на юго-востоке Русской. *Новые идеи в геологии нефти и газа – 2017*. Сб. науч. тр. по материалам Междунар. науч.-практ. конф. (Отв. ред. А.В. Ступакова). М.: Перо, 71-73.
- Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Артюшкова О.В., Заграновская Д.Е., Захарова О.А. (2019) Вторичное минералообразование в породах доманикового горизонта. *Экзолит-2019. Фациальный анализ в литологии: теория и практика: годовичное собрание (научные чтения), посвященное 110-летию со дня рождения Г.Ф. Крашенинникова*. Сб. науч. материалов. (Под ред. Ю.В. Ростовцевой). М.: МАКС Пресс, 38-40.
- Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Ефимов А.Г., Побережский С.М., Исакова Т.Н., Черных В.В., Пазухин В.Н. (2009) Депрессионные отложения ранней перми юга Предуральяского прогиба (по материалам глубокого бурения). *Верхний палеозой России: стратиграфия и фациальный анализ*. Мат-лы II Всерос. конф., посвящ. 175-летию со дня рождения Н.А. Голловкинського. Казань: Казанский ун-т, 176-178.
- Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Пазухин В.Н., Барыкин И.В., Шакуров Р.К. (2010а) Литофациальный состав отложений верхнего девона и нижнего-среднего карбона, вскрытых скважинами на Рустамовской площади (северо-восток Башкирии). *Геология и нефтегазоносность севера северных районов Урало-Поволжья*. Сб. науч. тр. к 100-летию со дня рождения П.А. Софроницкого. Пермь: Пермский ун-т, 35-37.
- Горожанина Е.Н., Побережский С.М., Горожанин В.М., Ефимов А.Г. (2010б) Тектоническая модель седиментации верхнедевонской колганской толщи западной части Оренбургского вала (по данным бурения). *Актуальные вопросы литологии*. Мат-лы 8-го Урал. литол. совещ. Екатеринбург: ИИГ УрО РАН, 82-84.
- Горожанина Е.Н., Пазухин В.Н., Горожанин В.М., Кочетова Н.Н., Чибрикова Е.В. (2011) Стратиграфия и литофации девона юго-запада Оренбуржья (по данным бурения). *Геол. сборник № 9*. Уфа: Дизайн-Полиграф-Сервис, 44-53.
- Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Заграновская Д.Е., Захарова О.А. (2019) О строении Камско-Кинельской системы прогибов. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (3), 9-20.
- Егорова Н.П., Халимов Э.М., Озолин Б.В. и др. (1975) Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа Волго-Уральской области. В 8 т. Т. IV. Башкирская АССР. М.: Недра, 240 с.
- Здобнова Е.Н., Остроухов С.Б., Рагозина А.Л. (2007) Значение планктонных микроводорослей рода *Tasmanitaseae* при определении степени зрелости органического вещества. *Мат-лы III сессии Палеонтол. о-ва при РАН*. СПб.: ВСЕГЕИ, 57-59.
- Иванушкин А.Г., Богоявленская О.В., Зенкова Г.Г., Брей-

- вель И.А., Курик Э.Ю. (2009) Девонские отложения западного склона Южного Урала. *Литосфера*, (1), 3-22.
- Лозин Е.В. (2015) Геология и нефтеносность Башкортостана. Уфа: БашНИПИнефть, 704 с.
- Масагутов Р.Х. (1988) Палеогеографические условия осадконакопления средне- и верхнефранских отложений Башкирского палеосвода в связи с их нефтегазонасностью. *Тектоника и нефтегазонасность*. Сб. ст. (Отв. ред. Ю.В. Казанцев). Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 60-65.
- Мкртчян О.М. (1980) Закономерности размещения структурных форм на востоке Русской плиты. М.: Наука, 135 с.
- Морозов В.П., Кольчугин А.Н., Королев Э.А., Плотнокова И.Н., Пронин Н.В. (2014) Литолого-фациальный анализ доманикитов Волго-Уральского региона. *Виртуальные и реальные литологические модели*. Мат-лы 10-го Урал. литол. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 134-136.
- Никитин Ю.И., Рихтер О.В., Вилесов А.П., Махмудова Р.Х. (2014) Структура и условия формирования колганской толщи на юге Оренбургской области. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. 9(2), 1-12.
- Пазухин В.Н., Масагутов Р.Х., Федорченко В.А., Крылова Е.А. (2006) Обоснование возраста верхнедевонских отложений востока Благовещенской впадины. *Мат-лы VI Межрегион. геол. конф.* Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 54-57.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. (2002) Вып. 33. СПб.: ВСЕГЕИ, 29-34.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. (2008) (Отв. ред. А.И. Жамойда, О.В. Петров). Вып. 38. СПб.: ВСЕГЕИ, 131 с.
- Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы с региональными стратиграфическими схемами. Девонская система. (1990) (Ред. М.А. Ржонсницкая, В.Ф. Куликова). Л.: ВСЕГЕИ, 58 с.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). (1993) Екатеринбург: УрО РАН, 151 с.
- Сюндюков А.З. (1975) Литология, фации и нефтегазонасность карбонатных отложений Западной Башкирии. М.: Наука, 174 с.
- Тяжева А.П., Микрюков М.Ф., Рождественская А.А. (1961) Девонские отложения Башкирии. Стратиграфия. Ч. I. М.: АН СССР, 251 с.
- Унифицированная субрегиональная стратиграфическая схема верхнедевонских отложений Волго-Уральского субрегиона. Объяснительная записка (2018). (Ред. Н.К. Фортунатова). М.: ВНИГНИ, 63 с.
- Фортунатова Н.К., Зайцева Е.Л., Кононова Л.И., Баранова А.В., Бушуева М.А., Михеева А.И., Афанасьева М.С., Обуховская Т.Г. (2018) Литолого-фациальная и биостратиграфическая характеристика верхнедевонских отложений опорной скважины 1 Мелекесская (Мелекесская впадина, Волго-Уральская область). *Бюлл. МОИП*, 93(5-6), 3-49.
- Юлбарисов И.М., Юлбарисов Э.М., Барыкин М.В. (2010) В орловском горизонте Бымско-Кунгурской впадины открыта "рукавообразная" залежь. *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*. Мат-лы VIII Межрегион. науч.-практ. конф. Республики Башкортостан. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 179-182.
- Яхимович Г.Д. (1998) Колганский нефтегазоносный бассейн и роль тектоники в его формировании. *Геология и разработка нефтяных и газовых месторождений Оренбургской области*. (Ред. Н.Ф. Козлов, А.С. Пантелеев). Оренбург: Оренбургское кн. изд-во, 72-76.
- Dunham R.J. (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Classification of Carbonate Rocks*. (Ed. by W.E. Ham). V. 1. Tulsa: AAPG Memoir, 108-121.
- Flügel E. (2010) Microfacies of carbonate rocks. Berlin: Springer-Verlag, 984 p.
- Ovnatanova N., Kononova L. (2008) Frasnian conodonts from the Eastern Russian platform. *Paleontol. J.*, 42(10), 997-1166. <https://doi.org/10.1134/S0031030108100018>
- Sandberg C.A., Ziegler W., Morrow J.R. (2000) Late Devonian events and mass extinctions. *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*. Houston: Luna and Planetary Institute, 188-190.
- Sandberg C.A., Ziegler W., Dreesen R., Butler J.L. (1988) Late Frasnian mass extinctions: conodont event stratigraphy, global changes, and possible causes. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 102, 263-307.

REFERENCES

- Artyushkova O.V., Tel'nova O.P., Mizens L.I., Mizens A.G. (2022) The first finding of *Skeletognathus norrisi* in association with higher plant spores and brachiopods in the Givetian-Frasnian boundary deposits drilled by borehole No. 8 Tsarichanskaya (East Orenburg uplift, Russian Platform). *Lithosphere (Russia)*, 22(4), 432-447. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-4-432-447>
- Baymukhametov K.S., Gainullin K.Kh., Syrtlanov A.Sh., Timashev E.M. (1997) Geological structure and development of the Arlan oil field. Ufa, Bashneft' Publ., 368 p.
- Decision of the Interdepartmental Regional Stratigraphic Meeting on the Middle and Upper Paleozoic of the Russian Platform with regional stratigraphic schemes. Devonian system. (1990) (Ed. by M.A. Rzhonsnitskaya, V.F. Kulikova). Leningrad, VSEGEI, 58 p. (In Russ.)
- Dunham R.J. (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Classification of Carbonate Rocks*. (Ed. by W.E. Ham). V. 1. Tulsa, AAPG Memoir, 108-121.
- Flügel E. (2010) Microfacies of carbonate rocks. Berlin, Springer-Verlag, 984 p.
- Fortunatova N.K., Zaitseva E.L., Kononova L.I., Baranova A.V., Bushueva M.A., Mikheeva A.I., Afanasyeva M.S., Obukhovskaya T.G. (2018) Lithological-facies and biostratigraphic characteristics of the Upper Devonian sediments of the reference well 1 Melekesskaya (Melekesskaya depression, Volga-Ural region). *Bull. MOIP*, 93(5-6), 3-49. (In Russ.)
- Gorozhanin V.M. (2011) Structural and tectonic control of the position of hydrocarbon deposits in the north-east of Bashkiria. *Geologicheskii Sbornik No. 9*. Ufa, Dizain-PoligrafServis Publ., 140-146. (In Russ.)
- Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N. (2017) The role of sedimentation and tectonic factors in the placement of hydrocarbon deposits in the south-east of the Russian. *New ideas*

- in the geology of oil and gas – 2017*. Collection of scientific papers based on the materials of the conference. (Ed. by A.V. Stupakova). Moscow, Pero Publ., 71-73. (In Russ.)
- Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N., Artyushkova O.V., Zagranovskaya D.E., Zakharova O.A. (2019) Secondary mineral formation in rocks of the Domanic horizon. *Exo-lite-2019. Facial analysis in Lithology: Theory and Practice: annual meeting (scientific readings) dedicated to the 110th anniversary of the birth of G.F. Krashennnikov*. Collection of scientific materials. (Ed. by Yu.V. Rostovtseva). Moscow, MAX Press, 38-40. (In Russ.)
- Gorozhanina E.N., Gorozhanin V.M., Efimov A.G., Berezhsky S.M., Isakova T.N., Chernykh V.V., Pazukhin V.N. (2009) Depression deposits of the Early Permian of the south of the Pre-Ural trough (based on deep drilling materials). *Upper Paleozoic of Russia: stratigraphy and facies analysis*. Materials of the Second All-Russian Conference dedicated to the 175th anniversary of the birth of N.A. Golovkinsky. Kazan, Kazan University, 176-178. (In Russ.)
- Gorozhanina E.N., Gorozhanin V.M., Pazukhin V.N., Barykin I.V., Shakurov R.K. (2010a) Lithofacial composition of Upper Devonian and Lower-Middle Carboniferous sediments exposed by wells on Rustamovskaya Square (north-east of Bashkiria). *Geology and oil and gas potential of the north of the northern regions of the Ural-Volga region*. Collection of scientific papers to the 100th anniversary of the birth of P.A. Sofronitsky. Perm, Perm University, 35-37. (In Russ.)
- Gorozhanina E.N., Poberezhsky S.M., Gorozhanin V.M., Efimov A.G. (2010b) Tectonic model of sedimentation of the Upper Devonian Kolgan strata at the western part of the Orenburg Uplift (according to drilling data). *Topical issues of lithology*. Materials of the 8th Ural Lithological Meeting. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 82-84. (In Russ.)
- Gorozhanina E.N., Pazukhin V.N., Gorozhanin V.M., Kochetova N.N., Chibrikova E.V. (2011) Stratigraphy and lithofacies of the Devonian of the south-west of Orenburg region (according to drilling data). *Geologicheskii Sbornik No. 9*. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 44-53. (In Russ.)
- Gorozhanina E.N., Gorozhanin V.M., Zagranovskaya D.E., Zakharova O.A. (2019) On the structure of the Kamsko-Kinel system of deflections. *Izv. vuzov. Geologiya i Razvedka*, (3), 9-20. (In Russ.)
- Ivanushkin A.G., Bogoyavlenskaya O.V., Zenkova G.G., Breivel' I.A., Kurik E.Yu. (2009) Devonian deposits of the western slope of the Southern Urals. *Lithosphere (Russia)*, (1), 3-22. (In Russ.)
- Lozin E.V. (2015) Geology and oil-bearing of Bashkortostan. Ufa, BashNIPIneft' Publ., 704 p. (In Russ.)
- Masagutov R.H. (1988) Paleogeographic conditions of sedimentation of the Middle and Upper Frasnian deposits of the Bashkir paleo-uplift in connection with their oil and gas content. *Tectonics and oil and gas potential*. (Ed. by Yu.V. Kazantsev). Ufa, BNTs UrO AN SSSR, 60-65. (In Russ.)
- Mkrtchan O.M. (1980) Regularities in the position of structural forms in the east of the Russian Plate. Moscow, Nauka Publ., 135 p. (In Russ.)
- Morozov V.P., Kolchugin A.N., Korolev E.A., Plotnikova I.N., Pronin N.V. (2014) Lithological-facies analysis of Domanicites of the Volga-Ural region. *Virtual and real lithological models*. Materials of the 10th Ural Lithological Meeting. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 134-135. (In Russ.)
- Nikitin Yu.I., Rikhter O.V., Vilesov A.P., Makhmudova R.H. (2014) Structure and conditions of formation of the Kolgan strata in the south of the Orenburg region. *Neftegazovaya Geologiya. Teoriya i Praktika*, 9(2), 1-12. (In Russ.)
- Ovnatanova N., Kononova L. (2008) Frasnian conodonts from the Eastern Russian platform. *Paleontol. J.*, 42(10), 997-1166. <https://doi.org/10.1134/S0031030108100018>
- Pazukhin V.N., Masagutov R.H., Fedorchenko V.A., Krylova E.A. (2006) Substantiation of the age of the Upper Devonian deposits of the east of the Blagoveshchensk Depression. *Materials of the VI Interregional Geological Conference*. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 54-57. (In Russ.)
- Egorova N.P., Khalimov E.M., Ozolin B.V. et al. (1975) Regularities of placement and conditions of formation of oil and gas deposits in the Volga-Ural region. V. IV. Bashkir ASSR. Moscow, Nedra Publ., 240 p. (In Russ.)
- Resolutions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its Standing Commissions. (2002) V. 33. St.Petersburg, VSEGEI, 29-34. (In Russ.)
- Resolutions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its Standing Committees. (2008) V. 38. (Ed. by A.I. Zhamoida, O.V. Petrov). St.Petersburg, VSEGEI, 131 p. (In Russ.)
- Sandberg C.A., Ziegler W., Dreesen R., Butler J.L. (1988) Late Frasnian mass extinctions: conodont event stratigraphy, global changes, and possible causes. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 102, 263-307.
- Sandberg C.A., Ziegler W., Morrow J.R. (2000) Late Devonian events and mass extinctions. *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*. Houston, Luna and Planetary Institute, 188-190.
- Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic). (1993) Ekaterinburg, UrO RAN, 151 p. (In Russ.)
- Syundyukov A.Z. (1975) Lithology, facies and oil and gas content of carbonate deposits of Western Bashkiria. Moscow, Nauka Publ., 174 p. (In Russ.)
- Tyazheva A.P., Mikryukov M.F., Rozhdestvenskaya A.A. (1961) Devonian deposits of Bashkiria. Stratigraphy. Pt I. Moscow, USSR AN, 251 p. (In Russ.)
- Unified sub-regional stratigraphic scheme of Upper Devonian deposits of the Volga-Ural subregion: Explanatory Note. (2018) (Ed. by N.K. Fortunatova). Moscow, VNIGNI, 63 p. (In Russ.)
- Yakhimovich G.D. (1998) The Kolgan oil and gas basin and the role of tectonics in its formation. *Geology and development of oil and gas fields of the Orenburg region*. (Ed. by N.F. Kozlov, A.S. Panteleev). Orenburg, Orenburgskoe kn. izd-vo, 72-76. (In Russ.)
- Yulbarisov I.M., Yulbarisov E.M., Barykin M.V. (2010) A "sleeve-shaped" deposit was discovered in the Orel horizon of the Bym-Kungur depression. *Geology, minerals and problems of geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories: Materials of the VIII Interregional Scientific and Practical Conference of the Republic of Bashkortostan*. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 179-182. (In Russ.)
- Zdobnova E.N., Ostroukhov S.B., Ragozina A.L. (2007) The significance of planktonic microalgae of the genus *Tasmanitaceae* in determining the degree of maturity of organic matter *Materials of the LIII session of the Paleontological Society at the Russian Academy of Sciences*. St.Petersburg, VSEGEI, 57-59. (In Russ.)

О природе кратера Жаманшин (Северное Приаралье)

В. А. Быкадоров¹, Г. М. Горкин¹, М. П. Антипов¹, К. Е. Книжник²

¹Геологический институт РАН, 119017, г. Москва, пер. Пыжевский, 7, стр. 1, e-mail: vbykadorov@yandex.ru
²ТОО “Запрудгеология”, 030005, г. Актобе, ул. А. Иманова, 14а, Республика Казахстан, e-mail: knizhnik_k@mail.ru

Поступила в редакцию 06.04.2022 г., принята к печати 14.10.2022 г.

Объект исследования. Структура Жаманшин, расположенная в Северном Приаралье, представляет собой выходы докембрийских пород среди палеогеновых отложений. Эта структура более полувека известна в литературе как молодой метеоритный кратер. **Цель.** Рассмотреть всю имеющуюся геологическую и геофизическую информацию о строении и вещественном составе пород и объяснить особенности развития структуры Жаманшин во взаимосвязи с ее положением внутри позднепалеозойской сутурно-коллизийной зоны Восточно-Уральской складчатой системы. **Материалы и методы.** Проанализированы материалы геологических съемок различного масштаба, осуществлена интерпретация геофизических данных, космических снимков, данных о вещественном составе образцов горных пород и палеотектонических реконструкций. Кроме того, выполнен анализ опубликованной литературы о метеоритном происхождении структуры Жаманшин. **Результаты.** Основные особенности строения Жаманшина связаны не с импактным событием, а с аккреционно-субдукционными процессами в палеозое и сдвиго-надвиговыми движениями, особенно активными в плиоценовое время. Молодой возраст стекол (от 10 тыс. до 50 млн лет) из-за ненадежных методик остается недоказанным. Состав стекол позволяет относить их к палеозойским вулканическим породам, а некоторые образцы шлаков и стекол, возможно, имеют техногенное происхождение. **Выводы.** Практически все аргументы в пользу метеоритного происхождения структуры Жаманшин подвергнуты сомнению. Более реалистичным является вывод о ее формировании глубинными тектоническими и геологическими процессами. Структура Жаманшин представляет собой расчлененную округлую возвышенность с кольцом палеозойских пород по краям и котловиной в середине, что связано с эродированной каменноугольной кальдерой. После коллизии в середине карбона все Северное Приаралье до начала мела оставалось областью денудации, в результате чего накопились терригенные озерно-аллювиальные толщ мощностью до 300 м. В течение палеогена и миоцена эта возвышенность с останцами по круговому валу высотой в десятки метров была перекрыта морскими и континентальными осадками. В плиоцене район подвергся активным сдвиго-надвиговым движениям с формированием Тасаранской мегаантиклинали с Жаманшинским, Северо-Жаманшинским и Тасаранским поднятиями. Иргизско-Тобольский сдвиго-надвиг ограничил и поднял западное крыло структуры Жаманшин, а опоряющие разломы привели к формированию и проседанию округлой впадины вокруг палеозойской кальдеры в центре Жаманшина.

Ключевые слова: структура Жаманшин, геологическое строение, метеоритный кратер, Северное Приаралье, сутурно-коллизийная зона, разломы, сдвиги

Источник финансирования

Тема исследования соответствует государственному заданию ГИН РАН, подбор материалов для регионального сейсмостратиграфического анализа осуществлен в рамках гранта РФФИ 22-27-00827

On the nature of the Zhamanshin crater (Northern Cis-Aralian Region)

Vitalii A. Bykadorov¹, Georgii M. Gorkin¹, Mikhail P. Antipov¹, Konstantin E. Knizhnik²

¹Geological Institute RAS, 7/1 Pyzhevskii lane, Moscow 119017, Russia, e-mail: vbykadorov@yandex.ru
²Limited liability partnership “Zaprudgeologia”, 14a A. Imanova st., Aktobe 030005, Republic Kazakhstan, e-mail: knizhnik_k@mail.ru

Received 06.04.2022, accepted 14.10.2022

Research subject. The Zhamanshin structure is located in the northern Aral Sea region and represents the outcrops of pre-Mesozoic rocks among Paleogene deposits. This structure has been known in the literature as a young meteorite crater for more than half a century. **Aim.** To consider all available geological and geophysical information on the structure and material composition of rocks and explain the development features of the Zhamanshin structure in relation to its

Для цитирования: Быкадоров В.А., Горкин Г.М., Антипов М.П., Книжник К.Е. (2023) О природе кратера Жаманшин (Северное Приаралье). *Литосфера*, 23(1), 92-116. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-1-92-116>

For citation: Bykadorov V.A., Gorkin G.M., Antipov M.P., Knizhnik K.E. (2023) On the nature of the Zhamanshin crater (Northern Cis-Aralian Region). *Lithosphere (Russia)*, 23(1), 92-116. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-1-92-116>

position within the Late Paleozoic suture-collision zone of the Eastern-Uralian fold system. *Materials and methods.* The materials of geological surveys of various scales, as well as the interpretation of geophysical data, satellite images, data on the material composition of rock samples and paleotectonic reconstructions were analysed. In addition, the published literature on the meteorite origin of the Zhamanshin structure was analysed. *Results.* The main structural features of the Zhamanshin structure are rather associated with the accretion-subduction processes in the Paleozoic and strike-slip movements, especially active in the Pliocene, than with an impact event. The young age of glasses (from 10 thousand to 50 Ma) remains unproven due to unreliable methods used. The composition of the glasses allows them to be attributed to Paleozoic volcanic rocks, while some samples of slags and glasses may be of technogenic origin. *Conclusions.* Almost all arguments in favour of the meteorite origin of the Zhamanshin structure are questioned. A more realistic conclusion is that it has formed by deep tectonic and geological processes. The Zhamanshin structure is a dissected rounded upland with a ring of Paleozoic rocks along the edges and a hollow in the middle, which is associated with an eroded Carboniferous caldera. After the collision in the middle of the Carboniferous, the entire Northern Aral Sea remained an area of denudation until the beginning of the Cretaceous. After that, terrigenous lacustrine-alluvial strata up to 300 m thick had accumulated. During the Paleogene and Miocene, this upland with the remnants located along a circular rampart tens of meters high was covered by marine and continental sediments. In the Pliocene, the area was subjected to active strike-slip movements with the formation of the Tasaran mega-anticline with the Zhamanshin, North-Zhamanshin and Tasaran uplifts. The Irgiz-Tobolsk shear-thrust had limited and uplifted the western flank of the Zhamanshin structure, while feathering faults resulted in the formation and subsidence of a rounded depression around the Paleozoic caldera in the centre of Zhamanshin..

Keywords: Zhamanshin structure, geological structure, meteorite crater, Northern Cis-Aralian region, suture-collision zone, faults, strike-slips

Funding information

The study was carried out within the state assignment of the Geological Institute of the Russian Academy of Sciences; the collection of materials for regional seismostratigraphic analysis was supported by the Russian Science Foundation, grant No. 22-27-00827

ВВЕДЕНИЕ

Структура Жаманшин находится в Северном Приаралье, в 40 км к юго-западу от р. Иргиз и одноименного поселка (Казахстан) (рис. 1). В 1939 г. В.А. Вахрамеев и А.Л. Яншин (1941) установили здесь наличие разрозненных выходов нижнепалеозойских сланцев и карбоновых вулканитов уральского типа. К этим породам примыкают палеогеновые отложения. Выходы домезозойских пород они считали эрозионными домеловыми останцами, а их появление на современную поверхность связывали с молодой тектоникой. А.Л. Яншин установил также, что структура Жаманшин является одним из локальных выступов на крупной приразломной субмеридиональной Тасаранской антиклинали (Яншин, 1953).

В 1961 г. Г.А. Костик и Б.В. Пилия при проведении геологической съемки м-ба 1 : 50 000 обнаружили и изучили в урочище Жаманшин среди палеозойских пород необычные стекла и шлаки и отнесли их к молодым вулканическим образованиям (Костик, Пилия, 1973).

В 1969 г. появилась статья Л.Г. Кирюхина, П.В. Флоренского, Ю.С. Соболева (1969) “Загадка Жаманшина”. По залеганию этих пород на палео-

зойских и палеогеновых отложениях, по покраснению палеогеновых глин на контакте со шлаками авторы сделали предположение о их образовании из расплавов и молодом, послепалеогеновом, возрасте. При этом они обозначили три возможные причины образования расплавов: менее вероятные – вулканическая и человеческая (древние плавки железа) – и космогенная.

В последующие десятилетия в публикациях возобладала популярная метеоритная гипотеза происхождения структуры Жаманшин и сама структура стала именоваться как молодой метеоритный кратер. Наиболее последовательным сторонником метеоритной гипотезы является П.В. Флоренский (Флоренский, Дабижа, 1980; Флоренский, Диков, 1981). Эту гипотезу поддерживали и некоторые другие ученые (Вишневский, Пальчик, 1978; Бойко, 1983, 1989; Бойко, Гладкова, 1984; Изох и др., 1990, 1991; Глазовская, Масайтис, 1998; Горностаева и др., 2017, 2019). Причем в качестве основных аргументов для подтверждения метеоритной гипотезы они использовали преимущественно детальные исследования химического состава стекол и шлаков. Нами проанализированы основные публикации и отчеты по району Жаманшина, и с учетом многолетнего опыта из-

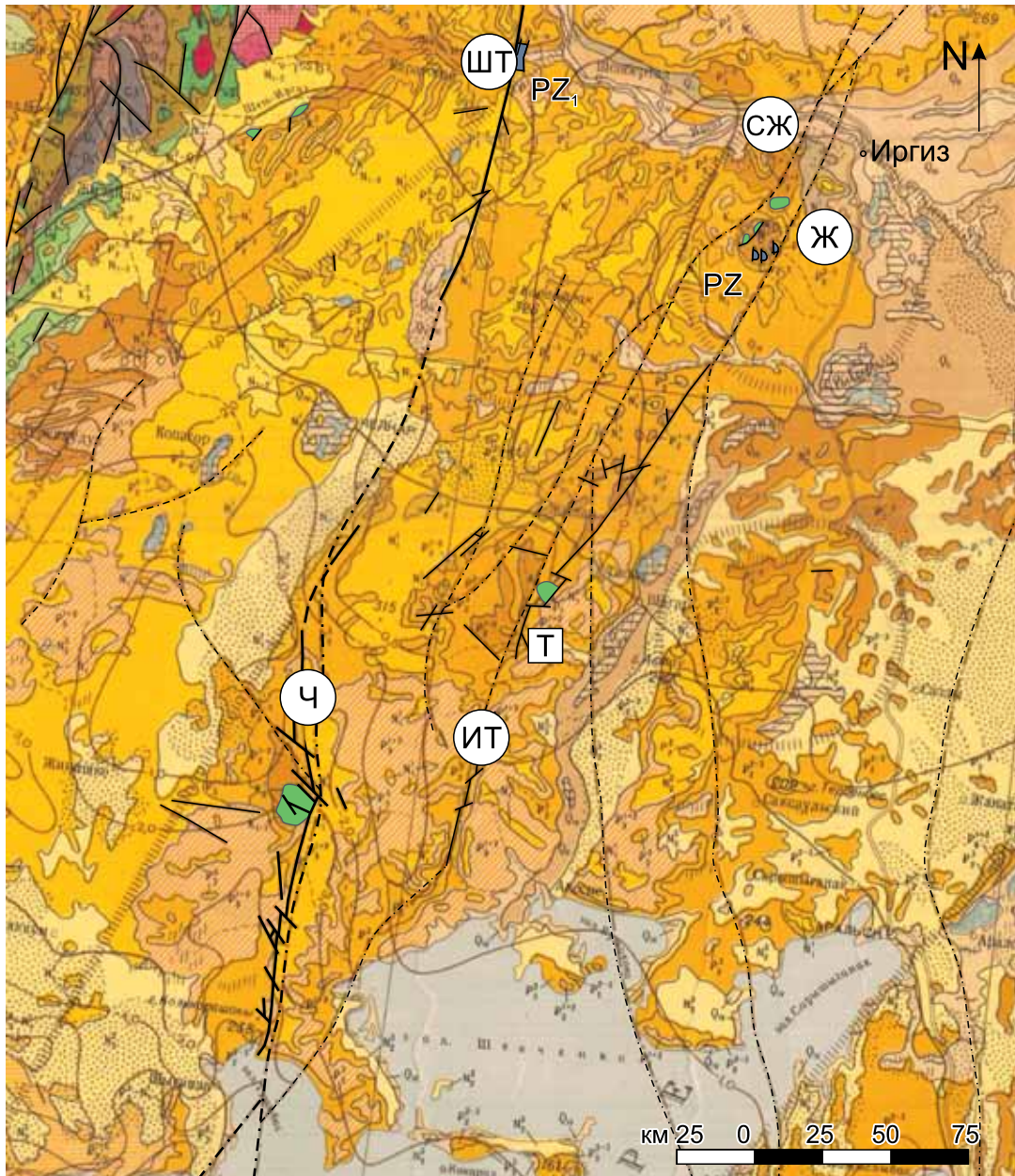


Рис. 1. Геологическая карта Северного Приаралья.

Антиклинали: Ж – Жаманшин, СЖ – Северный Жаманшин, ШТ – Шет-Иргиз, Т – Тасаран; разломы: ИТ – Иргизско-Тобольский, Ч – Челябинский.

Fig. 1. Geological map of the Northern Aral Sea.

Anticlines: Ж – Zhamanshin, СЖ – Northern Zhamanshin, ШТ – Shet-Irgiz, Т – Tasaran; Faults: ИТ – Irgizsko-Tobolsky, Ч – Chelyabinsk.

учения осадочных бассейнов мы пришли к иным выводам, близким первоначальным заключениям А.Л. Яншина. Надеемся, что наша статья вызовет дискуссию и это поможет избавиться, по крайней мере, от части необоснованных предположений о строении и происхождении структуры. Анализу региональных и локальных особенностей уро-

чища Жаманшин и смежных территорий сторонники кратерной гипотезы не уделили достаточно внимания, а это позволяет, на наш взгляд, ответить на многие вопросы, связанные с загадкой Жаманшина. Первый автор настоящей статьи в начале 1970-х гг. с алматинскими коллегами изучал проблему связей Урала, Тянь-Шаня и Централь-

ного Казахстана (Абдулин и др., 1976). После первых публикаций по Жаманшину посетил это урочище, собрал образцы шлаков и пришел к выводу, как и ряд других исследователей, что сама структура Жаманшин имеет тектоническую природу, а шлаки и стекла – это, вероятно, палеозойские вулканические продукты. Не исключалось также, что часть шлаков – это остатки плавки железа нашими предками. Шлаки Жаманшина внешне неотличимы от шлаков металлургических заводов, это отмечали и другие исследователи. Обнажения палеозойских пород нами связывались с ядром антиклинали. Однако в большинстве публикаций структура Жаманшин описывается как чуть ли не эталон молодых метеоритных кратеров. И интерес переполнен этими популярными представлениями. Но метеоритная гипотеза не может объяснить ряд важных наблюдений: а) отсутствие следов метеоритного вещества; б) расположение кратера на вершине крупного поднятия; в) возвращение выброшенных импактитов в 3–4 локальные точки только в кратере; г) незначительное количество импактитов и приуроченность их к вулканитам валериановской свиты; д) не хаотичное, а тектонически опрокинутое залегание слоев палеогена; е) отсутствие импактитов на границе мела и палеозоя; ж) раздробленность и перетертость палеозойских пород с глубиной до 1050 м не ослабевает; з) пород типа иргизитов и жаманшинитов в других метеоритных кратерах мира не встречено; и) нечеткая выраженность кратера в рельефе; к) малая достоверность определения времени падения метеорита.

К настоящему времени накоплен обширный материал, прежде всего сейсмический, по соседним нефтеперспективным территориям Южного Тургай и Аральского региона (Быкадоров и др., 2016), проведено геологическое доизучение (ГДП) района Жаманшина (Пронин, Бабанова, 1989); изучена геодинамическая история района (Атлас..., 2002; Vukadogov et al., 2003; Быкадоров и др., 2004). Результаты этих исследований недостаточно учитываются сторонниками кратерной гипотезы и часто не укладываются в их представления о возникновении структуры Жаманшин. Анализ всех материалов позволяет высказать достаточно обоснованное представление о земном, тектоническом происхождении структуры Жаманшин.

Основные особенности геологии региона

Северное Приаралье имеет сложную историю геологического развития. Здесь продолжают геодинамически разнородные домезозойские блоки земной коры Урала и Казахстана. В течение ордовика – раннего карбона их разделял Урало-Тяньшаньский океанический бассейн (Атлас..., 2002). Субдукция под Казахстанский микроконтинент,

особенно интенсивная в карбоне, привела к формированию активной окраинно-континентальной Валериановской вулканической дуги с мощным андезитобазальтовым вулканизмом. Коллизия этой дуги с уральской окраиной Восточно-Европейского континента (ВЕК) и орогенез произошли в середине карбона.

Структура Жаманшин находится точно в зоне сочленения этих блоков, т. е. в аккреционной (сутурной) зоне. Орогенез продолжался до конца перми и сопровождался осушением Северного Приаралья и Тургай и активными сдвиго-надвиговыми процессами. Палеозойские отложения в этой зоне интенсивно дислоцированы, прорваны интрузивными породами, часто метаморфизованы и интенсивно кливажированы. Достаточно интенсивные тектонические подвижки в этой зоне возобновлялись неоднократно вплоть до эоплейстоцена, что отразилось в современной структуре платформенного чехла (см. рис. 1, 2).

Преобладающим направлением структур в платформенном чехле является субмеридиональное, уральское, что унаследовано от палеозойских структур. Это впервые подчеркнул А.Л. Яншин (1953). Сдвиговые перемещения сопровождалось надвигами восточной вергентности.

По оси Аральского моря расположен узкий (10–12 км) меридиональный Арало-Кызылкумский вал, связанный с одноименным тектоническим швом (правым сдвигом) и заложены в перми, в стадию орогенеза (Быкадоров и др., 2016). Его амплитуда по кровле юры составляет 40–50 км. В пределах вала дислоцированы все отложения от перми до плиоцена с углами падения от 10 до 30°. Этот вал хорошо изучен современной сейсморазведкой, и мы приводим разрез в качестве иллюстрации молодых движений в Северном Приаралье и для района Жаманшина (рис. 3).

Арало-Кызылкумский разлом (сдвиг) уходит меридионально на север на соединение с Челябинским разломом, разделяющим Урало-Тобольский протерозойский блок и Иргизскую зону с основными вулканитами и сланцами силура. В 50–70 км восточнее установлен Тастыбулакский разлом, он проходит по оси Тасаранской антиклинали через район структуры Жаманшин и далее уходит на север, где он известен как Иргизско-Тобольский глубинный разлом с ультрабазитами, ограничивающий с запада Кустанайский синклиний, точнее ее Денисовскую зону (Абдулин, Цирельсон, Быкадоров, 1976; Кисилев, 1971). Последняя, с геодинамической позиции, является Восточно-Уральской сутурно-аккреционной зоной, примыкающей с запада к Валериановской окраинно-континентальной вулканической дуге, активной в визейско-серпуховское время. Вдоль этих разломов в течение длительного времени, с пермского до конца кайнозойского, периодически

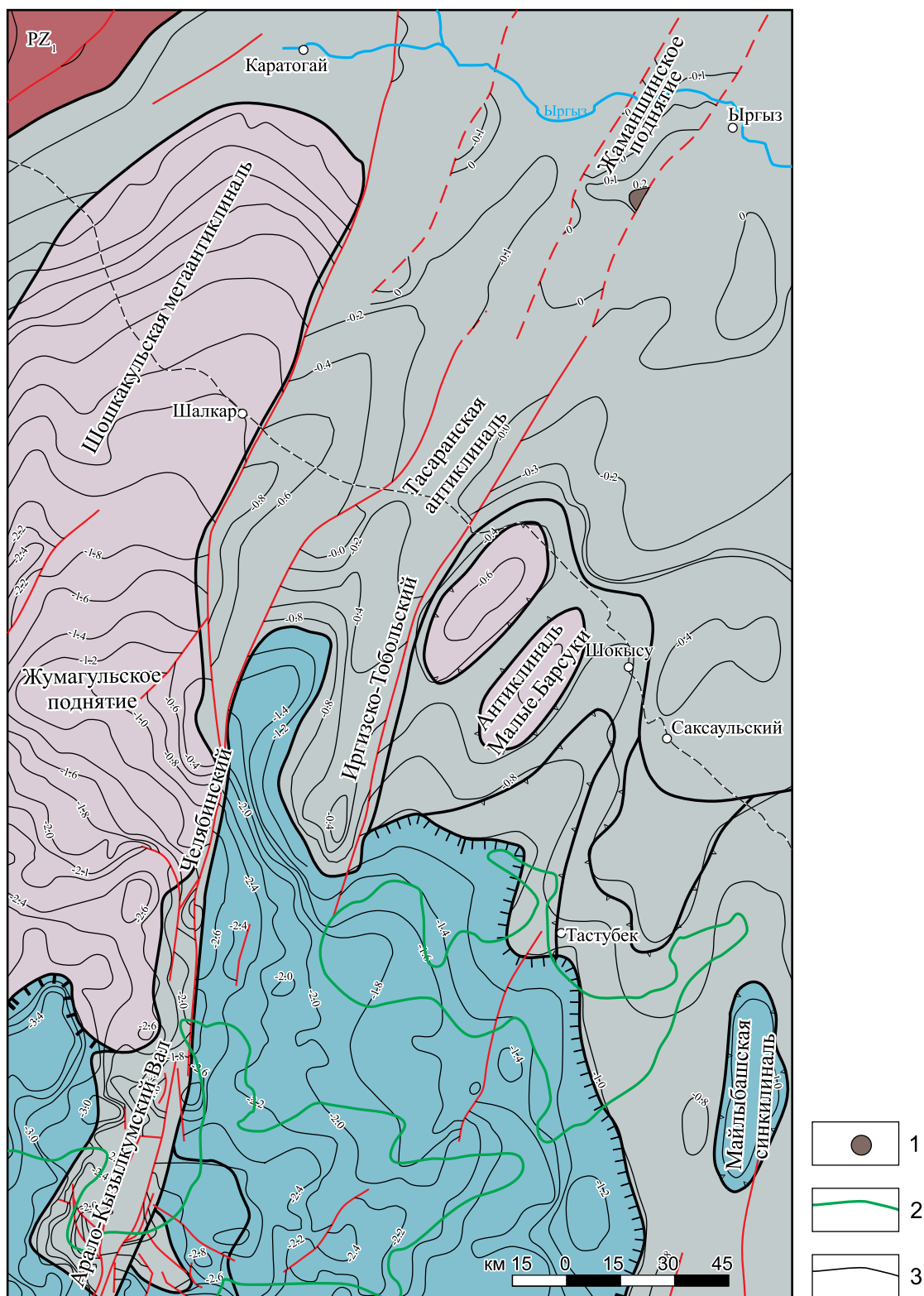


Рис. 2. Структурная карта подошвы осадочного чехла Северного Приаралья.

1 – структура Жаманшин, 2 – контуры остатков Аральского моря, 3 – изогипсы подошвы мезозоя.

Fig. 2. Structural map of the bottom of the sedimentary cover of the Northern Aral Sea.

1 – Zhamanshin structure, 2 – contours of the remains of the Aral Sea, 3 – isohypses of the base of the Mesozoic.

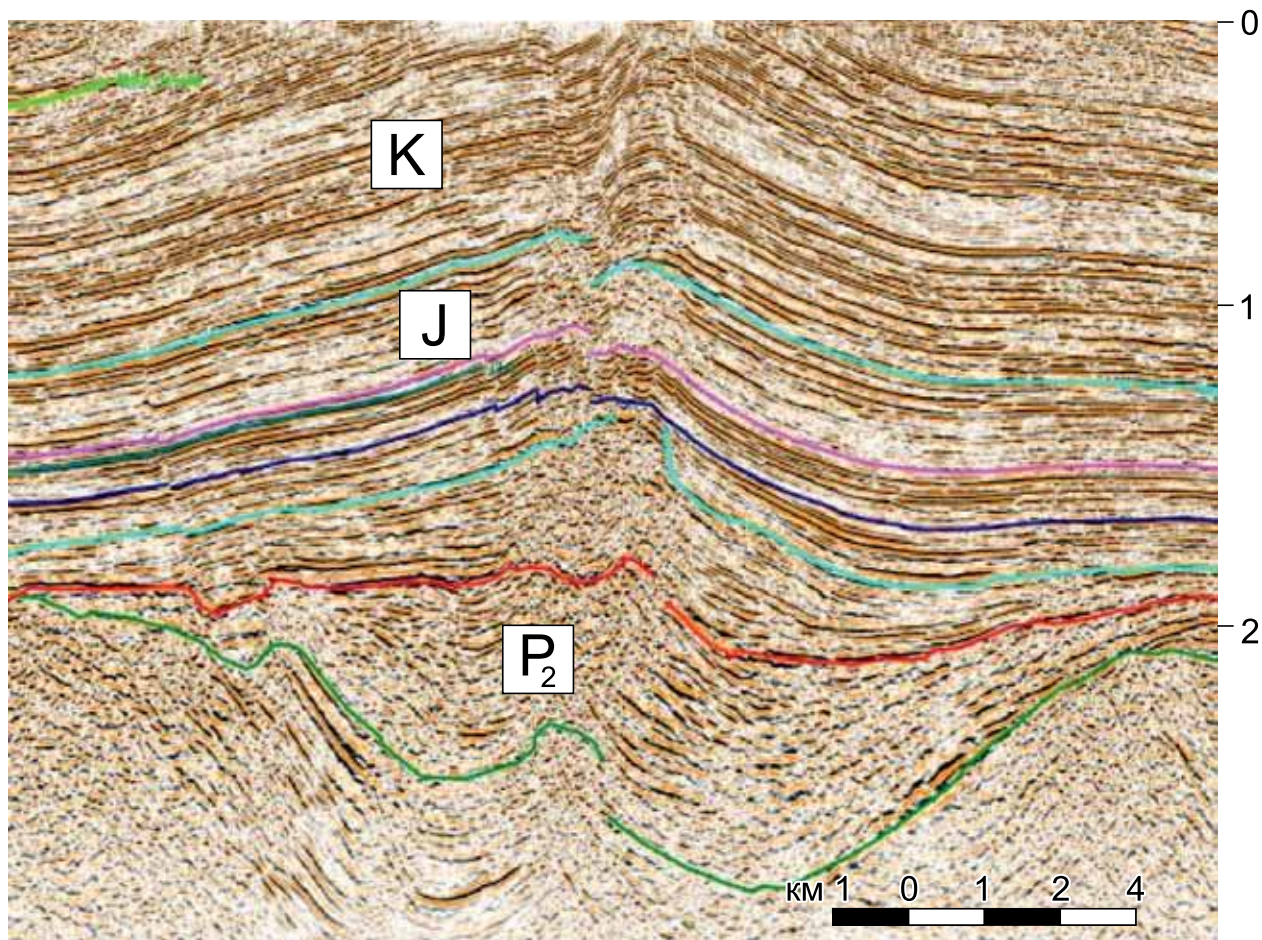


Рис. 3. Широтный сейсмический разрез через о-в Возрождения в Аральском море (0–3 с). Иллюстрация плиоценового сдвига, по (Быкадоров и др., 2016).

Fig. 3. Latitudinal seismic section through about Revival in the Aral Sea (0–3 s). Pliocene shift illustration by (Bykadorov et al., 2016).

возобновлялись активные тектонические движения сдвиго-надвигового характера. Особенно активно разломы проявились в перми – ранней юре. При этом район Жаманшина оставался до конца турона эродируемой возвышенностью (Пронин и др., 1989; Атлас..., 2002). Новый этап тектонической активизации приходится на неоген, когда Индостанская плита активно надвигалась на Евразию с формированием горных систем Памира и Тянь-Шаня. Последние привели в движение на северо-запад Сырдарьинско-Восточно-Аральский блок, с чем связаны разломы и дислокации осадочного чехла Северного Приаралья и рост гор Мугоджар. Эта активизированная в плиоцене территория отвечает уральской складчатой системе между Главным Уральским (ГУР) и Иргизско-Тобольским разломами, маркирующими офиолитовые сuture. В результате в сводах ряда приразломных структур на поверхность выведены отложения мела и даже палеозоя (см. рис. 1). Места-

ми установлены надвиги в чехле. С интенсивными тектоническими движениями в плиоцене связано формирование Тасаранской мегаантиклинали и расположенной на ней структуры Жаманшин. Тасаранская мегаантиклиналь установлена А.Л. Яншиным (1953). Ее строение позднее было уточнено при проведении геологических съемок. Она простирается на северо-восток на 150 км от Аральского моря до р. Иргиз и рассечена продольным крутым Тастыбулакским взбросом восточной вергентности. В северной части надвинутого и поднятого крыла мегаантиклинали находится крупный Даутбайский (Пронин и др., 1989), или Жаманшинский, вал с выходами палеозойских и меловых отложений на структуре Жаманшин и меловых на Северо-Жаманшинском поднятии. Обе эти структуры имеют протяженность около 20 км и характеризуются интенсивной тектонической раздробленностью и складчатостью мел-палеогеновых отложений (рис. 4).

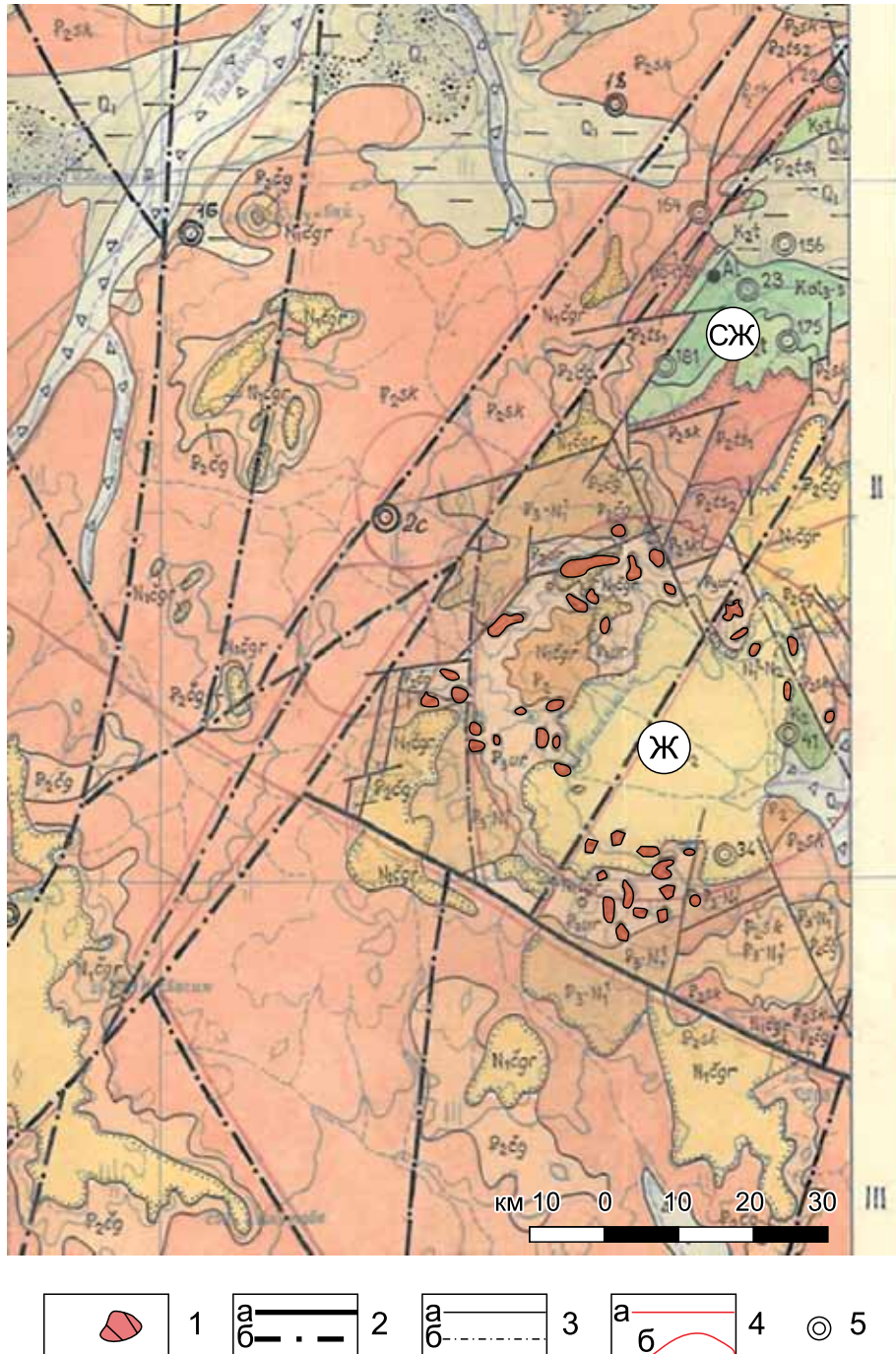


Рис. 4. Геологическая карта урочища Жаманшин (Пронин, Бабанова, 1989).

1 – породы палеозойского возраста; 2 – долгоживущие разломы: а – на поверхности, б – скрытые под молодыми образованиями; 3 – разломы неустановленной морфологии: а – на поверхности, б – под молодыми отложениями; 4 – элементы, выделенные по данным космических и высотных фотосъемок: а – линейменты, б – кольцевые структуры; 5 – буровые скважины и их номера. Ж – Жаманшин, СЖ – Северный Жаманшин.

Fig. 4. Geological map of the Zhamanshin tract (Pronin, Babanova, 1989).

1 – rocks of Paleozoic age; 2 – long-lived faults: а – on the surface, б – hidden under young formations; 3 – faults of unknown morphology: а – on the surface, б – under young deposits; 4 – elements identified according to the data of space and high-altitude photography: а – lineaments, б – ring structures; 5 – boreholes and their numbers. Zh – Zhamanshin, SZh – Northern Zhamanshin.

К югу от железной дороги на Тасаранской антиклинали А.Л. Яншин описал еще одно локальное горстовидное поднятие – Тасаранское – с выходами на поверхность меловых отложений с углами падения до 20°. Оно также расположено на поднятом западном блоке и обрезано не только с востока, но и с запада разломами.

В северном Приаралье по геофизическим полям (Абдулин и др., 1976) и скважинам прослежены продолжения уральских складчатых структур. Западнее Тастыбулакского разлома в пределах Тасаранской антиклинали южнее железной дороги по скважинам (Кириухин, 1971) под меловыми отложениями на глубинах 130–190 м вскрыты брекчированные нижнепалеозойские черные углистые кварцево-сланцевые и серицитовые сланцы с кварцевыми и альбитовыми жилами с прослоями зеленовато-серых кислых туфов и брекчий. Здесь же, в скважинах, обнаружены диабазовые порфириты и гранодиориты. Южнее, на северном берегу Аральского моря, в скв. 2907 Акеспе (Быкадоров и др., 2016) пройдены рассланцованные черные углеродистые милонитизированные аргиллиты и алевролиты с интенсивной гидротермальной проработкой, обусловившей высокие содержания меди, серебра и других металлов. Возраст аналогичных черносланцевых пород в Денисовском сегменте Южного Урала раннепалеозойский (силурийский). Такие брекчированные породы установлены и в скважинах Жаманшина.

Восточнее Тастыбутакского разлома от Аральского моря до Жаманшина многими скважинами наряду со сланцами нижнего палеозоя вскрыты верхневизейско-серпуховские темно-серые известняки с фораминиферами, андезитобазальтовые и андезитовые порфириты, туфы и туфобрекчии среднего состава, они прорваны характерным для Валериановского синклиория ранне- и среднекаменноугольным интрузивным комплексом – габбро-диоритами и кварцевыми диоритами, гранодиоритами, сиенитоидиоритами и гранитами (Кириухин, 1971 и др., Абдулин и др., 1976).

Южнее Жаманшина в Приаралье, в пределах валерьяновской зоны на сейсмических разрезах в палеозое прослежена поверхность срыва (детachment) восточной вергентности (Быкадоров и др., 2016). Отложения выше зоны срыва представлены черными милонитизированными и гидротермально проработанными породами нижнего палеозоя, вскрытыми вблизи приведенного разреза в упомянутой скв. 2907. Такой рисунок сейсмической записи характерен для уральских сложнодислоцированных, метаморфических пород, прошедших коллизионную стадию развития. Изложенные особенности геологического строения и геодинамического развития района позволяют говорить о тектонической природе структуры Жаманшин.

Особенности геологического строения структуры Жаманшин

Гипотеза метеоритной природы структуры Жаманшин не объясняет многие аспекты ее геологии. Для подтверждения метеоритной гипотезы происхождения структуры Жаманшин в 1960–1980 гг. проведены значительные объемы геологических и геофизических исследований, в том числе проходка глубоких (до 1050 м) скважин и геологическое доизучение. Однако эти материалы, особенно конца 1980-х гг., в публикациях изложены схематично и интерпретируются (иногда с оговорками) с позиций кратерной гипотезы. Рассмотрим более подробно важные для выяснения природы структуры Жаманшин особенности ее геологического строения.

1. По П.В. Флоренскому (Флоренский, Дабиджа, 1980; Флоренский, Диков, 1981), метеорит образовал кратер диаметром 5–6 км и глубиной до 700 м. Выброшенный из кратера мел-кайнозойский и палеозойский материал создал вокруг кратера насыпной вал из перемешанных пород с залеганием палеозойских блоков на палеогеновых перемятых глинах. Часть выброшенного материала, по П.В. Флоренскому, сползла с вала и заполнила кратер в виде аллогенной брекчии. В ней, в основном в ее подошве, предполагалось наличие значительных масс расплавов (жаманшинитов). Часть материала кратера испарилась и после конденсации в виде стекол причудливой формы и малых размеров (иргизитов) также легла точно в кратер в его юго-восточную часть. Метеорит прилетел с юго-востока, этим П.В. Флоренский объяснял отсутствие вала на юго-западе кратера.

2. По П.В. Флоренскому (Флоренский, Дабиджа, 1980) и Я.И. Бойко (1989), кратер имеет правильную округлую форму диаметром 5–6 км, что, по их мнению, подтверждается геофизическими и геоморфологическими материалами. Это не согласуется с их представлениями об отсутствии насыпного вала из-за прилета метеорита с юго-востока. При круглой форме кратера падение должно быть близким к вертикальному. Рельеф урочища Жаманшин мало похож на кратер. Он представляет собой типичный мелкосопочник (рис. 5), расчлененный многочисленными промоинами и руслами временных водотоков. На космоснимке и рельефной карте кратер расплывчат. Между сопками выделяется лощина, понижающаяся и расширяющаяся к востоку с отметками от 240 до 160 м. Это лощина размером около 5 км с запада ограничена серией разрозненных сопкок размером по основанию до 500 м с отметками от 240 до 280 м и одной отметкой 307 м (рис. 6). Сопки местами сгруппированы в отдельные гряды высотой 15–20 м. Эти гряды Флоренский рассматривает как эродированные части насыпного вала. Сплошного вала вокруг кратера



Рис. 5. Урочище Жаманшин.

“Кратер” выделяется в понижении между холмами “насыпного” вала, но на востоке холмов нет.

Fig. 5. The tract Zhamanshin.

The “crater” stands out in the depression between the hills of the “bulk” rampart, but there are no hills in the east.

ра нет, он отсутствует на востоке и северо-западе. В самом кратере тоже есть небольшие сопки высотой первые десятки метров. Пласты мела и палеогена на сопках круто падают в стороны от центра структуры.

К сопкам приурочены обнажения палеозоя. Обломки домеловых пород образуют россыпи на склонах сопок, а на вершинах сопок встречаются выходы сланцев или порфиринов (рис. 7, 8). Уже по этим фотографиям трудно объяснить особенности залегания палеозойских пород воздействием метеорита. Выходы их достаточно крупные, местами они обнажены вместе с корой выветривания (см. рис. 7) и не несут следов оплавления. Сланцы мягкие в мелкие пloyчатые сильно сдавленные складки с северо-восточным простиранием (10–20°) (Яншин, 1953; Костик, Пилия, 1973). Такой характер рельефа и обнажений древних пород позволяет рассматривать отдельные сопки урочища Жаманшин не как остатки пресловутого насыпного вала метеоритного кратера, а как эрозионные останцы палеогена, армированные штоками палеозойских пород. Один из таких отпрепарированных и разрушающихся штоков показан на рис. 8.

3. По периферии Жаманшина дешифрировано около 50 мелких кольцевых структур (воронок) диаметром 50–300 м и глубиной до 3 м. По П.В. Флоренскому (Флоренский, Дабижа, 1980) и Я.И. Бойко (1983), они, предположительно, образованы обломками метеорита или выброшенными обломками пород. Но проверка шурфами показала, что они

выполнены только континентальными олигоценовым песками. Вероятнее всего, это дефляционные воронки.

4. На Жаманшине в самом “кратере” и в периферийных воронках, несмотря на активные поиски с металлоискателем, не найдено ни обломков метеорита, ни каких-либо следов от него. Отсутствие метеоритного вещества должно было привести сторонников кратерной гипотезы к предположению о взрыве метеорита в воздухе (по аналогии с тунгусским). Но они считают, что метеорит столкнулся с Землей, создал температуру до 5000°C и расплавился вместе с мишенью, частично испарился и образовал шлаки и стекла. Основное количество расплава предполагалось под рыхлыми породами палеогена. Глубокие скважины это предположение не подтвердили.

5. Осадочный чехол структуры Жаманшин – это не хаотическая мешанина пород после их выброса от метеоритного удара, а дислоцированные породы в результате взбросово-сдвиговых движений в конце миоцена – начале плиоцена. Для подтверждения этого приводим описание осадочного разреза предполагаемого кратера по скважинам (рис. 9) (Бойко, Гладкова, 1984; Зайцев и др., 1990). Необходимо отметить, что в самом кратере меловые отложения отсутствуют. По краям “кратера” появляются маломощные отложения маастрихта, а при удалении разрез мела наращивается до альба при мощности до 150–200 м (Пронин и др., 1989). Структура Жаманшин сверху перекрыта пологим чехлом

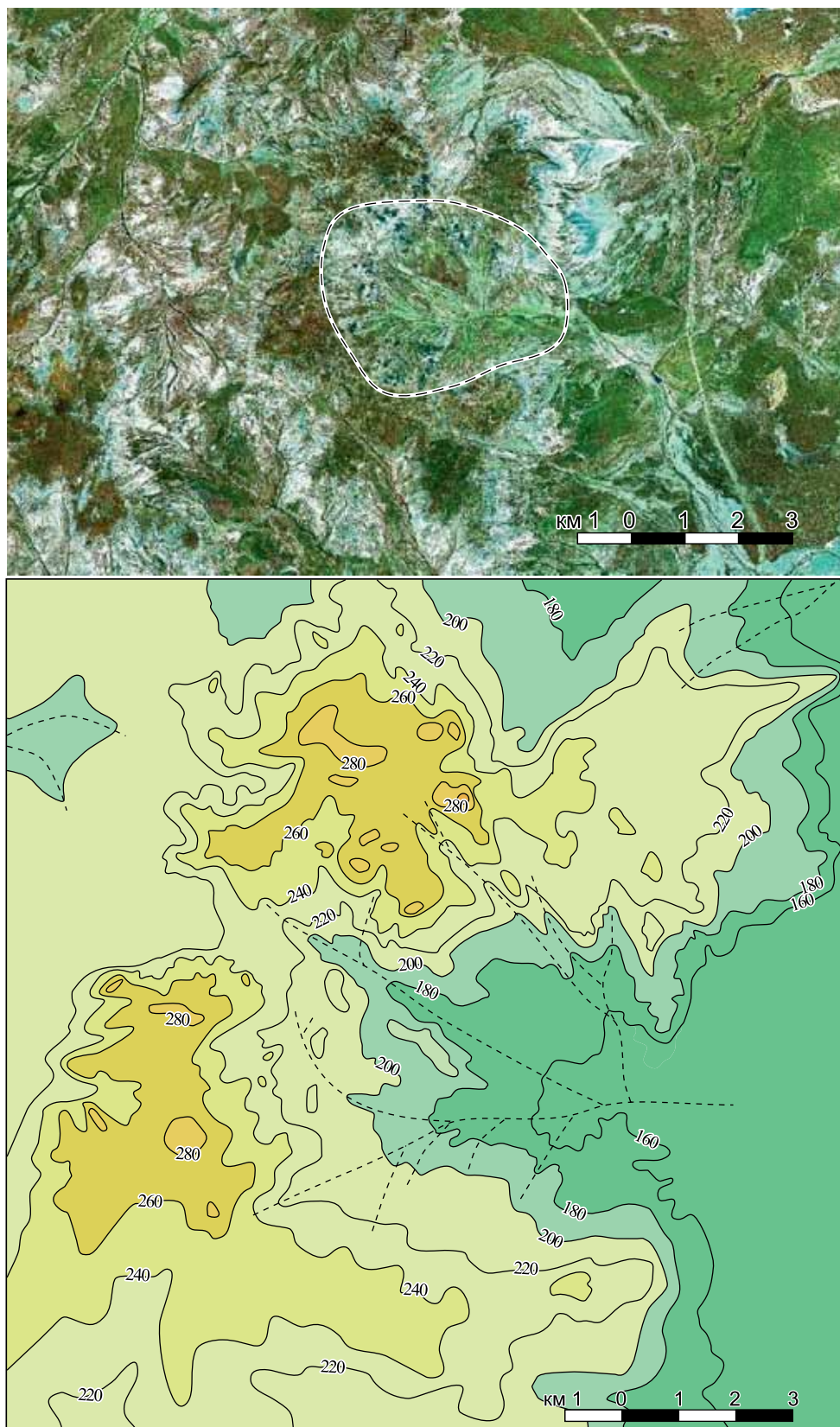


Рис. 6. Космический снимок и схема рельефа “кратера” Жаманшин.

Fig. 6. Space image and relief scheme of the “crater” Zhamanshin.



Рис. 7. Обнажения в “кратере” Жаманшин палеозойских вулканитов, выведенных (а не выброшенных) на поверхность вместе с меловой бокситоносной корой выветривания.

Fig. 7. Outcrops in the “crater” Zhamanshin of Paleozoic volcanic rocks, which are brought (rather than ejected) to the surface along with the Cretaceous bauxite-bearing weathering crust.

плиоцен-четвертичных суглинков и глин мощностью до 75 м. Под ними залегают дислоцированные палеогеновые глины, в их подошве имеются линзы и обломки подстилающих палеозойских пород. Следует подчеркнуть, что во всех приводимых выше и ниже скважинах датирующие палеонтологические остатки изучены детально через 5 м.

В глубокой скв. 102, пробуренной в центре структуры, до глубины 25 м залегают плиоценовые серые, горизонтально-слоистые глины. Палеогеновые серые глины в интервале 25–91 м дислоцированы и содержат до глубины 72 м остатки фораминифер среднего эоцена, а ниже – палинологические комплексы верхнего эоцена. В подошве глины содержат угловатые выветрелые вишнево-серые обломки туфопесчаников, андезитов и их туфов, кварцитов и углистых сланцев, мелкие фрагменты полиминеральных стекол. В интервале 91–220 м пройдена каолининовая пестроцветная кора выветривания по вулканитам нижнего карбона. В коре установлено пять линз в десятки сантиметров перетертой черной углисто-глинистой породы с обломками размером 3–4 см андезитов и туфогенных пород. Тепловой переработке глины не были подвержены.

В глубокой скв. 101, пробуренной в западной части “кратера”, до глубины 75 м залегают глины пестрые, горизонтально-слоистые с обломками и окатышами размером до 3–4 см палеозойских эффузивов, графитистых сланцев, с переотложенными остатками фораминифер эоцена. Возраст этой толщи оценивается как четвертичный или плиоценовый (Пронин и др., 1989). Ниже, до глубины 290 м, установлен глинистый разрез деформированного палеогена. Глины светло-серые, иногда розовато-серые, пятнистые, брекчиевидные, с зеркалами скольжения. В отдельных интервалах глины содержат выветрелые остроугольные обломки палеозойских пород размером 5–10 мм, обломки черных стекол размером 1 мм. На контакте с палеозоем глины рассланцованы под углом 6° к оси кернa. На глубине 84–140 м в трех образцах установлены остатки фораминифер тасаранской свиты среднего эоцена, а ниже (180–285 м) в шести интервалах определены фораминиферы и палинокомплексы саксаульской и чеганской свит верхнего эоцена, т.е, как и в скв. 102, подсечена опрокинутая складка или надвиг. Меловых отложений в скважине не установлено.

Для полноты картины о заполнении упомянутого “кратера” приводим материалы по обнажени-



Рис. 8. Обнажение кварцитосланцев на западной сопке.

Fig. 8. Quartzite-schist outcrop on the western hill.

ям и 10 более мелким скважинам с палеонтологическим подтверждением (см. рис. 9) (Бойко, Гладкова, 1984; Зайцев и др., 1990). Скважины 1–10 пробурены при детальном геологическом съемках структуры Жаманшин.

Опрокинутое залегание слоев на северо-западе структуры Жаманшин на выходах мела подтверждается скважиной 1. Сверху (8 м) лежит пачка зеленовато-серых глин и песчаников с фауной маастрихта. Ниже, до глубины 64 м, вскрыты дислоцированные серые глины с фораминиферами тасаранской свиты (средний эоцен). Подстилают их песчаники с желваками фосфоритов (предположительно, маастрихт) и пепельно-серые глины (11 м) со спорово-пыльцевыми комплексами верхнего мела. В инт. 74–85 м вскрыта кора выветривания, а на забое (85–102 м) – трещиноватые сланцы нижнего палеозоя. Стекол, шлаков, следов оплавления не отмечено.

Скважины 4, 5, 9 расположены за внешней кромкой “кратера”, и в них вскрыт ненарушенный разрез мела и палеогена. Обращает на себя внимание резко сокращенный разрез мела: сеноманские пески и глины – 5–8 м, глины турона – 10 м, песчаники и мергели маастрихта – 1–5 м, а глины палеогена и эоцена – 100 м. Отложения сеномана и ту-

рона накапливались в континентальных условиях, маастрихта–палеогена – в морских. Залегают меловые породы на трещиноватых выветрелых толщах палеозоя. Скважины 3 и 8 расположены в зоне насыпного вала, но в них вскрыт нормальный разрез. Тасаранские глины на глубинах соответственно 89 и 63 м залегают на маломощной пачке (до 10 м) маастрихта с фораминиферами. Ниже вскрыто 5 м черных глин турона и 5 м песков и глин сеномана, возраст подтвержден спорово-пыльцевыми комплексами.

Южная скв. 6 вскрыла до глубины 96 м дислоцированные зеленовато-серые глины эоцена. В кровле в метровом слое черных глин обнаружены фораминиферы нижнего эоцена, а до глубины 96 м – комплексы среднего и позднего эоцена. Под ними залегает 3-метровый слой глин и карбонатного песчаника с фауной маастрихта. В интервале 99–118 м снова появляются зеленовато-серые и черные глины с прослоями в нижней части зеленовато-серых песков с фораминиферами среднего-позднего эоцена. Ниже лежат черные глины турона (4 м). Затем следует пестрая кора выветривания (3 м) по туфогенным конгломератам карбона. В других местах Жаманшина меловые породы также залегают круто, слагая более мелкие антиклинали.

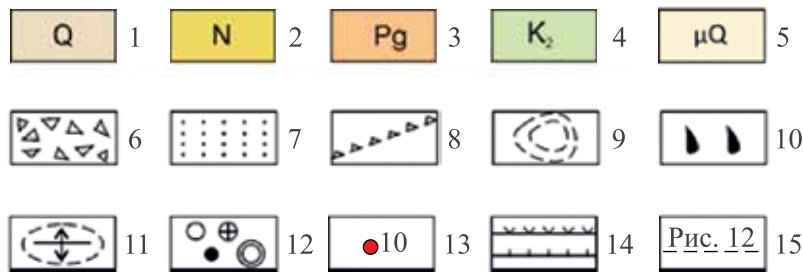
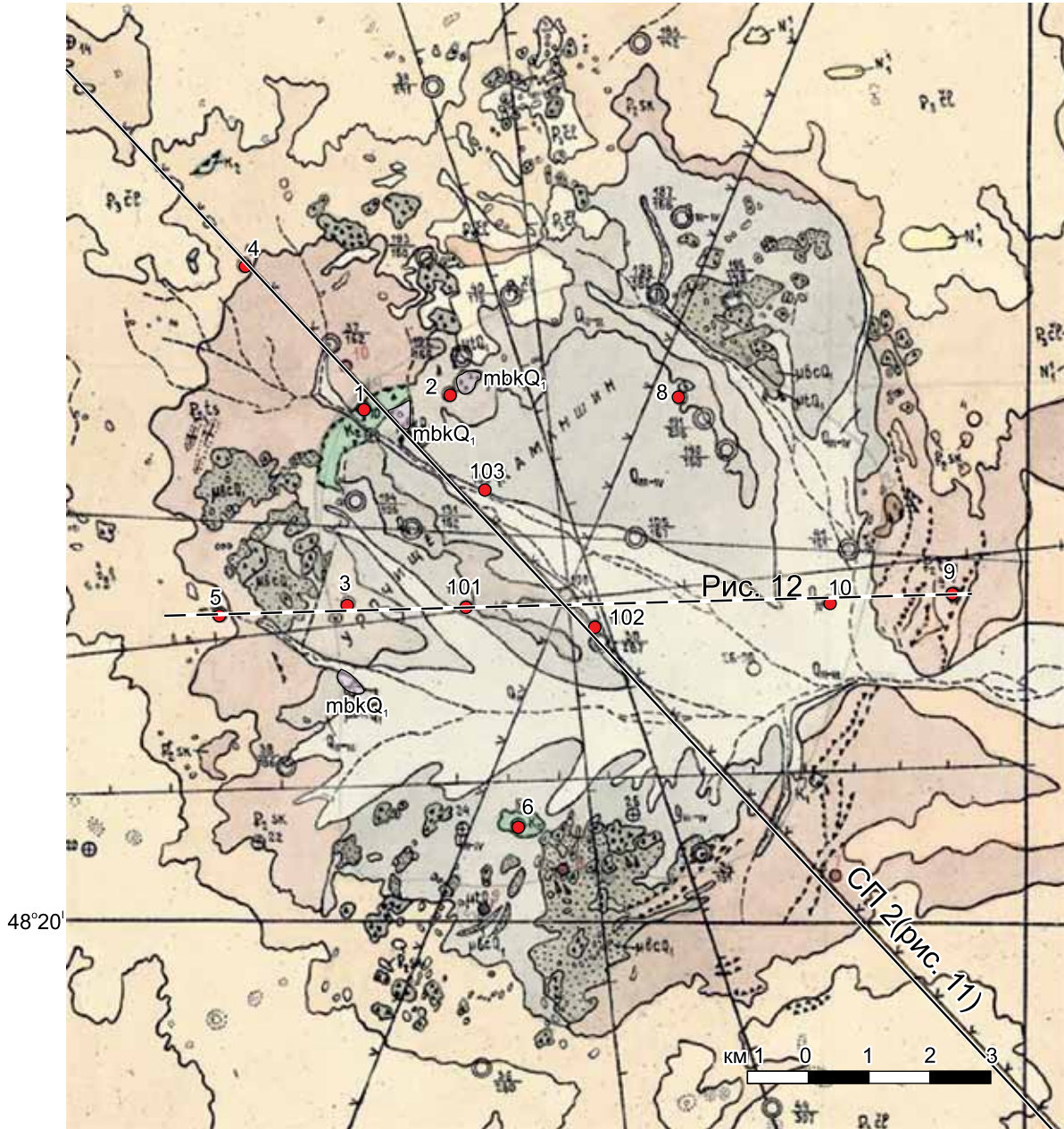


Рис. 9. Геологическая карта, по (Бойко, Гладкова, 1984) с упрощениями.

1 – четвертичные отложения; 2 – нижний миоцен, железистые алевролиты и песчаники; 3 – палеогеновые отложения: cl – чиликтинская свита, алевролиты, пески, cg – чеганская свита, глины, sk – саксаульская свита, пески, глины, ts – тасаранская свита, опоковидные глины, алевролиты; 4 – верхний мел, мергели, песчаники с желваками фосфоритов, глины; 5–7 – импактиты и взрывные брекчии (по Я.И. Бойко): 5 – раннечетвертичные коптогенные образования; t – жаманшиниты, bc – коптокластиты, b – глыбовая аллогенная брекчия, bk – клиппеновая брекчия, мегабрекчия, 6 – мегабрекчии и глыбовые брекчии из пород палеозоя, 7 – коптокластиты из пород палеогена; 8 – надвиги и взросы достоверные

и предполагаемые; 9 – побочные кратеры проблематичного генезиса; 10 – тектиты-иргизиты; 11 – антиклинальные складки в осадочном чехле; 12 – скважины разных лет; 13 – скважины, использованные в данной статье; 14 – сейсмические профили; 15 – геологический разрез (см. рис. 12).

Fig. 9. Geological map, according to (Boiko, Gladkova, 1984) with simplifications.

1 – Quaternary deposits; 2 – Lower Miocene, ferruginous siltstones and sandstones; 3 – Paleogene deposits: cl – Chilikta Formation, siltstones, sands, cg – Chegan Formation, clays, sk – Saksaulskaya Formation, sands, clays, ts – Tasaran Formation, opoka-like clays, siltstones; 4 – Upper Cretaceous, marls, sandstones with nodules of phosphorites, clays; 5–7 – impactites and explosive breccias (according to Ya.I. Boiko); 5 – Early Quaternary coptogenic formations; t – zhamanshinites, bc – coptoclastites, b – blocky allogeneic breccia, bk – Klippen breccia, megabreccia, 6 – megabreccias and blocky breccias from Paleozoic rocks, 7 – coptoclastites from Paleogene rocks; 8 – thrusts and reverse faults, reliable and assumed; 9 – side craters of problematic genesis; 10 – tektites-irghizites; 11 – anticlinal folds in the sedimentary cover; 12 – wells of different years; 13 – wells used in this article; 14 – seismic profiles; 15 – geological section (see Fig. 12).

По периферии структуры Жаманшин описаны мелкие крутые и даже опрокинутые складки с четкой последовательностью свит (Гарецкий, Горшенин, 1963). Складки связаны с молодыми разломами в северо-западной и юго-западной частях структуры Жаманшин. Северо-западная антиклиналь с юго-востока ограничена взбросом, по которому пестрые песчано-глинистые породы сеномантурона контактируют со сланцами нижнего палеозоя. Выше последовательно лежат песчаники и мергели маастрихта с остатками белемнитов и зеленые эоценовые глины. Антиклиналь имеет четкие периклинальные замыкания и протяженность 2.5 км при ширине 200–300 м. Углы падения меловых пород в своде крутые, до 50°, а на западном крыле – до 80° и местами даже слегка опрокинуты. Р.Г. Гарецкий логично считал, что эти дислокации обусловлены расколами в палеозойском фундаменте и неравномерным подъемом отдельных блоков.

6. Основные сведения о строении палеозойских пород структуры Жаманшин получены по трем глубоким (скв. 101, 102, 103) и ряду мелких скважин. Палеозойские породы в кратере залегают на небольшой глубине и интенсивно раздроблены. Но следов метеоритного вещества, импактных и оплавленных пород не установлено, вскрыта нормальная глинистая каолиновая кора выветривания. В скв. 102 ниже коры выветривания с глубины 220 м и до глубины 1005 м вскрыты раздробленные вишнево-бурые гематизированные туфопесчаники, туфогравелиты, реже андезитовые порфириты нижнего карбона. В отдельных интервалах длиной до 15 м по всему разрезу породы перетерты до глиноподобной массы. Перемятость и раздробленность с глубиной также не меняются. В отдельных остроугольных зернах кварца из туфогравелитов при большом увеличении с трудом выделяются очень тонкие планарные элементы. При этом следует отметить, что палеозойские породы и кора выветривания скв. 102 А.М. Зайцев, А.И. Райхлин, В.Л. Масайтис (1990) рассматривают как цокольный комплекс, т. е. не перемещенный метеоритом. Ими также сделан вывод, что палеозойский комплекс скв. 102 в интервале 220–1005 м испытал

только слабую степень ударного преобразования. Куда же тогда пришелся основной удар пресловутого метеорита?

В скв. 103 в интервале 170–672 м пройдены углисто-кремнистые, темно-серые, интенсивно дробленные, перемятые сланцы, кварциты с пластом базальта, местами породы перетерты до мелкой щебенки и шлама. По сланцеватости имеются скопления графита толщиной 3–4 мм. На забое известняк темно-серый дробленый (37 м). Интенсивность дробления с глубиной не уменьшается.

В скв. 101 в интервале 290–657 м вскрыты сланцы углисто-кварцевые и кварциты углистые нижнего палеозоя. Породы интенсивно дислоцированные, раздробленные, рассланцованные, с тонкими жилками кварца и кальцита, с сульфидами. По сланцеватости имеются налеты графита толщиной 1–2 мм. Местами породы превращены в дресву или песок, но сохранились и крупные глыбы размером 6–13 м. Степень ударного преобразования кварца слабая и очень слабая. В нескольких шлифах в зернах кварца установлена одна, иногда две системы слабопроявленных планарных элементов.

В интервале 657–783 м пройдены брекчированные вишнево-бурые андезиты, их туфы, туфопесчаники. В интервале 657–707 м породы перетерты до песка и щебня, здесь, вероятно, подсечена плоскость надвига. Ниже встречены обломки кварцитосланцев и блоки перемятых глин эоцена толщиной 1–3 м. Импактных стекол не обнаружено. На глубине 684–692 м встречены брекчированные оталькованные светло-зеленые серпентиниты. Местами наблюдается сланцеватость под углом 45°.

В интервале 783–1052 м снова вскрыты интенсивно дробленные сланцы и кварциты, аналогичные описанным выше, местами перетерты до глинистого состояния, и выход керн падает до 5%. Таким образом, материалы по глубоким скважинам указывают на тектоническую природу структуры Жаманшин. К этому выводу фактически пришли и геологи ПГО Аэрогеология, выполнившие ГДП-200 этого района (Пронин, Бабанова, 1989).

7. Для обоснования параметров кратера отработаны два сейсмических профиля КМПВ общей

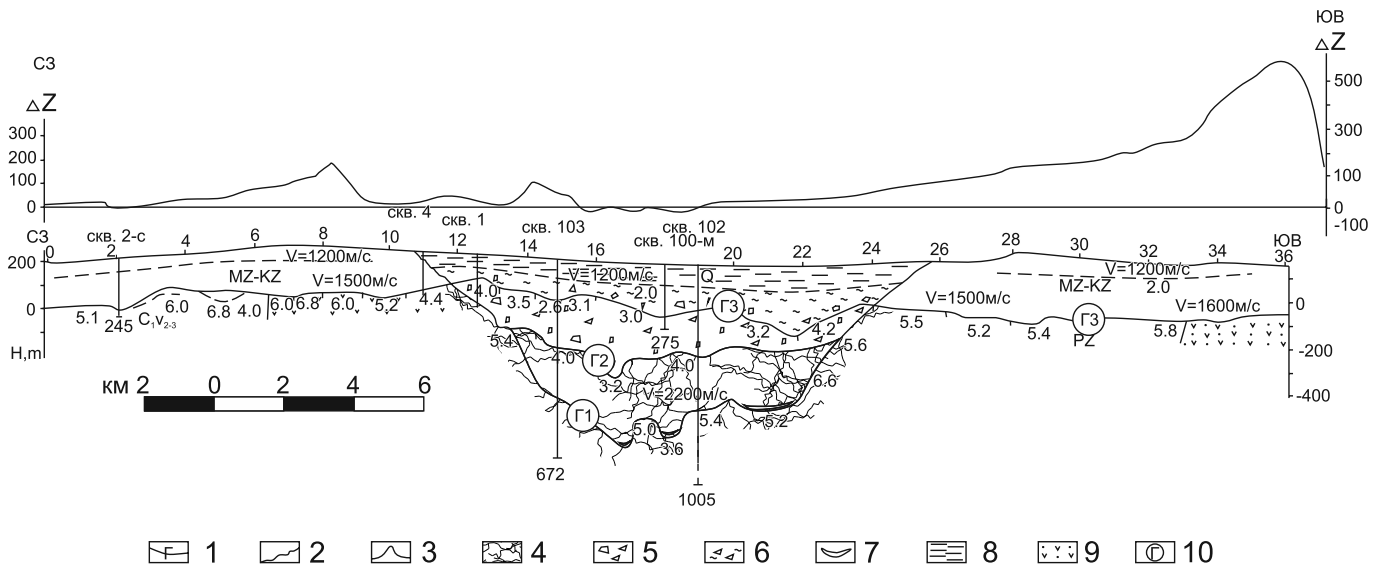


Рис. 10. Сейсмический разрез 2 через структуру Жаманшин, по (Есеналинов и др., 1980) с дополнениями.

1 – реальная преломляющая граница Г1 – кровля палеозоя, 2 – условные границы Г2 и Г3, 3 – график ΔZ магнитного поля, 4 – аутигенная брекчия, 5 – аллогенная брекчия крупнообломочная, 6 – аллогенная брекчия тонкообломочная (палеоген), 7 – возможные скопления импактитовых материалов, 8 – четвертичные образования, 9 – вулканогенно-осадочные породы C₁; 10 – преломляющие сейсмические горизонты.

Fig. 10. Seismic section 2 through the Zhamanshin structure, according to (Esenalinov et al., 1980) with additions.

1 – real refracting boundary G1-roof of the Paleozoic, 2 – conditional boundaries G2 and G3, 3 – graph ΔZ of the magnetic field, 4 – authigenic breccia, 5 – allogenic coarse clastic breccia, 6 – allogenic fine clastic breccia (Paleogene), 7 – possible accumulations of impactite materials, 8 – Quaternary formations, 9 – volcanic-sedimentary rocks C₁, 10 – refracting seismic horizons.

протяженностью около 59 км. Для выяснения природы структуры Жаманшин и поиска алмазов в 1986–1988 гг. пробурены упомянутые выше скважины: скв. 101 – глубиной 1052 м, скв. 102 – 1005 м и скв. 103 – 672 м. На рис. 10 показан сейсмический разрез, а на рис. 11 – геологический разрез через Жаманшин после бурения глубоких скважин. Сопоставление разрезов показывает отсутствие дна кратера до глубины 1050 м, что также не согласуется с метеоритной гипотезой происхождения Жаманшина. По сейсмическим данным, по всем скважинам четко подтверждено положение верхней границы Г3, связанной с подошвой мезозойско-кайнозойских пород с низкими пластовыми скоростями (1700–1800 м/с). Граничные скорости сейсмических волн на этой поверхности достаточно высокие – до 4 км/с, ниже нее залегают трещиноватые и перетертые, но не оплавленные палеозойские породы. Нижняя преломляющая граница Г1 в центральных частях структуры Жаманшин регистрируется на глубинах 600–750 м с резко изменчивыми граничными скоростями – от 3.6 до 5.4 км/с. В бортовых частях и за ее пределами эти значения выдержаны в интервале 5.2–6 км/с. Эта граница связывалась с поверхностью ненарушенного кратера палеозоя, его дном (Есеналинов

и др., 1980; Флоренский, Дабижа, 1980). Скважина 102 на сейсмическом профиле № 2 пересекла на глубине 650 м уровень границы Г1 и опустились глубже на 350 м. Но по керну раздробленность с глубиной не уменьшается, а даже возрастает, что, вероятнее всего, связано с интенсивными тектоническими процессами. Это подтверждается и субвертикальной или крутой сланцеватостью. Таким образом, природа преломляющих границ Г1 и Г2 остается неясной, возможно, они связаны с разломами или стенками древнего кратера. Геологический разрез, построенный с учетом результатов глубокого бурения, не подтверждает реальность двух нижних сейсмических границ (см. рис. 11).

7. Важное значение при изучении строения структуры Жаманшин имеют магнитометрические и гравиметрические материалы. В работе П.В. Флоренского этому уделено значительное внимание с позиции метеоритной гипотезы.

В гравитационном поле района четко выделяется крупная положительная аномалия северо-восточного простирания, отвечающая Жаманшинскому поднятию палеозойского комплекса (рис. 12). Поднятие имеет протяженность около 60 км и, как отмечено выше, является частью Тасаранской мегантиклинали, простирающейся на 130 км с севера на юг

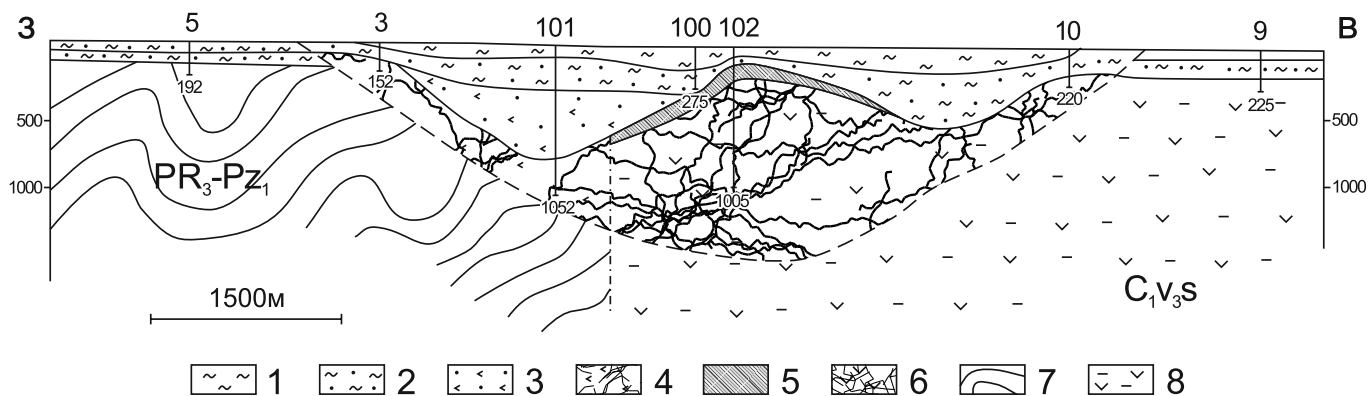


Рис. 11. Геологический разрез с глубокими скважинами, по (Зайцев и др., 1990).

1 – заполняющий комплекс: супеси, суглинки, глины; 2 – аллогенные глины; 3 – аллогенные брекчии углистых кварцитосланцев; 4 – аутигенная брекчия углистых кварцитосланцев; 5 – кора выветривания; 6 – аутигенная брекчия из туфогравелитов, туфопесчаников; породы мишени: 7 – углистые сланцы, кварциты, метаморфизированные песчаники, кремнистые породы, 8 – эффузивно-осадочные образования.

Fig. 11. Geological section with deep wells, after (Zaitsev et al., 1990).

1 – filling complex: sandy loam, loam, clay; 2 – allogenic clays; 3 – allogenic breccias of carbonaceous quartzite-schists; 4 – authigenic breccia of carbonaceous quartzite-shales; 5 – weathering crust; 6 – authigenic breccia of tuff gravelstones, tuff sandstones; target rocks: 7 – carbonaceous shales, quartzites, metamorphosed sandstones, siliceous rocks, 8 – effusive-sedimentary formations.

от р. Иргиз до Аральского моря (см. рис. 2). В центре Жаманшинского поднятия находится локальная отрицательная гравиметрическая аномалия, интерпретируемая обычно как импактный кратер. Такую приуроченность кратера П.В. Флоренский объясняет тем, что падение метеорита привело к инверсионному формированию всего поднятия. Для изучения структуры Жаманшин выполнены детальные гравиметрические и магнитные съемки м-ба 1 : 25 000. Осреднение детальной гравиметрической карты с радиусом 30 км четко картирует отрицательную аномалию с амплитудой около 3 мгГл, совпадающую с впадиной по поверхности палеозоя, выполненную в основном палеогеновыми и частично четвертичными отложениями мощностью до 290 м (скв. 101). Контур гравиметрической аномалии почти прямоугольный, слегка вытянутый в северо-восточном направлении (см. рис. 12), что не согласуется с представлениями П.В. Флоренского и Я.И. Бойко об округлом кратере. В магнитном поле восточная и южная границы кратера не выражены (рис. 13), что может указывать на значительное погружение магнитоактивных толщ. С запада и северо-запада фиксируются совпадающие интенсивные положительные гравиметрическая и магнитная аномалии, обусловленные неглубоко залегающими основными и ультраосновными породами в сутурной зоне конца раннего карбона. В скв. 101 в тектонической брекчии среди сланцев силура встречается пластина мощностью 120 м из раздробленных андезитов, туфогравелитов карбона и серпентинитов (8 м).

Это подтверждает наличие здесь зоны разломов и впадины с повышенной мощностью (до 300 м) палеоген-четвертичных пород. Западнее, в пределах положительных гравимагнитных аномалий, палеозой залегает на глубинах до 100–150 м и местами выходит, по нашему мнению, на поверхность в виде крупных допалеогеновых останцов.

8. С учетом буровых и геофизических материалов построены тектоническая и структурная схемы домезозойского комплекса. Они показывают, что район структуры Жаманшин разбит многочисленными древними и молодыми разломами и является зоной сочленения вулканической валериановской окраины Казахстанского микроконтинента и Восточно-Мугоджарского блока ВЕК. На структурной схеме по подошве осадочного чехла (рис. 14) четко выделяется Даутбайское (Жаманшинское) поднятие северо-восточного простирания. Структура Жаманшин по домезозойским отложениям располагается в тектонически сложной Денисовской (Восточно-Уральской) аккреционной зоне в месте смены ориентировки ветвей Иргизско-Тобольского разлома с субмеридиональной на северо-восточную (рис. 15).

Наличие каменноугольных жерловых фаций по периферии Жаманшина и в скв. 102 в центре (туфобрекчии, туфоконгломератов, вулканических бомб) позволяет предположить, что эта структура сформирована на древней каменноугольной кальдере, осложненной коллизионными надвигами и молодыми разломами.

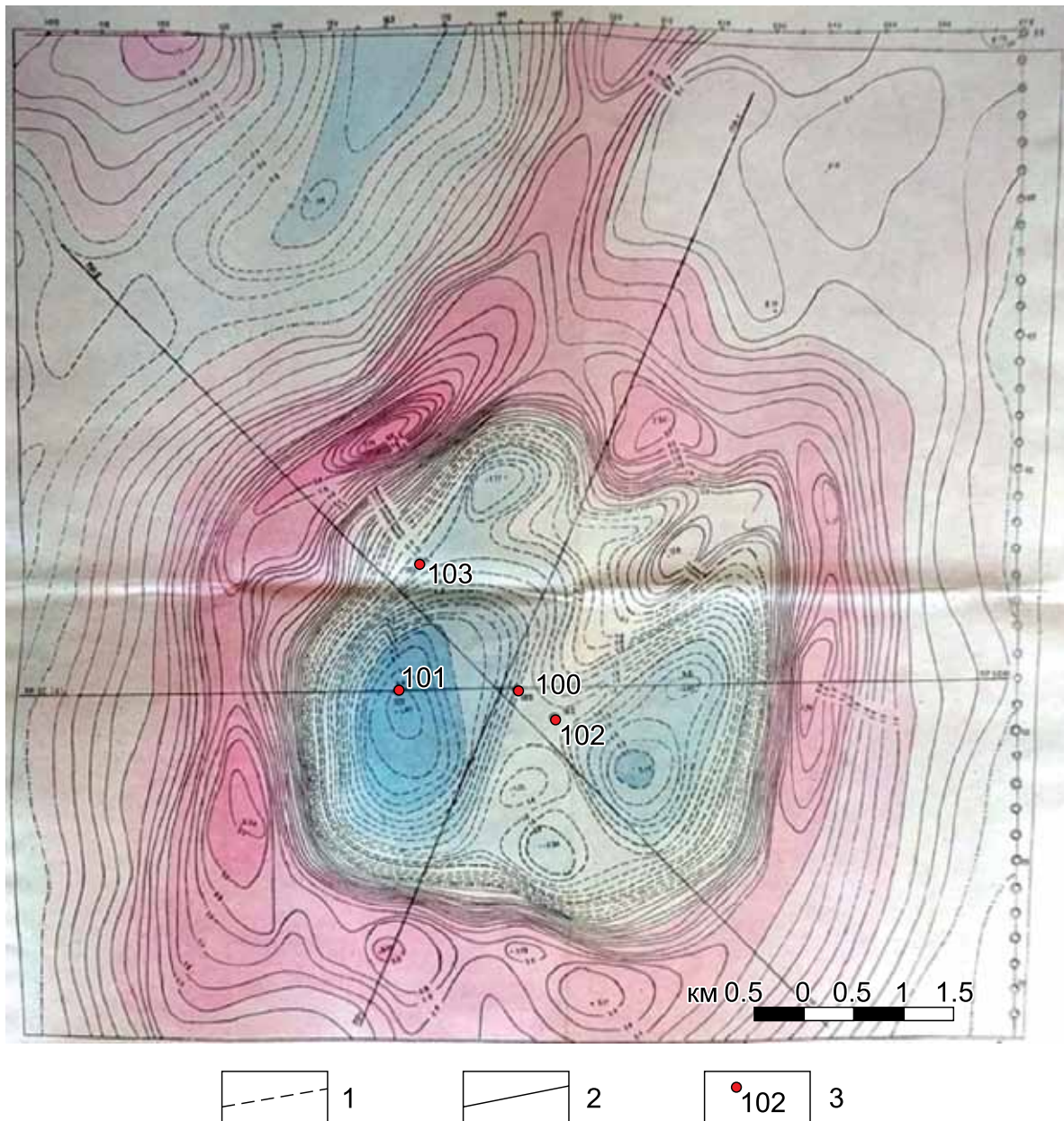


Рис. 12. Карта локальных гравиметрических аномалий структуры Жаманшин (Зайцев и др., 1990).

Аномалии: 1 – отрицательные Δg , 2 – положительные Δg ; 3 – скважины.

Fig. 12. Map of local gravimetric anomalies of the Zhamanshin structure (Zaitsev et al., 1990).

Anomalies: 1 – negative Δg , 2 – positive Δg ; 3 – wells.

О жаманшинитах и иргизитах

В качестве аргументов в пользу гипотезы метеоритного происхождения структуры Жаманшин рассматриваются различные “молодые” стекла и шлаки. Эти породы сильно отличаются по облику, размерам, составу и не известны в других метеоритных структурах мира. обстоятель-

ную характеристику стекол и шлаков выполнил П.В. Флоренский. Одну группу пород он отнес к импактитам – результатам расплава при ударе метеорита, назвал их жаманшинитами и подразделил на основные и кислые. Ко второй группе импактитов П.В. Флоренский отнес мелкие стеклянные образования разного (в основном кислые) состава, сходные с тектитами, и дал им название

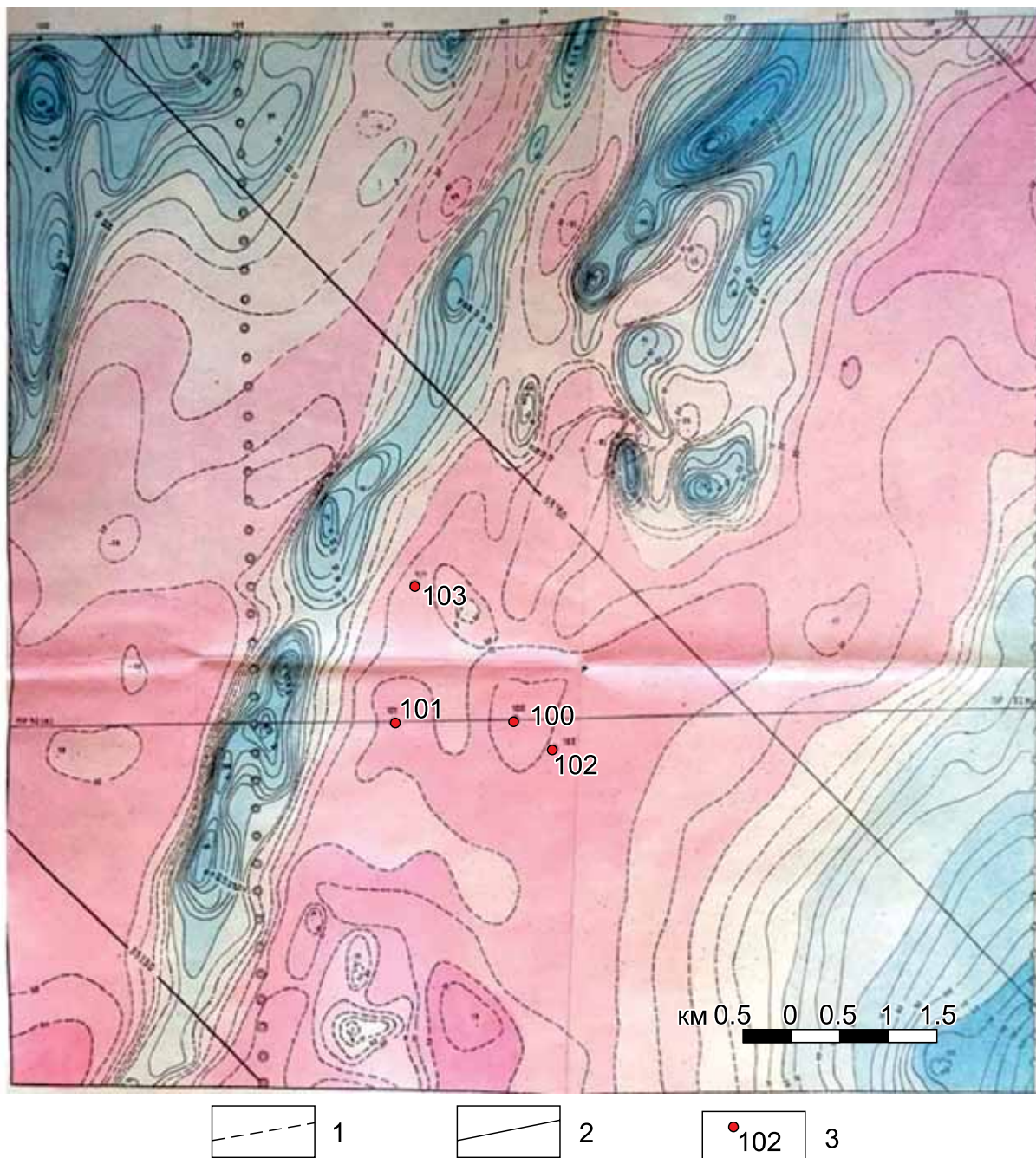


Рис. 13. Карта аномального магнитного поля структуры Жаманшин (Зайцев и др., 1990).

Аномалии: 1 – отрицательные ΔT , 2 – положительные ΔT , 3 – скважины.

Fig. 13. Map of the anomalous magnetic field of the Zhamanshin structure (Zaitsev et al., 1990).

Anomalies: 1 – negative ΔT , 2 – positive ΔT , 3 – wells.

“иргизиты”. Следует подчеркнуть, что за пределами кратера стекла и выбросы материала из кратера не встречаются.

Жаманшиниты в виде стекол и шлаков имеют черный, серо-коричневый, бледно-желтый цвет,

они тонкополосчатые или с затейливым узорчатым флюидальным рисунком. Черные блестящие стекла аналогичны обсидианам, а некоторые пузырчатые шлаки похожи на шлаки доменных печей. В стеклах под микроскопом установлены точечные и

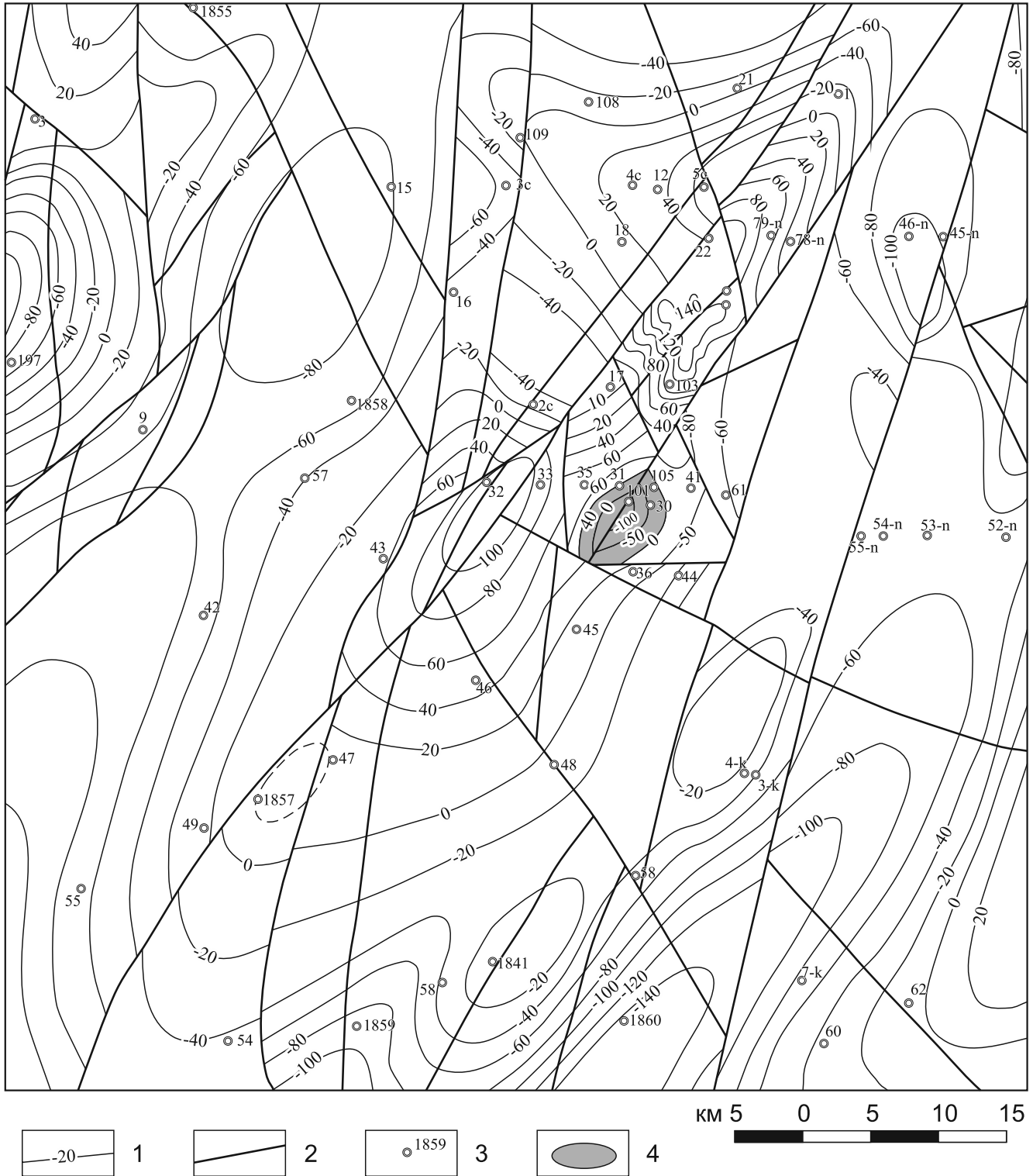


Рис. 14. Структурная схема по подошве мезозоя.

1 – изогипсы поверхности фундамента; 2 – разломы; 3 – скважины, вскрывшие палеозой, по (Пронин, Бабанова, 1989) с изменениями; 4 – структура Жаманшин.

Fig. 14. Structural scheme for the sole of the Mesozoic.

1 – isohypses of the foundation surface; 2 – faults; 3 – wells that have opened Paleozoic, according to (Pronin, Babanova, 1989) with changes; 4 – Zhamanshin structure.

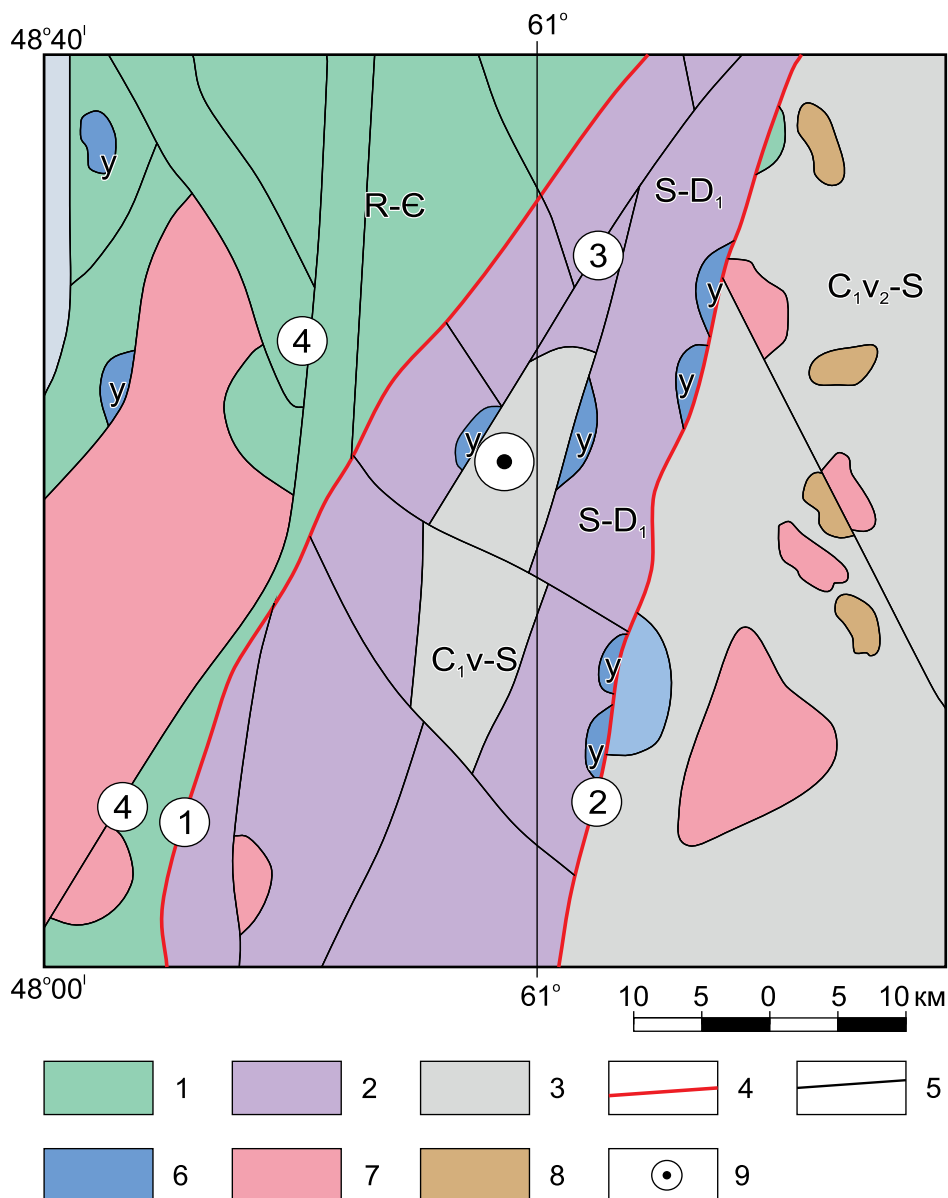


Рис. 15. Тектоническая схема домезозойских отложений, по (Пронин, Бабанова, 1989) с изменениями.

1 – рифей-кембрийские сланцы, гнейсы; 2 – силур-нижнедевонские сланцы, кварциты, туфы, базальты, известняки (Денисовская коллизионная зона); 3 – нижнекаменноугольные вулканогенно-осадочные породы (Валериановская вулканическая зона); 4 – глубинные разломы (1 – Иргизско-Тобольский, 2 – Ливановский); 5 – крупные разломы (3 – Жаманшинский, 4 – Карашетауский); 6 – ультрабазиты; 7 – гранитоиды; 8 – габброиды; 9 – структура Жаманшин.

Fig. 15. Tectonic scheme of pre-Mesozoic deposits according to (Pronin, Babanova, 1989) modified.

1 – Riphean-Cambrian shales, gneisses; 2 – Silurian-Lower Devonian shales, quartzites, tuffs, basalts, limestones (Denisovskaya collision zone); 3 – Lower Carboniferous volcanic-sedimentary rocks (Valerianovskaya volcanic zone); 4 – deep faults (1 – Irgizsko-Tobolsky, 2 – Livanovsky); 5 – large faults (3 – Zhamanshinskiy, 4 – Karashetauskiy); 6 – ultramafic; 7 – granitoids; 8 – gabbroids; 9 – Zhamanshin structure.

пятнистые выделения окислов железа и непрозрачного рудного минерала. Определены также легкие (плавают в воде) пемзы серо-белого цвета, многочисленные пустоты в пемзе заполнены рыхлым снежно-белым аморфным кремнеземом (Костик, Пиля, 1973).

Иргизиты представлены в виде частиц причудливой формы размером до 1–3 см. Они установлены на востоке Жаманшина в 3–4 небольших участках, где они залегают на палеогеновых глинах или в четвертичной аллювии. Иргизиты встречаются только вместе с жаманшинитами или в делювии у

подножия сопок, на вершинах и склонах которых имеются жаманшиниты (Бойко, 1989).

Жаманшиниты и иргизиты установлены по периферии структуры на нескольких разрозненных небольших участках размером 30–150 м, удаленных друг от друга на многие сотни метров (Бойко, 1989; Изох, 1991). На западе в местах развития сланцев нижнего палеозоя они отсутствуют. На вершинах холмов стекла обычно залегают полосами среди раздробленных вулканогенно-осадочных каменноугольных пород, в том числе на туфобрекчиях и туфоконгломератах, отнесенных Л.И. Киселевым (1971) и Г.А. Костиком (Костик, Пилия, 1973) к жерловым фациям вулканов. Ширина полос 3–5 м при длине до 50 м. Полосы состоят из остроугольных глыб размером до 0.4–0.5 м и мелкого щебня.

На склонах холмов стекла и шлаки лежат на палеогеновых глинах в виде отдельных обломков и глыб или сгруппированных в небольшие полосы. Куски стекла и шлака не обнаруживают следов перемещения, они не окатаны и не имеют сортировки по размерам, соседние фрагменты легко воссоединяются в бомбы или крупные глыбы. На востоке структуры в трех субмеридиональных невысоких грядах на вершинах установлены глыбы основных жаманшинитов размером до 1 м. На вершине одной гряды обломки шлаков и стекол образуют полосу длиной 15 м при ширине 1–2 м. Создается впечатление, что шлаки “стекали” с холмов вниз, в результате чего подстилающие их зеленые глины местами покраснели. Стекла разноцветные, иногда тонкополосчатые, пузырчатые, местами с флюидальной текстурой. Нельзя исключать, что это техногенные шлаки. Для выплавки железа здесь имелись все условия: железные руды в карбоне и олигоцене, наличие воды и деревьев (саксаула и туранги). Ранее район был заселен, в нем насчитывается более 50 памятников (мавзолеев) Средневековья. Через этот район прошло несколько волн переселенцев, в том числе тюрков. Новосибирские ученые на берегу р. Чуя на Алтае обнаружили остатки древнетюркских сырдутных железоплавильных печей 5–7 вв. н.э.

По краю кратера в канавах глубиной до 2 м жаманшиниты имеют как пластовое залегание на дислоцированных палеогеновых глинах, так и субвертикальное с образованием небольших даек внедрения в глины. При этом с одной стороны даек падение глин пологое, с другой – крутое (Костик, Пилия, 1973; Кузнецов, 1974). Такие дайки местами образуют небольшие покровы (Бойко, 1989). Сходные дайки мощностью в первые метры вскрыты скважинами в центре кратера в основании глинистого разреза, где они состоят из обломков вулканитов палеозоя и мелких обломков стекол (Зайцев и др., 1990).

Изучением состава, возраста и происхождения стекол Жаманшина с 1983 г. по специальной программе активно занимались ученые СО АН СССР

во главе с Э.П. Изохом (Изох и др., 1990; Исох, 1991). Он установил, что основные жаманшиниты, представленные крупными обломками стекол в восточной части кратера, по составу являются почти полным аналогом андезитов и андезитобазальтов карбона. Э.П. Исох назвал эти стекла андезитоидами с переходами их от андезитов через диаплектиты, шлаки и пемзы к гомогенным бомбам.

Установление природы кислых жаманшинитов и иргизитов остается, по П.В. Флоренскому (Флоренский, Дабижа, 1980; Флоренский, Диков, 1981), трудноразрешимой задачей, так как они сложены изотропным стеклом, в котором практически нет включений из пород мишени. Без включений однозначно решить задачу об исходных породах импактитов не удается. Ни жаманшиниты, ни иргизиты не встречены в других метеоритных кратерах мира. Жаманшин – единственное место с такими уникальными породами. И уже это должно настоятельно исследователей. В достоверных метеоритных кратерах мира стекла (зювиты) содержат частицы пород мишени. Происхождение кислых жаманшинитов трактуется по-разному. Л.И. Глазковская и В.Л. Масайтис (1998) считают, что они результат ударного расплава кремнистых пород нижнего палеозоя. В. Боушка к исходным породам относит палеогеновые глины и пески; Б.П. Гласс и В.И. Фельдман предполагают, что формирование кислых жаманшинитов и других тектитов происходит при первом касании и расплавлении почвы или лессов (Изох, 1991). По Э.П. Изоху, кислые жаманшиниты и иргизиты не имеют аналогов среди пород мишени.

П.В. Флоренский и В.Л. Масайтис отнесли иргизиты к тектитам и связали их образование с конденсацией расплавов в атмосфере после импактного события. Но как объяснить выпадение иргизитов точно в кратер и в виде компактных пятен? Я.И. Бойко считает, что иргизиты и жаманшиниты – это части бомб, образующихся, по его мнению, из ударных расплавов. Поверхность жаманшинитов покрыта стекловатой коркой с причудливыми выступами и завитушками. Эта корка при выветривании и образует скопления иргизитов в делювии (Бойко, 1989). С этим согласен и Э.П. Исох (1991).

Связь тектитов (от греч. *тектос* – оплавленный) с метеоритными кратерами на Земле не доказана. Эти стекловидные зеленые, реже черные тела разных формы и размера (обычно мелкие, до 1 см) образуют обширные поля рассеивания в разных невулканических частях земного шара (Австралия, Африка, Вьетнам и др.).

Э.П. Исох кислые жаманшиниты и иргизиты по отсутствию включений вмещающих пород и на основании сходства их составов с тектитам Австрало-Азиатского пояса относит к внеземным, но вулканическим образованиям, доставленным на Зем-

лю ледяными кометами (Изох, 1991). По его предположениям, одна ледяная комета образовала кратер, а вторая – высыпала порцию иргизитов.

Отдельные образцы жаманшинитов и иргизитов изучали исследователи из ИГЕМа во главе с Т.А. Горностаевой (Горностаева и др., 2017, 2019). По их расчетам, тектиты и иргизиты при их размерах в несколько миллиметров и даже первых сантиметров не могли образоваться из конденсатных паров силикатов. Размер затвердевших конденсатных капель, по их заключению, не превышает сотен нанометров, и их рост до сантиметра невозможен. Они также сравнили состав стекол Жаманшина и Луны, выявив при этом что многие их образцы имеют сходное строение и состав.

В качестве аргументов импактного события на Жаманшине приводятся данные о наличии в жаманшинитах коэсита, планарных структур кварца, никеля, титана, хрома, иридия (Флоренский, Дабига, 1980; Глазовская, Масайтис, 1998). Но коэсит как индикатор сверхвысоких давлений встречается во всех коренных месторождениях алмазов мира (кимберлитах) и, что важно, в эклогитах. Последние не содержат алмазов, что, по Н.В. Соболеву (2006), указывает на формирование коэсита при давлениях, не обеспечивающих переход графита в алмаз. Как известно, эклогиты формируются в зонах субдукции с высокими давлениями. Так, максютовский комплекс Урала связан с магнитогорской сутурно-коллизийной зоной и обнажен. Он сложен различными высокобарическими, в том числе глаукофановыми и графитистыми, сланцами, кварцитами с телами эклогитов, серпентинитов, метабазальтов, метагаббро. С этим комплексом связаны не только проявления, но и месторождения никеля, титана и хрома. А в эклогитах комплекса, по Н.Л. Добрецову (Добрецов и др., 1988), установлен коэсит. Приуроченность структуры Жаманшин к сутурно-коллизийной зоне объясняет эти особенности стекол. В пределах структуры и по ее периферии установлен сходный с максютовским комплекс пород, также с повышенными содержаниями никеля, хрома (Пронин, Бабанова, 1989).

Время возникновения стекол трактуется неоднозначно и представляет, на наш взгляд, основную загадку Жаманшина, которую надо разгадать. По данным калий-аргонового метода, возраст кислых стекол колеблется от 58 до менее 1 млн лет. По палеомагнитным данным, шлаки в восточной части кратера имеют обратную намагниченность, это П.В. Флоренский связал с самой молодой эпохой Матуя. С учетом в основном палеомагнитных данных возраст иргизитов и кислых жаманшинитов принят за равный 0.69–0.85 млн лет. Но ориентировка намагниченности является, скорее, вторичной, связанной с тектоническими перемещениями в конце плиоцена – квартере. Э.П. Изох с соавторами (1990) по трековому анализу кислых жа-

маншинитов получили значения 0.75–1.1, а по основным – не более 0.1 млн лет. Кроме того, в качестве подтверждения голоценового возраста ими приводится залегание суглинков со спорово-пыльцевыми комплексами голоцена на дислоцированных породах палеогена. Эти представления о голоценовом возрасте обоснованно отверг В.Л. Масайтис. Он считает трековый анализ ненадежным из-за несовершенства подсчета треков и потерь за счет природного отжига (Масайтис и др., 1980). По современным представлениям, этот анализ позволяет судить о времени последней тектонической активизации, но надежно определить возраст можно только по апатиту. А возраст такой активизации в Северном Приаралье плиоценовый. С голоценовым возрастом импакта не согласуются и данные археологов. Они установили, что из этих стекол на Жаманшине в палеолите 10–25 тыс. лет назад человек изготавливал ножи и наконечники стрел. Совместное залегание вулканитов карбона, жаманшинитов и иргизитов позволяет предположить каменноугольный возраст стекол. Активные тектонические движения в плиоцене, вероятно, привели к “омоложению” их возраста за счет повышенных температур и отслоения от вулканических бомб поверхностных наростов – иргизитов.

Таким образом, следует констатировать, что, с современных позиций, имеющиеся датировки стекол недостоверны, необходимо опробовать новые, современные методики, но их применение будет затруднено из-за особенностей состава стекол.

ОБСУЖДЕНИЕ

Геолого-геофизические материалы по структуре Жаманшин не дают оснований для отнесения ее к метеоритному кратеру. Аргументы сторонников метеоритной гипотезы являются неоднозначными или умозрительными.

В рельефе “кратер” не имеет четкого выражения – это полого наклоненная на восток лощина, окруженная разрозненными сопками с обнажениями палеозоя и расчлененная многочисленными водотоками.

Предполагалось, что в основании кратера образовалось “озеро” расплавленных пород мощностью до 10 м и массой 100 млн т (Флоренский, Дабига, 1980). Бурением установлено, что под осадочным чехлом в кровле палеозоя отсутствуют предполагавшиеся импактные переплавленные тела, а количество “импактитов” на поверхности измеряется тоннами.

Сувеличением глубин брекчированность палеозойских отложений не уменьшается и даже растет. Установлена крутая сланцеватость (45–60°) и будинаж.

В “кратере” мел-палеогеновые породы лежат не хаотично, что предполагали сторонники метео-

ритной гипотезы, а образуют крутые складки, часто перевернутые, но с последовательным залеганием слоев. При этом глины не несут следов термического воздействия. В глинах наблюдается зеркала скольжения и субвертикальная сланцеватость, что также обусловлено тектоническими процессами. Стекла установлены только в низах мелпалеогенового осадочного разреза и в коре выветривания.

Жаманшиниты и иргизиты не известны в других достоверных метеоритных кратерах, а на структуре Жаманшин они залегают вместе с вулканитами карбона.

Не найдено следов метеоритного вещества. Наличие в стеклах заметных количеств никеля и иридия связано не с метеоритом, а с контактом вулканитов с серпентинитами. В районе Жаманшина в серпентинитах установлены повышенные содержания никеля, кобальта, хрома. Высокие содержания иридия известны в серпентинитах на Урале, близ Миасса.

Таким образом, можно констатировать, что практически все аргументы в пользу метеоритного происхождения структуры Жаманшин являются гипотетическими, а приведенные данные позволяют сделать более реалистичный вывод о формировании структуры Жаманшин глубинными тектоническими и геологическими процессами. Структура располагается на продолжении Восточно-Уральской (Денисовской) сутурно-коллизонной зоны с палеозойскими меланжированными ультрабазитами, глубоководными кремнистыми сланцами, метаморфическими породами, вулканитами, разнообразными интрузивными образованиями. После коллизии в середине карбона район структуры и все Северное Приаралье до начала мела оставались областью денудации. Осадконакопление началось в мелу, до маастрихта оно происходило в озерно-аллювиальных условиях с накоплением толщи до 300 м терригенных пород. По периферии структуры Жаманшин мощности мела сокращены до первых десятков метров, а в пределах структуры они не отлагались, и здесь установлена только линейная кора выветривания под эоценовыми морскими глинами. С маастрихта и до конца эоцена в регионе и во всем Тургайском прогибе установились морские условия. Отложения маастрихта, палеоцена и низов эоцена по периферии структуры представлены маломощными (метры) прибрежными фациями. В маастрихте–палеоцене структура представляла собой расчлененную округлую возвышенность с кольцом палеозойских пород по краям и котловиной в середине. Эта возвышенность связана, вероятно, с эродированной каменноугольной кальдерой, на что указывают жерловые фации – туфоконгломераты и туфобрекчии, современная морфология, глубина залегания палеозоя (до 300 м).

В течение палеогена эта возвышенность с останцами по круговому валу высотой в десятки метров была перекрыта морскими осадками. В олигоцене–миоцене район структуры перекрыли континентальные терригенные породы мощностью до 70–80 м. В плиоцене район подвергся активным сдвиго-надвиговым движениям с формированием Тасаранской мегаантиклинали с Жаманшинским, Северо-Жаманшинским и Тасаранским поднятиями. Иргизско-Тобольский сдвиго-надвиг ограничил и поднял западное крыло структуры Жаманшин, а оперяющие разломы привели к формированию и проседанию округлой впадины вокруг палеозойской кальдеры в центре Жаманшина. Последующие эрозионные процессы удалили более 200 м осадочных пород. В результате на поверхность по периферии структуры были выведены захороненные палеозойские останцы, окруженные палеогеновыми глинами. И они, как стержни, сохраняют холмы. Эти останцы после выведения на поверхность частично разрушены, и их обломки по склонам лежат на палеогене без следов окатанности и высоких температур. Для проверки этого вывода достаточно пробурить наклонную мелкую скважину глубиной до 100 м под современный останец, он, по нашим представлениям, будет выступом палеозоя, а не выброшенной метеоритом глыбой. Это надо сделать, чтобы Жаманшин не стал памятником увлекательной, но сказочной метеоритной гипотезы (есть предложения по созданию там заказника).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдулин А.А., Цирельсон Б.С. Быкадоров В.А. (1976) Тектоника области сочленения структур Урала, Тянь-Шаня и Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 237 с.
- Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии. (2002) (Гл. ред. С.Ж. Даукеев и др.). Алматы, 30 с.
- Бойко Я.И. (1983) Строение мелких метеоритных кратеров Жаманшин (Казахстан). *Изв. АН СССР, сер. геол.*, (10), 122-125.
- Бойко Я.И., Гладкова В.И. (1984) Дислокации верхнемеловых отложений в метеоритном кратере Жаманшин. *Бюлл. МОИП*, 59(6), 63-67.
- Бойко Я.И. (1989) Тектиты-иргизиты (условия залегания, особенности состава и связи с импактитами-жаманшинитами). *Изв. АН Каз. ССР, сер. геол.*, (3), 49-54.
- Бойко Я.И., Коробков В.Ф. Баймагамбетов Б.К. (2009) Астролема Жаманшин – нереализованные и предстоящие исследования. *Уральский геол. журн.*, (6), 40-50.
- Быкадоров В.А., Антипов М.П., Волож Ю.А., Сапожников Р.Б. (2016) Особенности строения палеозойских отложений Тургайско-Сырдарьинского и Устюртского регионов (в связи с перспективами нефтегазоносности глубоких горизонтов осадочного чехла). *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 11(4), 1-43.
- Быкадоров В.А., Смирнов А.В., Ужкенов Б.С., Мазуров А.К., Федоренко О.А. (2004) Палеогеография и

- геодинамика Казахстана и сопредельных территорий. *Геонауки в Казахстане, доклады на МГК32*, Алматы, 39-54.
- Вахрамеев В.А., Яншин А.Л. (1941) Палеозой в Северном Приаралье. *ДАН СССР*, **30**(9), 818-821.
- Вишневский С.А., Пальчик Н.А. (1978) Коэсит в брекчиях структуры Жаманшин. *ДАН СССР*, (5), 1264-1274.
- Гарецкий Р.Г., Горшенин С.Е. (1963) Об открытии выходов верхнемеловых отложений в урочище Жаманшин (бассейн р. Иргиз в Северном Приаралье). *ДАН СССР*, **148**(5), 1152-1155.
- Глазовская Л.И., Масайтис В.Л. (1998) Геохимические особенности импактных стекол кратера Жаманшин. *Геохимия*, (7), 668-673.
- Горностаева Т.А., Мохов А.В., Карташев П.М., Богатиков О.А. (2017) Конденсатные стекла кратера Жаманшин / жаманшиниты /. *Петрология*, (1), 3-25.
- Горностаева Т.А., Мохов А.В., Карташев П.М., Богатиков О.А. (2019) Сравнение состава и микроструктуры импактных стекол на примере Земли (кратер Жаманшин) и Луны. *Петрология*, **2**(1), 105-119.
- Добрецов Н.Л., Добрецова Л.В. (1988) Новые данные по минералогии эклогит-глаукофансланцевого максютовского комплекса (Ю. Урал). *ДАН СССР*, **300**, 195-200.
- Есеналинов А.М., Коротковский В.Г., Навасардян Г.П. (1980) Сейсмические исследования метеоритного кратера Жаманшин в Приаралье. *ДАН СССР*, **255**(6), 1450-1453.
- Зайцев А.М., Райхлин А.И., Масайтис В.Л. (1990) Результаты глубинного изучения структуры Жаманшин в 1986–88 гг. Актюбинск.
- Изох Э.П. (1990) Геологические данные о возрасте ударного кратера Жаманшин. *Следы космических воздействий на Землю*. Новосибирск: Наука, 177-187.
- Изох Э.П. (1991) Импактный кратер Жаманшин и проблема тектитов. *Геология и геофизика*, (4), 3-15.
- Изох Э.П., Кашкаров Л.Н., Генаева Л.И. (1990) Возраст стекол ударного метеорита Жаманшин по данным трекового анализа. *Следы космических воздействий на Землю*. Новосибирск: Наука, 188-193.
- Кирюхин Л.Г. (1971) Палеозой и триас Северного и Восточного Приаралья. *Тр. ВНИГНИ*, (105), 73-84.
- Кирюхин Л.Г., Флоренский П.В., Соболев Ю.С. (1969) Загадка Жаманшина. *Природа*, (3), 70-73.
- Кисилев Л.И. (1971) Природа дислокаций юго-восточного обрамления Мугоджар. *Проблемы геологии Западного Казахстана*. Алма-Ата, 73-83.
- Комаров В.Л., Масайтис В.Л. (1995) Еще раз о возрасте и составе импактных стекол кратера Жаманшин. *Геохимия*, (5), 764-768.
- Костик Г.А., Пиля Б.В. (1973) Неогеновые вулканические стекла урочища Жаманшин в Прикиргизье. *Изв. АН СССР, сер. геол.*, (2), 145-148.
- Кузнецов И.И., Плехова К.Р., Ляпичева А.А. (1974) О кайнозойских вулканогенных породах юго-западной части Тургайского прогиба. *Сов. геология*, (2), 142-146.
- Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Райхлин А.Н., Машак М.С., Селивановская Т.В., Шаденков Е.М. (1980) Геология астроблем. Л.: Недра, 281 с.
- Пронин В.Г., Бабанова А.М. (1989) Государственная геологическая карта СССР масштаб 1 : 200 000. Листы М-41-XXXI-XXXIV. Объяснит. записка. ПГО Аэрогеология, Москва.
- Соболев Н.В. (2006) Коэсит как индикатор сверхвысоких давлений в континентальной литосфере. *Геология и геофизика*, **47**(1), 95-104.
- Флоренский П.В., Дабижа А.И. (1980) Метеоритный кратер Жаманшин. М.: Наука, 125с.
- Флоренский П.В., Диков Ю.П. (1981) Генезис тектитов – причина единства их состава и структуры. *Геохимия*, (6), 809-819.
- Флоренский П.В., Коноваленко А. (2020) Силикоглассы – загадочные падения из космоса. *Природа*, (3), 28-36.
- Яншин А.Л. (1953) Геология Северного Приаралья. М.: Изд-во МОИП, 736 с.
- Bykadorov V.A., Bush V.A., Fedorenko O.A., Filipova I.B., Miletenko N.V., Puchkov V.N., Smirnov A.V., Uzhkenov B.S., Volozh Y.A. (2003) Ordovician-Permian palaeogeography Central Eurasia: development of paleozoic petroleum-bearing basins. *J. Petrol. Geol.*, **26**(3), 325-350.

REFERENCES

- Abduln A.A., Tsirel'son B.S., Bykadorov V.A. (1976) Tectonics of the junction of the structures of the Urals, Tien Shan and Central Kazakhstan. Alma-Ata, Nauka Publ., 237 p. (In Russ.)
- Atlas of lithological-paleogeographic, structural, palinspastic and geocological maps of Central Eurasia. (2002) (Chief editor S.Zh. Daukeev et al.). Almaty, 30 p. (In Russ.) (English)
- Boiko Ya.I. (1983) Structure of small meteorite craters Zhamanshin (Kazakhstan). *Izv. AN SSSR, Ser. Geol.*, (10), 122-125. (In Russ.)
- Boiko Ya.I. (1989) Tektites-irghizites (occurrence conditions, features of composition and relationships with impactites-zhimanshinites). *Izv. AN Kaz. SSR, Ser. Geol.*, (3), 49-54. (In Russ.)
- Boiko Ya.I., Gladkova V.I. (1984) Dislocations of Upper Cretaceous deposits in the Zhamanshin meteorite crater. *Bull. MOIP*, **59**(6), 63-67. (In Russ.)
- Boiko Ya.M., Korobkov V.F., Baimagambetov B.K. (2009) Astrobleme Zhamanshin – unrealized and forthcoming research. *Ural'skii Geol. J.*, (6), 40-50. (In Russ.)
- Bykadorov V.A., Bush V.A., Fedorenko O.A., Filipova I.B., Miletenko N.V., Puchkov V.N., Smirnov A.V., Uzhkenov B.S., Volozh Y.A. (2003) Ordovician-Permian palaeogeography Central Eurasia: development of paleozoic petroleum-bearing basins. *J. Petrol. Geol.*, **26**(3), 325-350.
- Bykadorov V.A., Smirnov A.V., Uzhkenov B.S., Mazurov A.K., Fedorenko O.A. (2004) Paleogeography and geodynamics in Kazakhstan and adjacent territories. *Geosciences in Kazakhstan, reports at MGK32*. Almaty, 39-54. (In Russ.)
- Bykadorov V.A., Antipov M.P., Volozh Yu.A., Sapozhnikov R.B. (2016) Features of the structure of the Paleozoic deposits of the Turgai-Syrdarya and Ustyurt regions (in connection with the prospects for oil and gas potential of deep horizons of the sedimentary cover). *Neftegazovaya Geol. Teoriya i Praktika*, **11**(4), 1-43. (In Russ.)
- Garetskii R.G., Gorshenin S.E. (1963) Add To Selected About the discovery of outcrops of Upper Cretaceous deposits in the natural boundary of Zhamanshin (basin of the Irgiz River in the Northern Prearalie). *Dokl. AN*

- USSR, **148**(5), 1152-1155. (In Russ.)
- Glazovskaya L.I., Masaitis V.L. (1998) Geochemical features of impact glasses from the Zhamanshin crater. *Geokhimiya*, (7), 668-673. (In Russ.)
- Gornostaeva T.A., Mokhov A.V., Kartashev P.M., Bogatkov O.A. (2017) Condensate glasses of the Zhamanshin crater / zhamanshinites/. *Petrologiya*, (1), 3-25. (In Russ.)
- Gornostaeva T.A., Mokhov A.V., Kartashev P.M., Bogatkov O.A. (2019) Comparison of the composition and microstructure of impact glasses on the example of the Earth (Zhamanshin crater) and the Moon. *Petrologiya*, **2**(1), 105-119. (In Russ.)
- Dobretsov N.L., Dobretsova L.V. (1988) New data on the mineralogy of the eclogite-glaucophane-schist Maksyutov complex (Yu. Ural). *Dokl. AN SSSR*, **300**, 195-200. (In Russ.)
- Esenalinov A.M., Korotovskii V.G., Navasardyan G.P. (1980) Seismic studies of the Zhamanshin meteorite crater in the Aral Sea region. *Dokl. AN SSSR*, **255**(6), 1450-1453. (In Russ.)
- Florenskii P.V., Dabizha A.I. (1980) Zhamanshin meteorite crater. Moscow, Nauka Publ., 125 p. (In Russ.)
- Florenskii P.V., Dikov Yu.P. (1981) The genesis of tektites is the reason for the unity of their composition and structure. *Geokhimiya*, (6), 809-819. (In Russ.)
- Florenskii P.V., Konovalenko A. (2020) Silicoglasses-mysterious falls from space. *Priroda*, (3), 28-36. (In Russ.)
- Izokh E.P. (1990) Geological data on the age of the impact crater Zhamanshin. *Sat. Traces of cosmic influences on the Earth*. Novosibirsk, Nauka Publ., 177-187. (In Russ.)
- Izokh E.P. (1991) Impact crater Zhamanshin and the problem of tektites. *Geol. Geofiz.*, (4), 3-15. (In Russ.)
- Izokh E.P., Kashkarov L.N., Genaeva L.I. (1990) Age of glasses of the Zhamanshin impact meteorite according to track analysis. *Sat. Traces of cosmic influences on the Earth*. Novosibirsk, Nauka Publ., 188-193. (In Russ.)
- Kiryukhin L.G. (1971) Paleozoic and Triassic of the Northern and Eastern Aral Sea. *Tr. VNIIGMI*, (105), 73-84. (In Russ.)
- Kiryukhin L.G., Florenskii P.V., Sobolev Yu.S. (1969) Riddle of Zhamanshin. *Priroda*, (3), 70-73. (In Russ.)
- Kisilev L.I. (1971) Nature of dislocations in the southeastern framing of Mugodzhar. *Sat. Problems of geology of Western Kazakhstan*. Alma-Ata, 73-83. (In Russ.)
- Komarov V.L., Masaitis V.L. (1995) Once again on the age and composition of the impact glasses of the Zhamanshin crater. *Geokhimiya*, (5), 764-768. (In Russ.)
- Kostik G.A., Pilia B.V. (1973) Neogene volcanic glasses of the Zhamanshin tract in the Irgiz region. *Izv. AN SSSR, Ser. Geol.*, (2), 145-148. (In Russ.)
- Kuznetsov I.I., Plekhova K.R., Lyapicheva A.A. (1974) About Cenozoic volcanic rocks of the southwestern part of the Turgai trough. *Sov. Geol.*, (2), 142-146. (In Russ.)
- Masaitis V.L., Danilin A.N., Raikhlin A.N., Mashchak M.S., Selivanovskaya T.V., Shadenkov E.M. (1980) Geology of astroblems. Leningrad, Nedra Publ., 281 p. (In Russ.)
- Pronin V.G., Babanova A.M. (1989) State geological map of the USSR, scale 1 : 200 000. Sheets M-41-XXXI-XXXIV. Explanatory note. PGO Aerogeology, Moscow. (In Russ.)
- Sobolev N.V. (2006) Coesite as an indicator of superhigh pressures in the continental lithosphere. *Geol. Geofiz.*, **47**(1), 95-104. (In Russ.)
- Vakhrameev V.A., Yanshin A.L. (1941) Paleozoic in the Northern Prearalie. *Dokl. AN SSSR*, **30**(9), 818-821. (In Russ.)
- Vishnevskii S.A., Pal'chik N.A. (1978) Coesite in breccias of the Zhamanshin structure. *Dokl. AN SSSR*, (5), 1264-1274. (In Russ.)
- Yanshin A.L. (1953) Geology of the Northern Aral Sea. Moscow, 736 p. (In Russ.)
- Zaitsev A.M., Raikhlin A.I., Masaitis V.L. (1990) Results of in-depth study of the Zhamanshin structure in 1986-88. Aktobe. (In Russ.)

УДК 551.24:552.42

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-1-117-132

О природе, составе и газоносности эпигенетической минерализации в соляной толще Верхнекамского месторождения (на примере Усольского рудника)

И. И. Чайковский, О. В. Иванов, М. В. Бубнова, Т. В. Федоров

Горный институт УрО РАН, 614005, г. Пермь, ул. Сибирская, 78а, e-mail: ilya@mi-perm.ru

Поступила в редакцию 19.07.2022 г., принята к печати 14.10.2022 г.

Объект исследования. В работе рассмотрена тектоническая позиция зоны эпигенетической минерализации в соляной толще одного из рудников Верхнекамского месторождения, валовой и микроэлементный химический состав, газоносность и компонентный состав газов. **Материалы и методы.** Для оценки состава исходных и эпигенетических образований проведены структурно-геологические наблюдения в горных выработках, опробование, определение валового химического состава (РФА, спектрометр S8 Tiger фирмы “Bruker”), малых элементов (масс-спектрометр с индуктивно-связанной плазмой Aurora M90), газоносности и компонентного состава связанных газов (газовый хроматограф 450-GC компании “Varian, Inc”). **Результаты.** Установлено, что жильная минерализация выполняет трещины отслоения в ядре синклинали складки и сопровождается зонами выщелачивания галита и перекристаллизации сильвина. Ниже по разрезу зафиксированы возможные источники пересыщенных калием рассолов, которые генерируются в многочисленных мелких структурах типа рор-ур или kink bands. Обогащенность легкими углеводородными газами, а также легкорастворимыми солями и подвижными элементами (KCl, CaCl₂, MgCl₂, Br, Rb, Li, Sr, Zn, Cu, Co, Te, Se, Sn, Pb) отражает их образование из седиментационных рассолов, мобилизованных при складчатости из сильвинитовых пород. **Выводы.** Охарактеризован один из механизмов мобилизации флюидов, солей и микроэлементов в соляной толще, связанный с со складчатым возникновением мелких рассеянных очагов в нижнем силивинитовом пласте КрIII и последующей пульсационной миграцией вверх по разрезу вдоль синклинали перегибов более крупных складок в пласте КрII. Показано, что в процессе формирования зоны эпигенетической минерализации происходит дифференциация малых элементов и газов, связанная с различными сорбционными свойствами галита, сильвина и глинистого материала.

Ключевые слова: Верхнекамское месторождение солей, эпигенез, газоносность, геохимия

Источник финансирования

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ, проект № 20-45-596017 р_НОЦ_Пермский край

On the nature, composition and gas content of epigenetic mineralization in the salt column of the Verkhnekamskoe deposit (on the example of the Usolsky mine)

Ilya I. Chaikovskiy, Oleg V. Ivanov, Marina V. Bubnova, Taras V. Fedorov

Mining Institute, UB RAS, 78a Sibirskaya st., Perm 614005, Russia, e-mail: ilya@mi-perm.ru

Received 19.07.2022, accepted 14.10.2022

Research subject. The paper considers the tectonic position of the zone of epigenetic mineralization in the salt strata of one of the mines of the Verkhnekamskoye deposit, the gross and microelement chemical composition, gas content and component composition of gases. **Materials and methods.** To assess the composition of the original and epigenetic formations, structural and geological observations were carried out in mine workings, sampling, determination of the gross chemical composition (XRF, Bruker S8 Tiger spectrometer), trace elements (Aurora M90 inductively coupled plasma mass spectrometer), gas content and component composition of associated gases (gas chromatograph 450-GC company

Для цитирования: Чайковский И.И., Иванов О.В., Бубнова М.В., Федоров Т.В. (2023) О природе, составе и газоносности эпигенетической минерализации в соляной толще Верхнекамского месторождения (на примере Усольского рудника). *Литосфера*, **23**(1), 117-132. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-1-117-132>

For citation: Chaikovskiy I.I., Ivanov O.V., Bubnova M.V., Fedorov T.V. (2023) On the nature, composition and gas content of epigenetic mineralization in the salt column of the Verkhnekamskoe deposit (on the example of the Usolsky mine). *Lithosphere (Russia)*, **23**(1), 117-132. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-1-117-132>

© И.И. Чайковский, О.В. Иванов, М.В. Бубнова, Т.В. Федоров, 2023

“Varian, Inc”). *Results*. It has been established that vein mineralization fills delamination cracks in the cores of the synclinal fold and is accompanied by zones of halite leaching and sylvite recrystallization. Further down the section, possible sources of K-oversaturated brines are recorded, which are generated in numerous small structures such as pop-ups or kink bands. The enrichment in light hydrocarbon gases, as well as easily soluble salts and mobile elements (KCl, CaCl₂, MgCl₂, Br, Rb, Li, Sr, Zn, Cu, Co, Te, Se, Sn, Pb), reflects their formation from sediment-brines mobilized during folding from sylvinitic rocks. *Conclusions*. One of the mechanisms for the mobilization of fluids, salts, and trace elements in the salt column is characterized, which is associated with the folded appearance of small scattered chambers in the lower sylvinitic bed KrIII and subsequent pulsating migration up the section along the synclinal bends of larger folds in the bed KrII. It is shown that in the process of formation of the zone of epigenetic mineralization, differentiation of small elements and gases occurs, which is associated with different sorption properties of halite, sylvite, and clay material.

Keywords: *Verkhnekamskoe field, epigenesis, gas content, geochemistry*

Funding information

The study was supported by the RFBR grant, project No. 20-45-596017 r_NOTs_Perm Krai Science Foundation grant 22-27-00827

ВВЕДЕНИЕ

Верхнекамское месторождение солей кунгурского возраста представляет собой стратифицированную залежь, состоящую из выдержанных по простиранию пластов солей. Закономерность их отложения проявилась в последовательной смене хлоридов натрия, калия и магния, из которых сложены следующие толщи (снизу вверх): подстилающая каменная соль (средняя мощность ≈ 330 м), сильвинитовая (18 м) и карналлитовая (54 м) зоны. Сильвинитовая зона состоит из четырех сильвинитовых пластов (снизу вверх КрIII, КрII, КрI, А), а карналлитовая – из девяти карналлитовых (от Б до К), перемежающихся с пластами каменной соли. В настоящее время разрабатываются пласты КрII, АБ и В.

В составе включений в соляных минералах присутствуют жидкая и газообразная фазы, которые были захвачены в процессе кристаллизации. Последняя сложена азотом (до 90 % и более), углеводородными газами, водородом и углекислым газом. Среднее содержание связанных газов в галитах, сильвинитах и карналлититах варьирует в пределах $0.036\text{--}0.045$ м³/м³. Предполагается, что в процессе складчатости и перекристаллизации газы высвобождаются из соляных минералов, мигрируют на границы зерен, в структурные ловушки антиклинального типа, где могут образовывать скопления, создающие большие осложнения в процессе их вскрытия горными выработками (Андрейко, 2007; Земсков и др., 2008). Газодинамические явления, сопровождаемые выбросом породы и горнопроходческого оборудования и даже чело-

веческими жертвами, известны на многих калийных месторождениях солей (Верхнекамское и Гремячинское в России, Старобинское в Беларуси, Вера в Германии), а также других, где рудные тела залегают среди эвапоритового разреза (кимберлитовые трубки Мир, Интернациональная и др.).

Галит, сильвин и карналлит характеризуются низкой изоморфной емкостью в отношении большинства малых элементов (кроме Br, Rb), которые сосредоточены в нерастворимом остатке (доломит, ангидрит, аутигенные сульфиды, терригенные и аутигенные силикаты, углефицированный растительный детрит, остатки кокколитофорид и др.), составляющем в пластах каменной соли, сильвинитов и карналлитов 3–5 мас.% и более. Минеральное и пространственное перераспределение большинства элементов связано с процессами сульфатредукции, радиолиза, миграции рассолов (Чиркова, Чайковский, 2012; Чайковский и др., 2016, 2017а, б).

Таким образом, выявление структурных, минералогических и геохимических признаков миграции флюидов представляет интерес не только для реконструкции эпигенетических процессов в эвапоритовой толще, но и для обеспечения безопасных условий разработки месторождений.

Объект и методы исследования

При проходке одного из штреков Усольского рудника Верхнекамского месторождения по сильвинитовому пласту КрII участковым геологом Е.А. Канзюба на восточной стенке выявлен участок развития крупных жил, сложенных шестова-

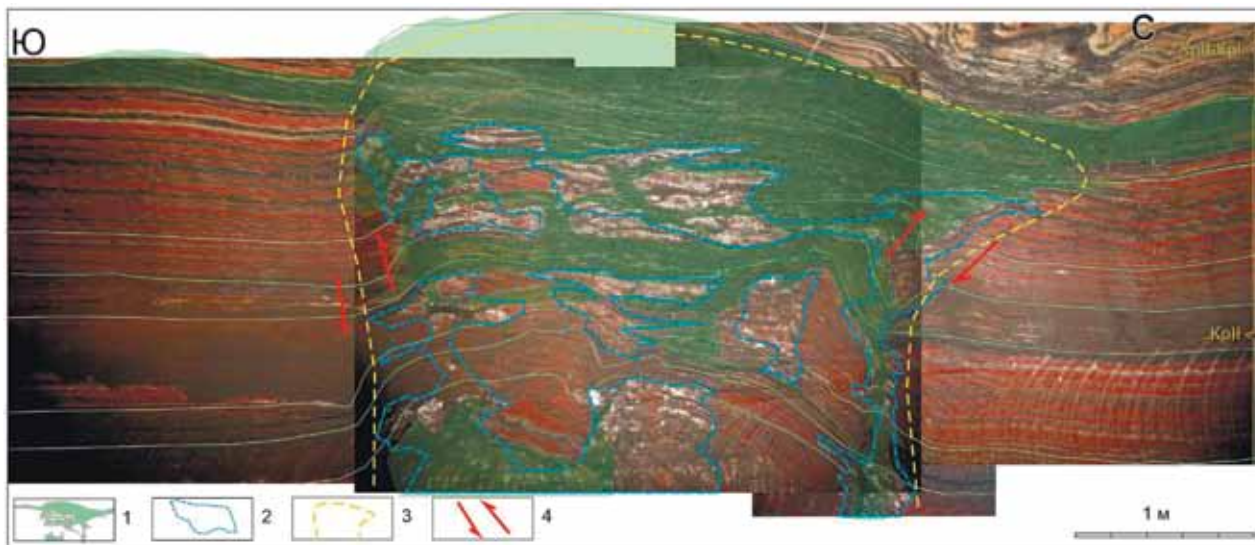


Рис. 1. Зона эпигенетической минерализации, вскрытая на западной стенке штрека.

1 – границы глинистых слоев и скоплений; 2 – границы участков перекристаллизации, сложенные пестрым сильвинитом; 3 – общий контур развития участков выщелачивания; 4 – относительное перемещение блоков. Пласт КрII сложен красным сильвинитом с белыми прослоями каменной соли и черными прослоями глинистого материала, пласт КрII–КрIII – каменной солью с глинистыми прослоями.

Fig. 1. Zone of epigenetic mineralization exposed on the western wall of the drift.

1 – boundaries of clay layers and accumulations; 2 – boundaries of recrystallization areas composed of variegated sylvite; 3 – general outline of the development of leaching sites; 4 – relative movement of blocks. Layer KrII is composed of red sylvite with white interlayers of rock salt and black interlayers of clay material, layer KrII–KrIII – of rock salt with clay interlayers.

тыми солями (Иванов и др., 2021). В рамках изучения ее строения и природы были проведены структурно-геологические наблюдения и отбор проб для исследования химического состава жильных образований и вмещающих пород, а также содержащихся в них газов.

Определение содержания петрогенных элементов (SiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$, Al_2O_3 , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , MnO , P_2O_5 , SO_3 , п.п.п.) проводилось на волнодисперсионном рентгенофлуоресцентном спектрометре S8 Tiger фирмы “Bruker” (аналитик К.П. Казымов), а малых элементов – на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Argo M90 (геологический факультет ПГНИУ, аналитики – М.А. Волкова и А.Ю. Пузик).

Компонентный состав связанных газов проанализирован на газовом хроматографе 450-GC компании “Varian, Inc” в ЦКП “Центр изучения свойств геоматериалов” ПНИПУ, аналитик О.В. Иванов.

Структурно-геологическая позиция и строение минерализованной зоны

Обследование показало, что эпигенетическая минерализация развита на обеих стенках штрека. На западной стенке, в приосевой части синклинального перегиба, вскрыта зона выщелачивания солей шириной около 3 м, сложенная остаточ-

ным глинистым материалом, экранированная прослоем глины в кровле сильвинитового пласта КрII (рис. 1). Она формирует штокверк, сопровождаемый гнездовыми участками пестрого крупнозернистого сильвинита, образовавшегося за счет перекристаллизации первичного красного среднезернистого сильвинита.

На восточной стенке штрека минерализованная зона имеет ширину около 8 м и включает в себя, наряду с участками выщелачивания и перекристаллизации сильвина (пестрый сильвинит), около десятка сближенных согласных и субсогласных жил (рис. 2), приуроченных к синклинальному перегибу. Самая протяженная из них имеет длину более 2 м и ширину более 0.5 м. Наряду с жилами зафиксированы разрывы глинистых прослоев (будинаж).

Здесь выделены две зоны выщелачивания, где глинистые прослои сливаются в единое целое. В северном участке выщелачивания отмечены реликтовые гнезда вторичного пестрого сильвинита и элементы пластических деформаций.

Наиболее крупная жила сложена преимущественно поперечно-шестоватым агрегатом, осложненным ритмичностью, сдвигами и наличием нескольких генераций хлоридных минералов, которые придают ей блоковое строение (рис. 3). Наблюдение за взаимоотношениями между блоками позволило выделить пять генераций, сменявших друг

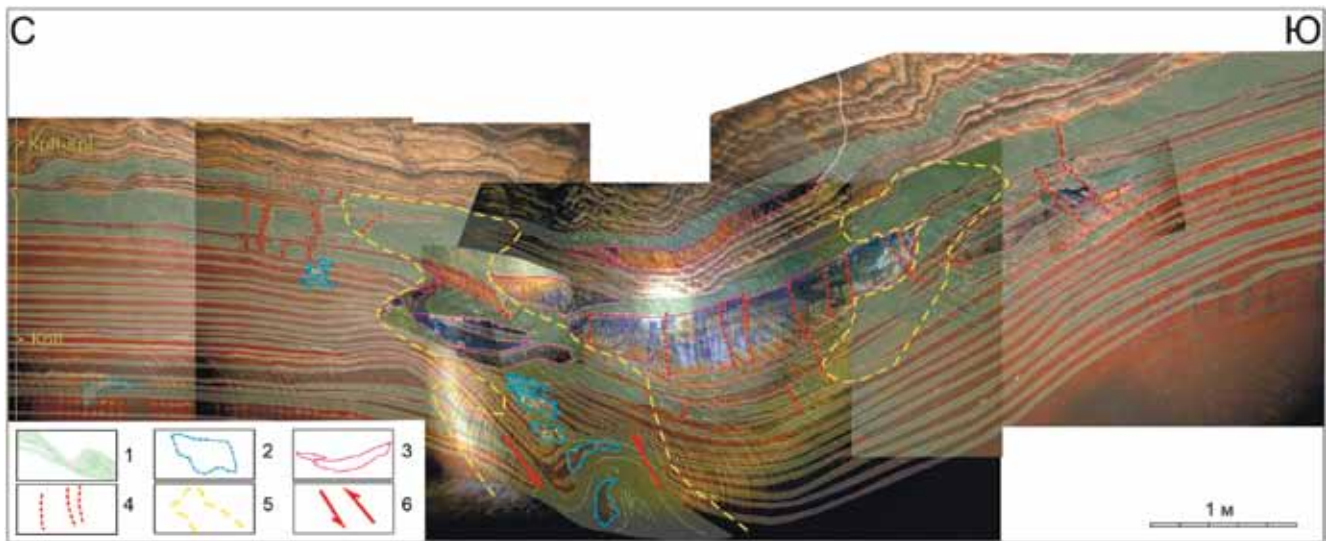


Рис. 2. Зона эпигенетической минерализации, вскрытая на восточной стенке штрека.

1 – границы глинистых слоев и скоплений газов; 2 – границы участков развития пестрого сильвина (участки перекристаллизации); 3 – границы жил, сложенных сильвином и галитом; 4 – дислокации отрыва и скалывания; 5 – общий контур участков выщелачивания; 6 – относительное перемещение блоков.

Fig. 2. Zone of epigenetic mineralization exposed on the eastern wall of the panel entry.

1 – boundaries of clay layers and gas accumulations; 2 – boundaries of areas of development of variegated sylvite (areas of recrystallization); 3 – boundaries of veins composed of sylvite and halite; 4 – detachment and shear dislocations; 5 – general outline of the development of leaching sites; 6 – relative movement of blocks.

друга во времени. Наиболее ранним был красный шестоватый агрегат галит-сильвинового состава, примыкающий к нижней стенке жилы. Ближе к центру жилы он сменяется красно-синим шестоватым сильвин-галитовым, а затем синим шестоватым галитовым, примыкающим к верхней стенке жилы. Четвертая генерация, сложенная желтоватым шестоватым галитом, обрастает “оборванные” края блоков третьей генерации и характеризуется нередко искривленными волокнами. Пятая генерация представлена пойкилитовым агрегатом прозрачного сильвина с реликтовыми вростками волокон синего галита, за счет чего выглядит голубой. Ее приуроченность к центральной части жилы позволяет предполагать, что она развивалась по красно-синему шестоватому сильвин-галитовому агрегату второй генерации.

Анализ структурного поведения пласта вдоль штрека (рис. 4) показывает, что он подвержен смятию системой пересекающихся диагональных складок, что проявлено на разрезе в виде разнонаправленного падения осевых поверхностей. Подобная система характерна не только для исследованного района, но и для Палашерского участка и Верхнекамского месторождения в целом (Чайковский и др., 2021).

Обследование лежащего ниже сильвинитового пласта КрIII позволило установить в его верхней ча-

сти, контактирующей с каменной солью КрIII–КрII и осложненной мелкой шевронной складчатостью, многочисленные локальные (1–2 м) дислокации, сопровождаемые изменением минерального состава соляных пород (рис. 5). Структурная интерпретация показывает, что они представляют собой пластичные варианты сопряженных надвига и ретронадвига (структура pop-up) или полос излома (kink bands), на которых проявилось выщелачивание сильвина. Некоторое увеличение объема галита в этой зоне может отражать не только сохранение первично-седиментационной соли, но и отложение вторичной, что было описано в так называемых “буграх пучения” на Старобинском калийном месторождении (Кислик, 1971; Чайковский и др., 2017а). Отсутствие подводящих снизу структур или изменений может указывать на мобилизацию рассолов из верхней части сильвинитового пласта КрIII. Выщелачивание сильвина с одновременным отложением галита в верхней части пласта КрIII может свидетельствовать о нагревании межзерновых рассолов в процессе складчатости, что согласуется с более высокой растворимостью KCl при температуре выше 30°C, чем NaCl. Возросшее в растворе содержание KCl вызвало высаливание (фракционирование) галита. Таким образом, в лежащий выше пласт КрII они поступили насыщенными хлоридом калия, но обедненными хлоридом натрия, что и вызвало растворение галита.

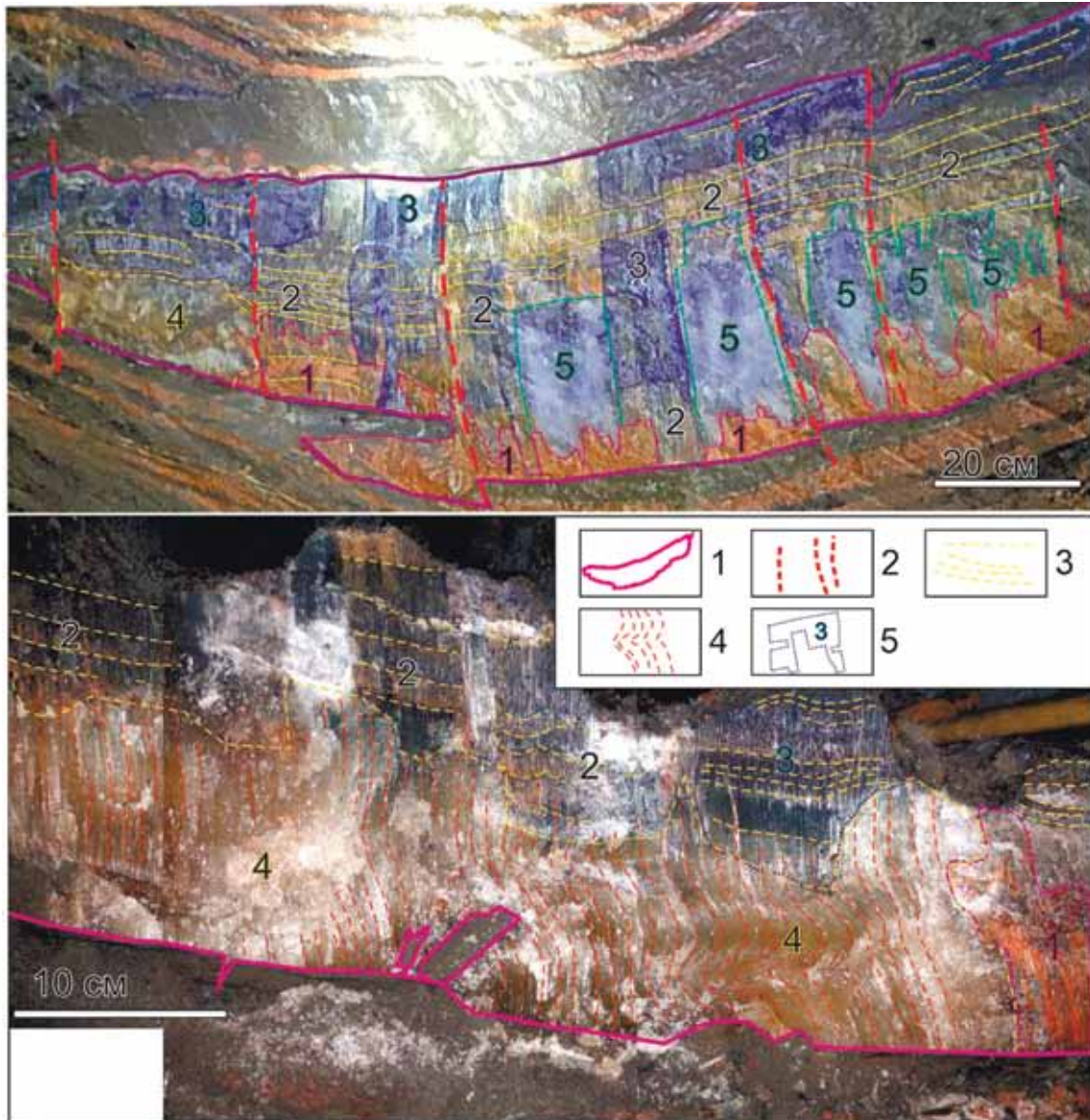


Рис. 3. Фрагменты строения двух участков наиболее крупной жилы.

1 – контур жилы; 2 – сдвиговые зоны; 3 – элементы ритмичности; 4 – ориентировка волокон минералов в шестоватом агрегате; 5 – участки в пределах жилы, различающиеся по цвету и минеральному составу. Цифрами показаны генерации галит-сильвинового (1, красные), сильвин-галитового (2, красно-синие), галитового (3, синие), галитового (4, желтоватые), галит-сильвинового (5, голубые) состава.

Fig. 3. Fragments of the structure of two sections of the largest vein.

1 – vein contour; 2 – shear zones; 3 – elements of rhythm; 4 – orientation of mineral fibers in columnar aggregate; 5 – areas within the vein, differing in color and mineral composition. The numbers show areas of halite-sylvite (1, red), sylvite-halite (2, red-blue), halite (3, blue), halite (4, yellowish), halite-sylvite (5, blue) compositions.

По представлениям Ю.А. Третьякова (1974), сходные зоны выщелачивания (“замещения”) внутри соляной толщи Верхнекамского месторождения связаны с постседиментационным перераспределением компонентов сильвиновой породы на участках неравномерного тектонического напряжения при участии остаточных маточных рас-

солов хлор-кальциевого состава, захороненных в глинистых прослоях.

Структуры pop-up или kink bands, названные не очень удачно ромбодрами скалывания, ранее наблюдались в пласте А Новосоликамского участка Верхнекамского месторождения и связывались с динамометаморфическими процессами,

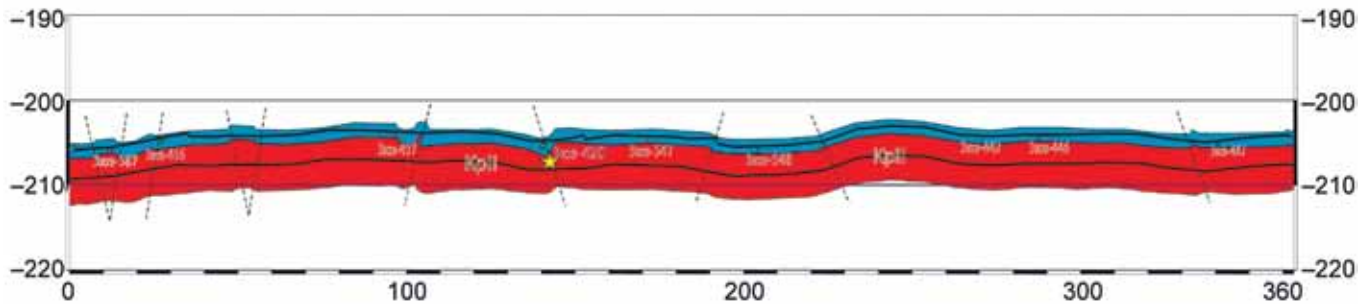


Рис. 4. Положение исследуемого участка (показано желтой звездочкой) на геологическом разрезе по восточной стенке штрека (материалы геологической службы рудника) с элементами структурной интерпретации. Пунктиром показаны осевые поверхности складок.

Fig. 4. Position of the study area (shown by a yellow star) on the geological section along the eastern wall of the panel entry (materials of the geological service of the mine) with elements of structural interpretation.

The dotted line shows the axial fold planes.

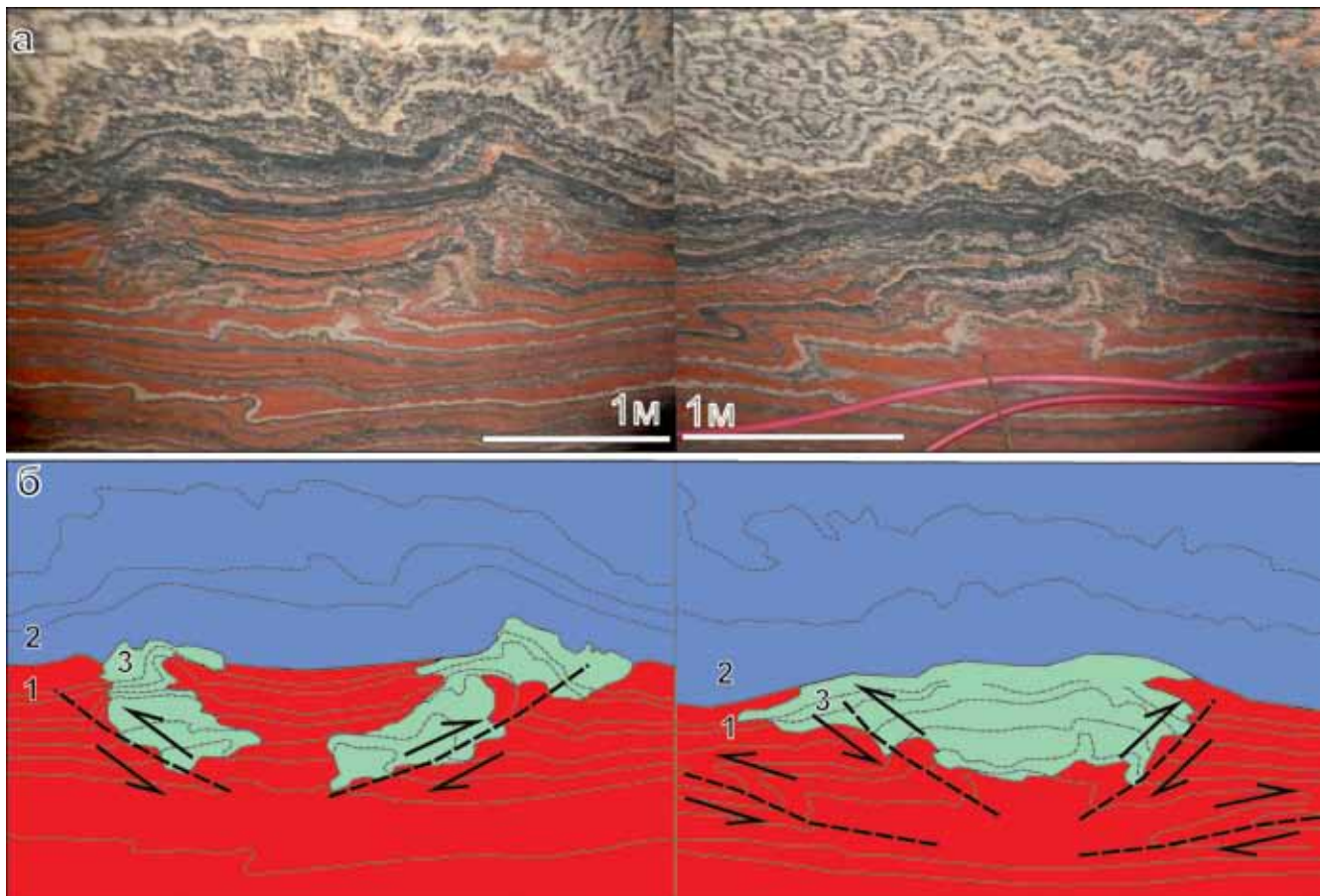


Рис. 5. Фотографии (а) и схемы (б) структурной интерпретации деформаций в верхней части пласта КрIII, сопровождаемые выщелачиванием сильвина.

1 – сильвинитовый пласт КрIII; 2 – пласт каменной соли КрIII–КрII; 3 – зона выноса хлорида калия и отложения галита. Стрелками показаны динамопары вдоль зон пластического перегиба.

Fig. 5. Photographs (a) and schemes (б) of structural interpretation of deformations in the upper part of the KrIII bed accompanied by leaching of sylvite.

1 – sylvinite bed KrIII; 2 – layer of rock salt KrIII–KrII; 3 – zone of removal of potassium chloride and deposition of halite. The arrows show the dynamocouples along the zones of plastic inflection.

протекавшими в условиях горизонтального сжатия (Петротектонические основы..., 2000).

Таким образом, в районе проявления исследованной жильной минерализации в процессе складчатости в прикровельной части пласта КрIII, на границе с каменной солью КрIII–КрIII, формируются многочисленные локальные структуры, сложенные сопряженными надвигом и ретронадвигом, представляющие собой очаги разгрузки рассеянных внутрисоляных растворов, которые выносили хлориды калия. В лежащий выше сильвинитовый пласт КрII обогащенные калием рассолы уже поступали вдоль синклиналиных перегибов, где приводили к выщелачиванию галита и перекристаллизации сильвина.

Сложное строение и состав жил свидетельствуют о длительном и пульсационном характере их раскрытия, “многокамерной” кристаллизации и эволюции химизма рассолов во времени. Шестоватое строение жильных агрегатов сильвина и галита отражает их рост в формирующихся полостях отслоения, образующихся как за счет продолжительных тектонических движений, так и выщелачивания. Искривленность волокон желтоватой соли свидетельствует о смене вертикального расслоения послойным сдвигом. Вначале происходило отложение галит-сильвинового, а затем сильвин-галитового и галитового агрегатов. Наблюдаемые взаимоотношения в жиле, отражающие отложение сильвина, а затем галита, не согласуются с последовательностью кристаллизации солей в эвапоритовых бассейнах, что подтверждает пересыщенность рассолов калием. Наряду с ростом в открывающихся полостях проявилась перекристаллизация некоторых сильвинитовых участков с образованием пойкилитовой структуры.

Особенности минерального и химического и состава

Данные химических анализов солей (табл. 1) и их пересчет на минеральную форму показали (рис. 6), что при переходе от красных сильвинитов к пестрым произошел существенный вынос хлорида натрия, привнос хлоридов калия и магния, сульфата и хлорида кальция, накопление остаточного нерастворимого материала (ангидрит, глинистые минералы и др.).

Сама жила сложена только сильвином и галитом. Содержание последнего постепенно увеличивается от красного галит-сильвинового агрегата и красно-синего сильвин-галитового к синему и желтоватому галитовому, что отражает изменение рассола во времени от существенно хлоридно-калиевого к хлоридно-натриевому.

Увеличение бром-хлорного коэффициента (рис. 7) при переходе от вмещающего красного сильвинита к пестрому отражает приток богатых

бромом рассолов. В самой жиле его содержание постепенно уменьшается от ранней генерации к поздней, что согласуется с уменьшением содержания сильвина, который характеризуется его большей изоморфной емкостью по сравнению с галитом (Валяшко, Мандрыкина, 1952). Высокие значения бром-хлорного коэффициента в голубом галит-сильвиновом агрегате подтверждает его образование за счет перекристаллизации красно-синего сильвин-галитового агрегата второй генерации. Следовательно, на участке эпигенетической минерализации проявились три процесса (тренда): выщелачивание галита с перекристаллизацией сильвина (I), последовательное отложение солей в открывающихся полостях (II), перекристаллизация красно-синего сильвин-галитового агрегата остаточными растворами (III).

Сопоставление содержания некоторых индикаторных малых элементов (табл. 2, рис. 8) показывает, что поступавшие при формировании пестрого сильвинита рассолы были обогащены Rb, Li, Sr, Zn, Cu, Co, Te, Se, Sn, Pb и обеднены Mn, Cd, Ba, Mo, Sb, Tl, Bi, Zr. Для зрелых рассолов характерны Sr, Rb и Li, они могут рассматриваться как галофильные. Zn, Cu, Co, Te, Se, Sn, Pb относятся к элементам, легко экстрагируемым и переносимым в форме хлоридов и сернистых соединений.

Корреляционный анализ петрогенных и малых элементов позволил, на основе тесной положительной связи, выделить четыре геохимические группы. С галитом демонстрируют устойчивую связь Ru ($r = 0.92$), Tl (0.85), Cs (0.69), а с сильвином – Rb (0.97), Se (0.81), Sc (0.70), Ni (0.58), Co (0.55). Очень близкие значения коэффициентов корреляции многих элементов с иллитом, ангидритом, гематитом, антарктицитом и бишофитом позволяют предполагать их локализацию в так называемом галопелите, состоящим из пелитоморфного сульфатно-глинистого материала, насыщенного поровыми хлоридными рассолами магния и кальция. Связанные с ними элементы образуют следующий ряд: Nb (0.86–0.96), Mn (0.79–0.97), Y (0.85–0.95), Se (0.75–0.93), Li (0.78–0.91), Sr (0.74–0.91), Ga (0.71–0.88), V (0.69–0.85), Ag (0.52–0.84), Ta (0.64–0.74), Zr (0.58–0.86), Pd (0.53–0.76), Ba (0.52–0.63), Cd (0.44–0.74), Os (0.54–0.70), Ir (0.54–0.70), Pt (0.48–0.69), Au (0.43–0.68), Sb (0.41–0.67).

Остальные элементы (Be, Cr, Cu, Zn, Ge, As, Mo, Ru, Rh, In, Sn, W, Re, Hg, Tl, Pb, Bi) не демонстрируют значимой связи с петрогенными минеральными фазами. Часть из них (Cu, Zn, As, Hg, Pb) встречена на Верхнекамском месторождении в виде тонкодисперсных сульфидов в галопелитовом материале.

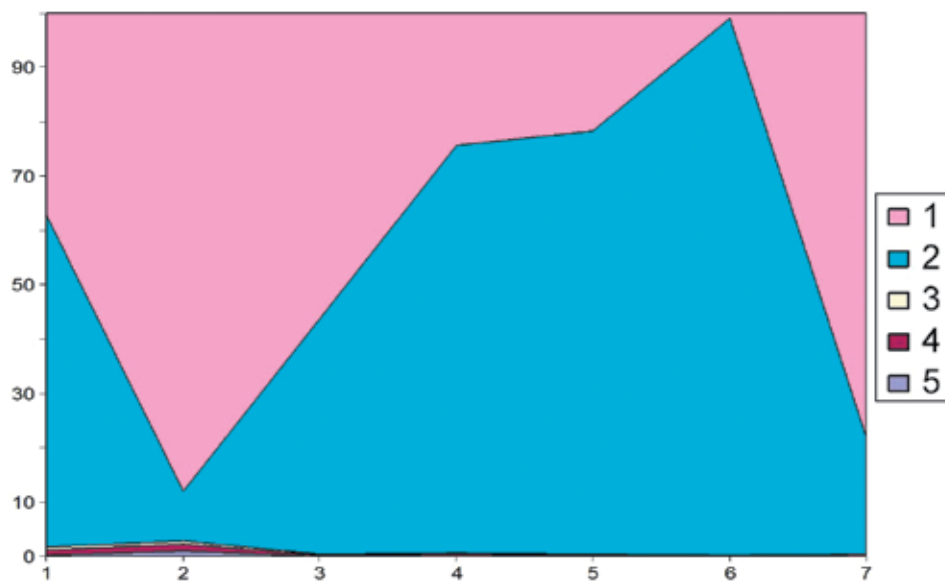
Таким образом, рассолы, вызвавшие образование пестрого сильвинита и жильных минералов, были недосыщены NaCl, но обогащены легкорастворимыми солями и подвижными элементами

Таблица 1. Химический (мас. %) и нормативный (мол. %) минеральный состав вмещающего сильвинита, продуктов его перекристаллизации и участков сложной жилы**Table 1.** Chemical and normative mineral composition of host sylvinit, products of its recrystallization and sections of a complex vein, wt %

Компонент	Неизменный красный сильвинит (КрII, слой 1)	Пестрый сильвинит (участки перекристаллизации)	Участок жилы (генерация)				
			Галит-сильвиновый, красный (1)	Сильвин-галитовый, красно-синий (2)	Галитовый, синий (3)	Галитовый, желтоватый (4)	Галит-сильвиновый, голубой (5)
K	21.25	44.18	32.33	15.31	13.44	0.65	41.94
Na	20.27	2.65	14.30	27.06	27.60	36.41	6.71
Ca	0.68	1.11	0.14	0.21	0.13	0.06	0.16
Mg	0.19	0.21	0.07	0.08	0.06	0.06	0.02
SiO ₂	0.50	1.40	0.27	0.29	0.13	0.11	0.04
Fe ₂ O ₃ общ	0.25	0.30	0.16	0.08	0.03	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	0.15	0.42	0.08	0.09	0	0.04	0
SO ₃	0.33	0.88	0.06	0.05	0.02	0.00	0.01
Cl	56.30	48.64	52.35	56.68	58.42	62.63	50.62
Br	0.07	0.20	0.26	0.16	0.16	0.04	0.48
Галит (NaCl)	60.80	8.94	43.09	74.74	77.73	98.59	21.67
Сильвин (KCl)	36.65	85.72	56.03	24.31	21.77	1.01	77.91
Ангидрит (CaSO ₄)	0.28	0.85	0.05	0.04	0.02	0.00	0.01
Гематит (Fe ₂ O ₃)	0.05	0.07	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00
Антарктицит CaCl ₂ ×6H ₂ O	0.88	1.30	0.20	0.29	0.19	0.09	0.28
Бишофит MgCl ₂ ×6H ₂ O	0.55	0.67	0.19	0.20	0.15	0.15	0.07
Иллит (K,H ₃ O)(Al,Mg,Fe) ₂ [(Si,Al) ₄ O ₁₀][(OH) ₂ ,H ₂ O]	0.78	2.45	0.41	0.41	0.14	0.16	0.06

Примечание. Сумма компонентов нормирована по безводному составу.

Note. The sum of the components is normalized to the anhydrous composition.

**Рис. 6.** Вариации содержания нормативных солей.1 – KCl, 2 – NaCl, 3 – MgCl₂, 4 – CaCl₂, 5 – CaSO₄. На горизонтальной оси 1–7: 1 – красный сильвинит; 2 – пестрый силь-

винит; 3–7 – жильные образования: 3 – галит-сильвиновое красное, 4 – сильвин-галитовое сине-красное, 5 – галитовое синее, 6 – галитовое желтоватое, 7 – галит-сильвиновое голубое.

Fig. 6. Variations in the content of standard salts.

1 – KCl, 2 – NaCl, 3 – MgCl₂, 4 – CaCl₂, 5 – CaSO₄. On a horizontal axis 1–7: 1 – red sylvinite; 2 – variegated sylvinite; 3–7 – vein formations: 3 – halite-sylvite red, 4 – sylvite-halite blue-red, 5 – halite blue, 6 – halite yellowish, 7 – halite-sylvite blue.

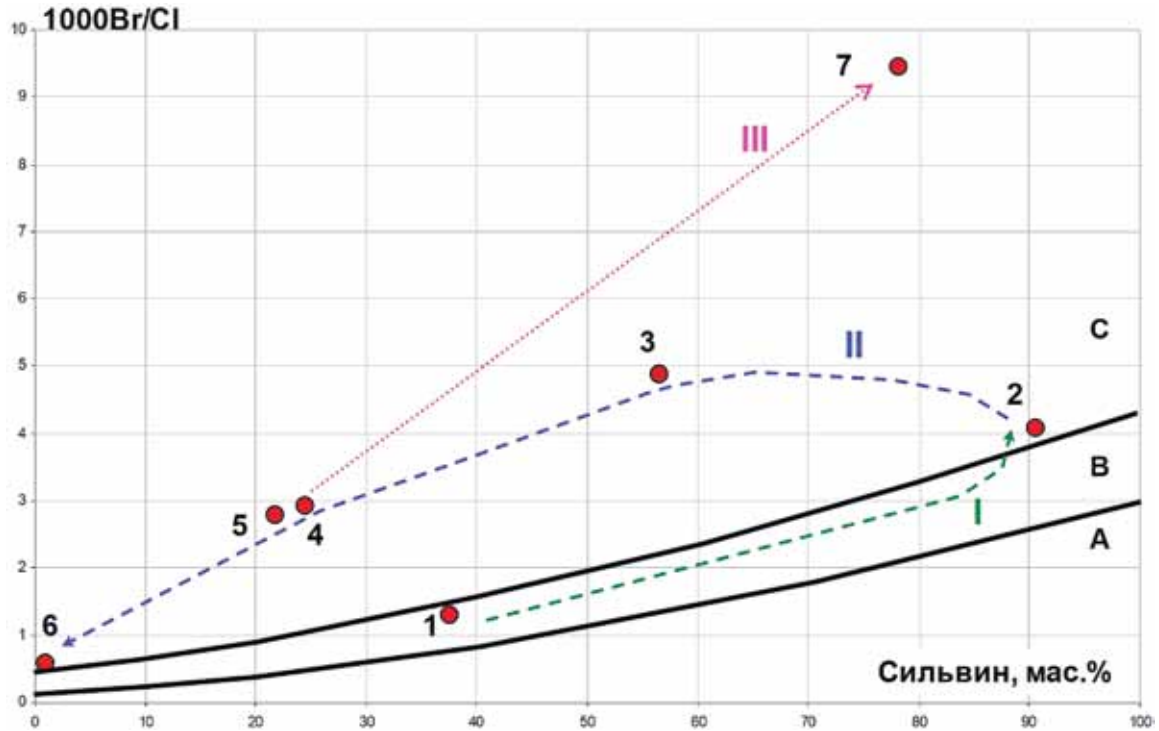


Рис. 7. Диаграмма М.Г. Валяшко, Т.В. Мандрыкиной (1952) для исследованных солей.

1 – красный сильвинит; 2 – пестрый сильвинит; 3–7 – жильные образования (3 – галит-сильвиновое красное, 4 – сильвин-галитовое сине-красное, 5 – галитовое синее, 6 – галитовое желтоватое, 7 – галит-сильвиновое голубое). Буквами обозначены поля сильвинитов, подверженных взаимодействию с опресненными водами (А), нормальных седиментационных (В), апокарналлитовых (С). Римскими цифрами показаны тренды выщелачивания галита и перекристаллизации сильвина (I), фракционирования в жиле (II), перекристаллизации остаточными растворами (III).

Fig. 7. Diagram of M.G. Valyashko, T.V. Mandrykina (1952) for the studied salts.

1 – red sylvinite; 2 – variegated sylvinite; 3–7 – vein formations (3 – halite-sylvite red, 4 – sylvite-halite blue-red, 5 – halite blue, 6 – halite yellowish, 7 – halite-sylvite blue). Letters the fields of sylvinites subject to interaction with desalinated waters (A), normal sedimentation (B), apocarnallite (C) are indicated. Roman numerals show the trends of halite leaching and sylvinitization (I), fractionation in the vein (II), recrystallization with residual solutions (III).

(KCl, CaCl₂, MgCl₂, Br, Rb, Li, Sr, Zn, Cu, Co, Te, Se, Sn, Pb), что свидетельствует о их образовании из седиментационных (меж- и внутризерновых) рассолов, мобилизованных при складчатости из сильвинитов, а не из окружения соляной толщи.

Газоносность и состав связанных газов

Анализ распределения связанных газов во вмещающем и перекристаллизованном сильвините, участках крупной жилы (табл. 3, рис. 9) и лежа-

щем выше (экранирующем) глинистом прослое позволил установить следующее. Газоносность вторичного пестрого сильвинита оказалась более высокой, чем в исходной породе, что свидетельствует об инфильтрации рассолов, обогащенных газами. Они вынесли из исходного красного сильвина азот и большинство тяжелых углеводородных газов (i-C₅H₁₂, n-C₅H₁₂, n-C₄H₁₀), но обогатили новообразованную породу легкими углеводородами (C₂H₆, C₃H₈) и углекислым газом. На фоне общего падения газоносности жильных образований от

Таблица 2. Содержание малых элементов в исследованных образованиях по данным ICP анализа, г/т
Table 2. Content of trace elements in the studied formations according to ICP analysis, ppm

Элемент	1	2	3	4	5	6	7
Li	1.318	2.858	1.660	1.547	0.785	0.663	0.529
Be	0.203	0.238	0.244	0.228	0.231	0.236	0.239
Sc	0.845	1.487	1.317	1.209	1.091	0.975	1.200
V	2.1	2.1	1.1	0.4	0	0.5	1.3
Cr	7.993	10.297	9.883	10.527	8.388	8.391	8.445
Mn	46.700	44.083	11.858	8.674	4.033	3.343	2.941
Co	2.032	8.758	9.831	2.368	2.581	2.594	2.188
Ni	5.903	7.481	7.616	7.101	6.729	6.362	6.963
Cu	7.443	17.880	111.675	15.226	5.337	3.606	4.305
Zn	16.216	55.708	110.824	24.404	21.255	13.051	10.655
Ga	0.231	0.435	0.332	0.226	0.182	0.179	0.161
Ge	0.136	0.228	0.205	0.254	0.243	0.251	0.209
As	7.889	6.155	6.825	6.521	6.115	5.685	7.973
Se	0.759	2.604	0.866	0.241	0.230	0.300	0.891
Rb	8.336	23.617	12.967	6.814	6.060	1.584	15.579
Sr	10.170	28.813	14.869	15.560	7.645	5.124	4.724
Y	0.692	0.792	0.458	0.282	0.367	0.317	0.355
Zr	15.370	9.503	6.958	3.794	2.098	1.665	1.212
Nb	0.075	0.140	0.080	0.039	0.024	0.021	0.020
Mo	0.972	0.384	3.073	0.422	0.628	0.492	0.892
Ru	0.010	0.008	0.008	0.010	0.010	0.011	0.008
Rh	0.001	0.002	0.002	0.004	0.005	0.005	0.005
Pd	0.256	0.231	0.257	0.206	0.182	0.167	0.195
Ag	0.142	0.136	0.142	0.118	0.115	0.112	0.116
Cd	0.606	0.432	0.342	0.354	0.362	0.351	0.344
In	0.086	0.084	0.074	0.087	0.090	0.090	0.090
Sn	0.089	0.101	21.740	0.140	0.038	0.039	0.148
Sb	1.231	0.625	0.144	0.778	0.112	0.194	0.303
Te	0.294	0.502	0.860	0.658	0.623	0.486	0.992
Cs	0.106	0.085	0.104	0.110	0.113	0.114	0.112
Ba	15.435	3.713	3.001	1.059	1.096	2.017	0.784
Ta	0.013	0.017	0.013	0.011	0.015	0.011	0.011
W	1.494	1.611	2.757	3.251	2.650	1.728	1.330
Re	0.089	0.089	0.089	0.090	0.085	0.089	0.090
Os	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.007	0.008
Ir	0.010	0.010	0.009	0.010	0.009	0.009	0.009
Pt	0.067	0.059	0.062	0.055	0.055	0.057	0.054
Au	0.028	0.026	0.025	0.026	0.025	0.025	0.026
Hg	0.162	0.173	0.243	0.233	0.224	0.152	0.157
Tl	0.032	0.003	0.031	0.042	0.045	0.046	0.033
Pb	0.235	0.355	0.868	0.113	0.127	0.111	0.114
Bi	0.029	0.018	0.035	0.017	0.016	0.016	0.017

Примечание. 1 – красный сylvинит, 2 – пестрый сylvинит, 3 – красный галит-сylvинитовый шестоватый агрегат, 4 – не-красный сylvин-галитовый агрегат, 5 – синий галитовый агрегат, 6 – желтоватый галитовый агрегат, 7 – голубой галит-сylvинитовый.

Note. 1 – red sylvinite, 2 – variegated sylvinite, 3 – red halite- vein zone columnar aggregate, 4 – blue-red sylvite-halite aggregate, 5 – blue halite aggregate, 6 – yellowish halite aggregate, 7 – blue halite-sylvite.

ранних агрегатов к поздним происходит рост содержания азота и уменьшение метана.

Лежащий выше глинистый прослой оказался более обогащенным газами по сравнению с жилой, особенно легкими углеводородами и углекислым газом.

Использование диаграммы А. Принцхофера и Э. Пернатона (Prinzhofer, Pernaton, 1997) показало, что все фигуративные точки локализованы вдоль тренда, характеризуемого одновременным ростом соотношений C_2/iC_4 и C_2/C_3 , который связывается с термогенным созреванием (рис. 10а). Сопоставление с данными предыдущих исследований газоносности (Чайковский и др., 2021) показало, что такая же тенденция характерна в целом для сильвинитового пласта КрII Усольского рудника (рис. 10б). Зафиксированное на различном удалении от крупной складки изменение степени зрелости состава газов (рис. 10в) дало основание предполагать, что вариации состава в сильвинитовом пласте напрямую связаны с расстоянием до нее. Чем дальше от крупной складки, тем более незрелый состав углеводородных газов. Низкая зрелость газов исследуемой зоны может свидетельствовать о том, что газовая фаза была мобилизована из сильвинитового пласта, подверженного незначительной складчатости.

Корреляционный анализ показал, что с галитом связан азот ($r = 0.89$), с сильвином и галопелитовым материалом – общая газоносность (0.80–0.86), этан (0.89–0.94), пропан (0.85–0.88), *i*-бутан (0.83–0.88), *n*-бутан (0.70–0.71) и CO_2 (0.90–0.95). Метан и пентан не проявили значимой связи с какими-либо минеральными фазами.

Сопоставление содержаний азота, метана и его гомологов в исследованных пробах с галитами подстилающей каменной соли, сильвинитами пласта КрII, в том числе обогащенных глинистым материалом (от 10 до 70%), Усольского рудника показали следующее (рис. 11). Каменная соль действительно характеризуется практически чистым азотным составом связанных газов. Сильвиниты обогащены метаном и его гомологами (до 11–18%), а сильвиниты, содержащие прослой галопелитового материала, обогащены гомологами метана, но обеднены метаном. Обогащенность галита и галититов азотом, а сильвина и сильвинитов – как азотом, так и углеводородными газами дает основание предполагать различную сорбционную способность этих хлоридных минералов в отношении газов, проявившуюся как в процессе седиментации, так и образовании жилы. Для объяснения низкого содержания метана в глине над жилой и сильвинитов, содержащих глинистые прослои, могут быть предложены два механизма. Глинистые прослои, будучи более проницаемыми для флюидов по сравне-

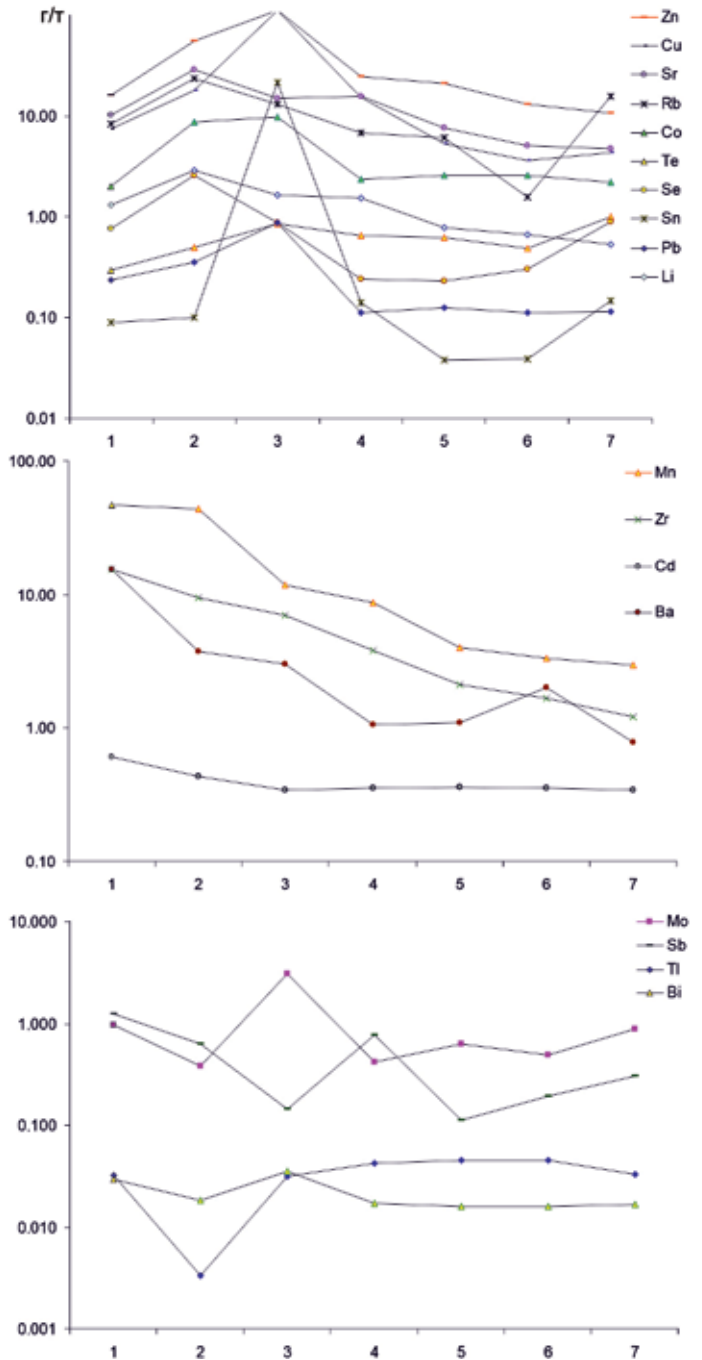


Рис. 8. Поведение индикаторных элементов во вмещающих солях и жильных образованиях.

1 – сильвинит; 2 – пестрый сильвинит; 3–7 – жильные образования: 3 – красное галит-сильвиновое, 4 – красно-синее сylvite-галитовое, 5 – синее галитовое, 6 – желтоватое галитовое, 7 – голубое галит-сильвиновое.

Fig. 8. Behavior of indicator elements in host salts and vein formations.

1 – sylvinite; 2 – variegated sylvinite; 3–7 – vein formations: 3 – red halite-sylvite, 4 – red-blue sylvite-halite, 5 – blue halite, 6 – yellowish halite, 7 – blue halite-sylvite.

Таблица 3. Общая газоносность (q , m^3/m^3) и компонентный состав газов (%) исследованных образований
Table 3. Total gas content (q , m^3/m^3) and component composition of gases (%) of the studied formations

Газ	1	2	3	4	5	6
q	0.015	0.033	0.0256	0.014	0.006	0.024
CH_4	0.815	0.713	1.3096	0.127	0.1206	0.976
C_2H_6	1.690	2.883	0.354	0.2081	0.637	5.597
C_3H_8	0.705	0.904	0.115	0.091	0.1807	0.729
$i-C_4H_{10}$	0.252	0.341	0.060	0.074	0.1257	0.248
$n-C_4H_{10}$	0.535	0.467	0.111	0.060	0.1187	0.159
$i-C_5H_{12}$	0.598	0.345	0.123	0.078	0.0998	0.070
$n-C_5H_{12}$	0.185	0.096	0.046	0.023	0.030	0.013
CO_2	0.062	0.7256	0.216	0.047	0.056	0.355
N_2	95.155	93.5256	97.666	99.293	98.633	91.856

Примечание. 1 – красный сильвинит, 2 – пестрый сильвинит, 3 – сине-красный шестоватый галит-сильвиновый агрегат, 4 – синий шестоватый галит, 5 – желтоватый шестоватый галит, 6 – глина, экранирующая жильную зону.

Note. 1 – red sylvinit, 2 – variegated sylvinit, 3 – blue-red columnar halite-sylvinit aggregate, 4 – blue columnar halite, 5 – yellowish columnar halite, 6 – shielding clay of the vein zone.

нию с соляными породами, дают возможность мигрировать метану, наиболее подвижному из углеводородных газов. Метан также может расходоваться как наиболее простой газ в процессе сульфатредукционных процессов.

Таким образом, общая газоносность и компонентный состав газов вмещающих сильвинитов близки таковым пласта КрII Усольского рудника. Рассолы, вызвавшие образование пестрого сильвинита, были обогащены легкими углеводородами (CH_4 , C_2H_6 , C_3H_8) и углекислым газом, мобилизованными из сильвинитов, претерпевших незначительную складчатость (соскладчатый катагенез).

В процессе формирования жилы проявилась дифференциация газов, обусловленная избирательной сорбцией азота, углеводородов и углекислого газа сильвином и глинистым материалом на ранней стадии и азота галитом – на поздней. Предполагается, что значительная доля привнесенных рассолами газов, фракционировавших в процессе выполнения жилы, дренировала в лежащий выше экранирующий глинистый слой, в котором они смешивались с аутигенными газами. В дальнейшем их состав мог трансформироваться как за счет диффузии легкоподвижного метана, так и сульфатредукции.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вскрытая при проходке сильвинитового пласта КрII Усольского рудника зона эпигенетической минерализации с синим галитом представляет со-

бой зону былой восходящей миграции пересыщенных калием рассолов вдоль линейной ослабленной зоны (синклинального перегиба). Она обогащена легкими углеводородными газами, легкорастворимыми солями и подвижными элементами, что отражает их мобилизацию из лежащего ниже сильвинитового пласта КрIII в процессе формирования складчатости, вероятно, из рассеянных мелких тектонических структур типа pop-up или kink bands. Блочное строение жил и наличие нескольких генераций минеральных агрегатов свидетельствуют о длительном и пульсационном характере раскрытия полостей.

Показано, что на уровне пласта КрII проявились три эпигенетических процесса, связанных с притоком высокобромистых и высококальциевых рассолов: выщелачивание галита и перекристаллизация сильвина, последовательное отложение сильвина и галита в открывающихся полостях, перекристаллизация существенно сильвинитовых участков жилы остаточными рассолами. В процессе замещения и отложения проявилась дифференциация малых элементов, обусловленная геохимическим сродством к галиту (Ru, Tl, Cs), сильвину (Rb, Se, Sc, Ni, Co) и рассолонасыщенному галопелиту Nb, Mn, Y, Se, Li, Sr, Ga, V, Ag, Ta, Zr, Pd, Ba, Cd, Os, Ir, Pt, Au, Sb).

Образование вторичного сильвинита и жильной минерализации привело к дифференциации и газовой фазы, обусловленной проявившейся избирательной сорбцией азота галитом, азота, углеводородов и углекислого газа – сильвином и галопелитовым

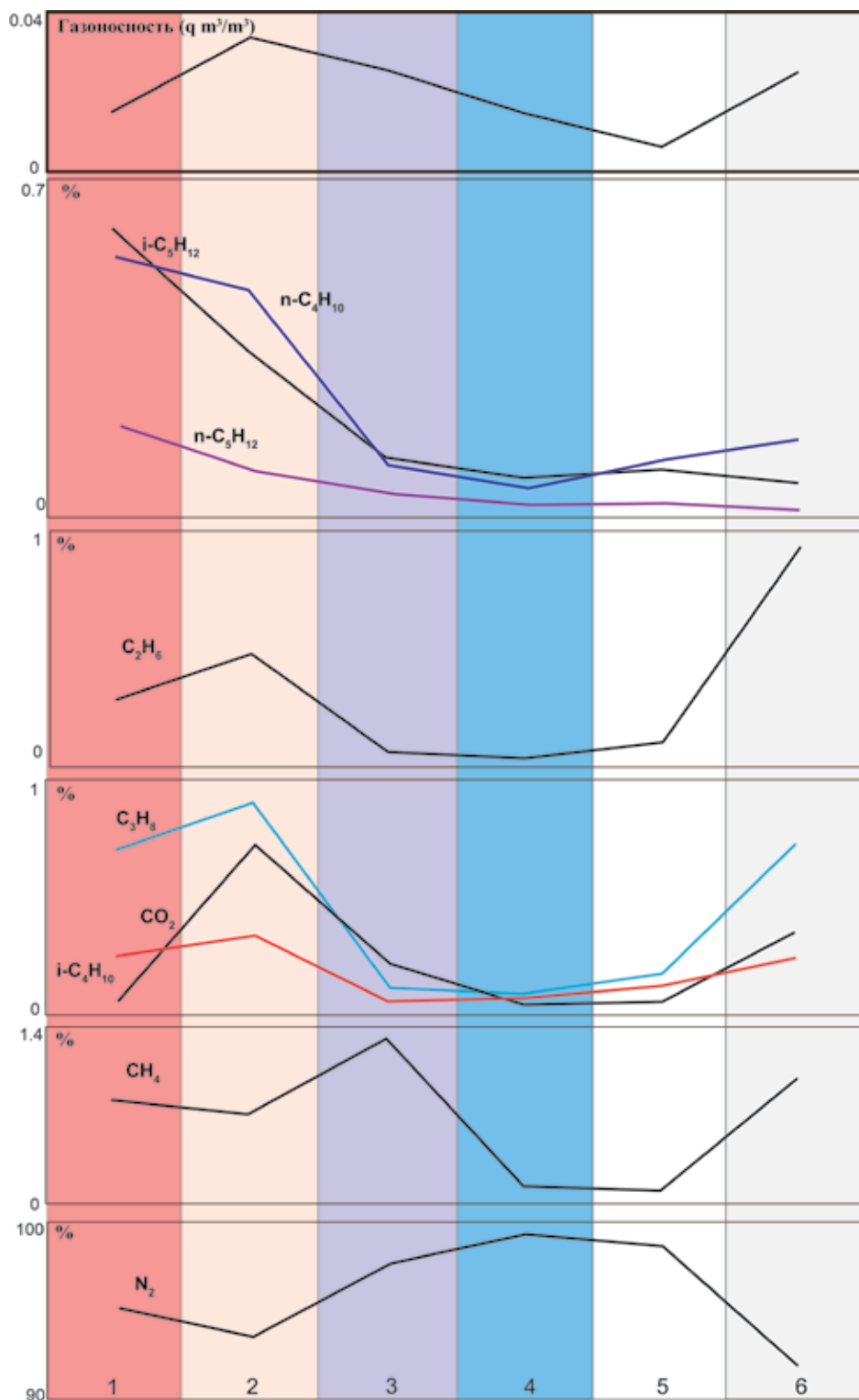


Рис. 9. Вариации газоносности и состава газов в зоне эпигенетической минерализации.

1 – красный сylvинит, 2 – пестрый сylvинит, 3 – сине-красный шестоватый галит-сylvинитовый агрегат, 4 – синий шестоватый галит, 5 – желтоватый шестоватый галит, 6 – глина, экранирующая жильную зону.

Fig. 9. Variations in gas content and composition of gases in the zone of epigenetic mineralization.

1 – red sylvinit, 2 – variegated sylvinit, 3 – blue-red columnar halite-sylvite aggregate, 4 – blue columnar halite, 5 – yellowish columnar halite, 6 – shielding clay of the vein zone.

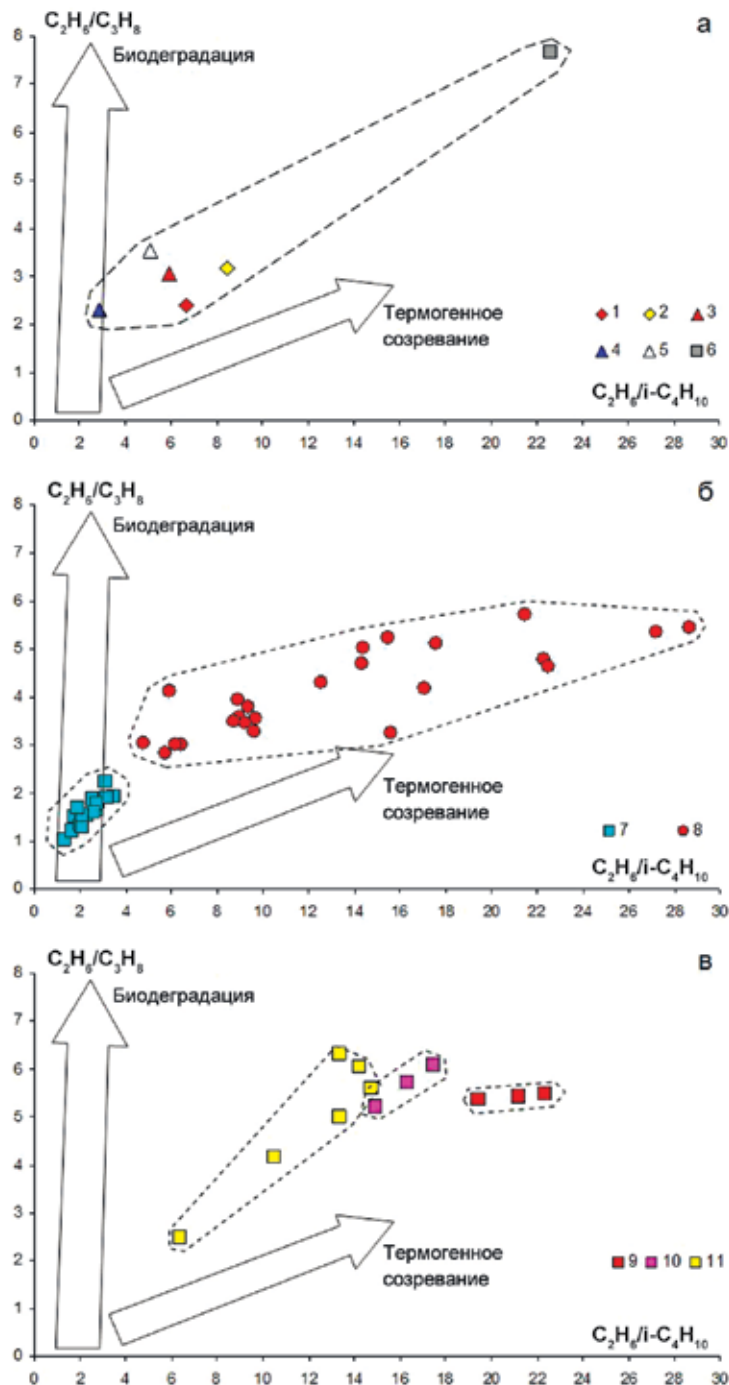


Рис. 10. Положение состава связанных газов в исследованных образованиях (а), соляных породах Усольского рудника (б) и на различном удалении от крупной складки (в) на диаграмме А. Принцхофера и Э. Пернатона (Prinzhofer, Pernaton, 1997).

1, 2 – красный и пестрый сylvинит; 3–5 – жильные агрегаты красного галит-сильвинитового, синего и желтоватого галитового; 6 – глинистого прослоя в кровле жилы; 7 – подстилающей каменной соли; 8 – сylvиниты пласта КрII; 9–11 – сylvиниты пласта КрII, отобранные у самой крупной складки (9) и на расстоянии 58 м (10) и 131–241 м (11).

Fig. 10. Position of the composition of bound gases in the studied formations (a), salt rocks of the Usolsky mine (б) and at different distances from a large fold (в) on the diagram of A. Prinzhofer and E. Pernaton (1997).

1, 2 – red and variegated sylvinit; 3–5 – vein aggregates of red halite-sylvite, blue and yellowish halite; 6 – clay interlayer in the roof of the vein; 7 – underlying rock salt; 8 – sylvinites of bed KrII; 9–11 – sylvinites of the KrII formation taken from the largest fold (9) and at a distance of 58 m (10) and 131–241 m (11).

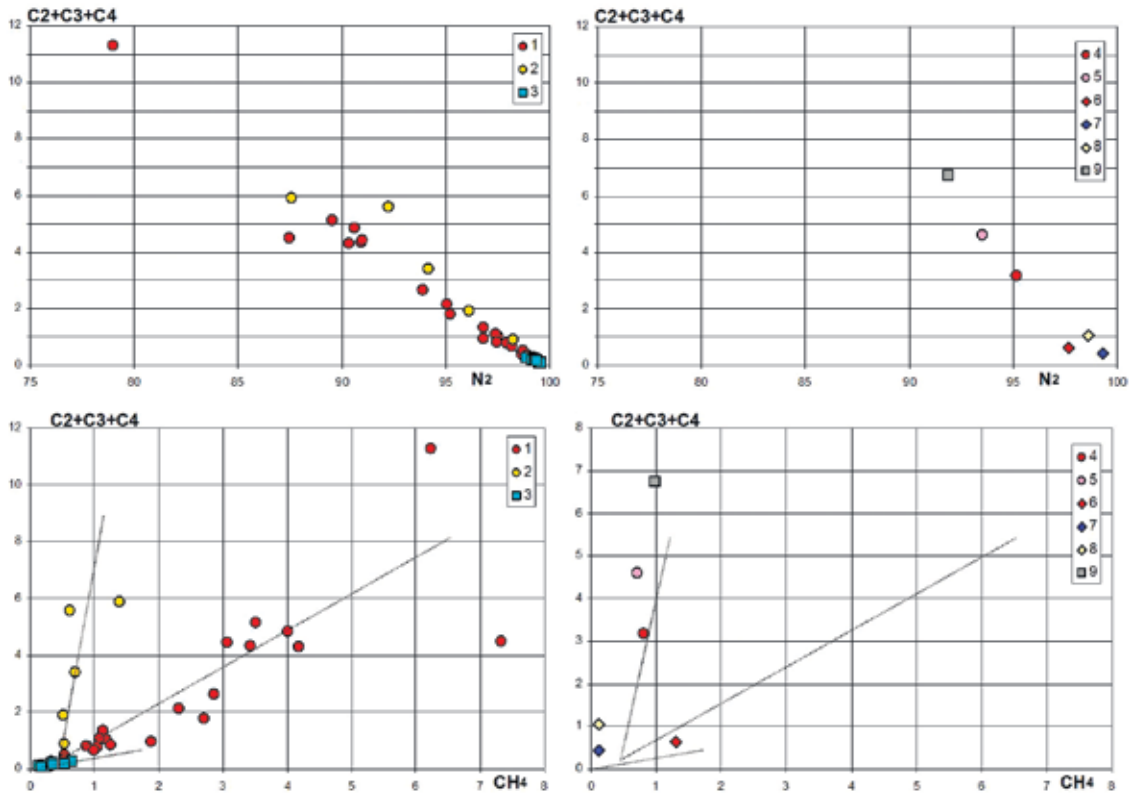


Рис. 11. Соотношение азота, метана и его гомологов в исследованных образованиях и различных породах.

1–3 – сylvиниты пл. КрII (1), сylvиниты глинистые (2) и галититы подстилающей каменной соли (3) Усольского рудника; 4–9 – образования минерализованной зоны: 4 – красный сylvинит, 5 – пестрый сylvинит, 6 – красный галит-сylvинитовый агрегат, 7 – синий и 8 – желтоватый галитовый, 9 – глинистый прослой в кровле жилы.

Fig. 11. The ratio of nitrogen, methane and its homologues in the studied formations and various rocks.

1–3 – sylvinites layer KrII (1), clayey sylvinites (2) and halitites of the underlying rock salt (3) of the Usolsky mine; 4–9 – formations of the mineralized zone: 4 – red sylvinite, 5 – variegated sylvinite, 6 – red halite-sylvinite aggregate, 7 – blue and 8 – yellowish halite, 9 – clay interlayer in the top of the vein.

материалом. Показана возможность реализации и других механизмов (диффузия, сульфатредукция), ведущих к нарушению соотношения углеводородных газов в глинистых прослоях.

В связи с тем, что рассолы были мобилизованы внутри самой соляной толщи, а не поступали извне, описываемые геологические осложнения не представляют собой угрозу целостности водо-защитной толщи. Поскольку глинистые прослой в кровле пласта КрII, где накапливается свободный газ, находятся не в кровле, а на забое выработки, разгрузка газов происходит послойно (и спокойно) при комбайновой проходке. Таким образом, введения специальных мер предотвращения газодинамических явлений не требуется.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андрейко С.С. (2007) Газодинамические явления в калийных рудниках: методы прогноза и способы пре-

дотвращения. Пермь: Изд-во Перм. гос. техн. ун-та, 219 с.

Валяшко М.Г., Мандрыкина Т.В. (1952) Бром в соляных отложениях как генетический и поисковый признак. *Тр. ВНИИ Галургии, вып. XXIII*, 54-92.

Земсков А.Н., Кондрашев П.И., Травникова Л.Г. (2008) Природные газы калийных месторождений и меры борьбы с ними. Пермь, 414 с.

Иванов В.В., Цыганко М.В., Протасов И.И., Кандзюба Е.А. (2021) О находке необычного параллельно-шестоватого агрегата синего галита на Верхнекамском месторождении калийно-магниевых солей (Пермский край). *В мире минералов: Минералог. альманах*, **26**(2), 70-73.

Кислик В.З. (1971) Постседиментационные изменения в калийных горизонтах Старобинского месторождения. *Проблемы прогноза, поисков и разведок месторождений горно-химического сырья СССР*. М., 209-218.

Петротектонические основы безопасной эксплуатации Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей / Под ред. Н.М. Джиноридзе. (2000) СПб.; Соликамск, 400 с.

- Третьяков Ю.А. (1974) Зоны разубоживания Верхнекамского месторождения. *Литология и полезн. ископаемые*, (1), 75-85.
- Чайковский И.И., Трапезников Д.Е., Чиркова Е.П., Каблинов О.С., Иванов О.В. (2016) Новая эпигенетическая порода Верхнекамского месторождения солей: структурная позиция, состав и газоносность. *Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. Перм. гос. нац. исслед. ун-та*. Пермь. Вып. 19, 379-386.
- Чайковский И.И., Чиркова Е.П., Коротченкова О.В. (2017a) Эпигенетические процессы и минералы Старобинского месторождения солей. *Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. Перм. гос. нац. исслед. ун-та*. Пермь. Вып. 20, 91-103
- Чайковский И.И., Чиркова Е.П., Трапезников Д.Е. (2017b) Хромжелезистые метаколлоидные образования из белых карналлититов Верхнекамского месторождения. *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (3), 20-25
- Чайковский И.И., Иванов О.В., Паньков И.Л., Чиркова Е.П. (2021) О природе крупной антиклинальной складки на Верхнекамском месторождении солей, ее геомеханической и газовой-геохимической зональности. *Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естествозн. науки*, **163**(3), 490-499. doi: 10.26907/2542-064X.2021.3.490-499
- Чиркова Е.П., Чайковский И.И. (2012) О роли сульфат-редукции в минералообразовании на Верхнекамском месторождении солей. *Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: Сб. науч. статей. Перм. гос. нац. исслед. ун-та*. Пермь. Вып. 15, 79-84.
- Prinzhofer A., Pernaton E. (1997) Isotopically light in natural gas: bacterial imprint or diffusive fractionation. *Chem. Geol.*, **33**(4), 193-200.
- Chaikovskii I.I., Chirkova E.P., Trapeznikov D.E. (2017b) Chrome-iron metacolloidal formations from white carnallites of the Verkhnekamskoye deposit. *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, (3), 20-25. (In Russ.)
- Chaikovskii I.I., Ivanov O.V., Pankov I.L., Chirkova E.P. (2021) On the nature of a large anticlinal fold at the Verkhnekamskoye salt deposit, its geomechanical and gas-geochemical zonation. *Uch. Zap. Kazan. Un-ta. Ser. Estestv. Nauki*, **163**(3), 490-499. doi: 10.26907/2542-064X.2021.3.490-499 (In Russ.)
- Chaikovskii I.I., Trapeznikov D.E., Chirkova E.P., Kablinov O.S., Ivanov O.V. (2016) New epigenetic rock of the Verkhnekamsk salt deposit: structural position, composition and gas content. *Problems of mineralogy, petrography and metallogeny. Scientific readings in memory of P.N. Chirvinsky. Perm State Nat. Res. Univ. Perm. Iss.* 19, 379-386. (In Russ.)
- Chirkova E.P., Chaikovskii I.I. (2012) On the role of sulfate reduction in mineral formation at the Verkhnekama salt deposit. *Problems of mineralogy, petrography and metallogeny. Scientific readings in memory of P.N. Chirvinsky: Coll. sci. articles. Perm State Nat. Res. Univ. Perm. Iss.* 15, 79-84. (In Russ.)
- Ivanov V.V., Tsyganko M.V., Protasov I.I., Kandzyuba E.A. (2021) On the discovery of an unusual parallel columnar aggregate of blue halite at the Verkhnekamsk deposit of potassium-magnesium salts (Perm Territory). *V Mire Mineralov: Mineralog. Al'manakh*, **26**(2), 70-73. (In Russ.)
- Kisluk V.Z. (1971) Postsedimentary changes in the potassium horizons of the Starobinskoye deposit. *Problems of forecasting, prospecting and exploration of deposits of mining and chemical raw materials in the USSR*. Moscow, 209-218. (In Russ.)
- Petrotectonic bases for the safe operation of the Verkhnekamskoe deposit of potassium-magnesium salts. (Ed. N.M. Ginoridze). (2000) St.Petersburg; Solikamsk, 400 p. (In Russ.)
- Tret'yakov Yu.A. (1974) Zones of impoverishment of the Verkhnekamskoye deposit. *Litol. Polezn. Iskop.*, (1), 75-85. (In Russ.)
- Prinzhofer A., Pernaton E. (1997) Isotopically light in natural gas: bacterial imprint or diffusive fractionation. *Chem. Geol.*, **33**(4), 193-200.
- Valyashko M.G., Mandrykina T.V. (1952) Bromine in salt deposits as a genetic and exploratory feature. *Tr. VNII Galurgii. Vyp. XXIII*, 54-92. (In Russ.)
- Zemskov A.N., Kondrashev P.I., Travnikova L.G. (2008) Natural gases of potash deposits and measures to combat them. Perm, 414 p. (In Russ.)

REFERENCES

- Andreiko S.S. (2007) Gas-dynamic phenomena in potash mines: methods of forecasting and methods of prevention. Perm, Publishing House Perm State tech. univ., 219 p. (In Russ.)
- Chaikovskii I.I., Chirkova E.P., Korotchenkova O.V. (2017a) Epigenetic processes and minerals of the Starobinsky salt deposit. *Problems of mineralogy, petrography and metallogeny. Scientific readings in memory of P.N. Chirvinsky. Perm State Nat. Res. Univ. Perm. Iss.* 20, 91-103. (In Russ.)

УДК 553.623.54+549.02

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-1-133-146

Кристаллохимия глобулярных слоистых силикатов Троицко-Байновского месторождения огнеупорных глин (Средний Урал)

Ю. С. Симакова

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mail: yssimakova@rambler.ru

Поступила в редакцию 25.05.2022 г., принята к печати 06.10.2022 г.

Объект исследования. Состав и кристаллохимия глауконита из верхнемеловых отложений (K_2cn-cp) Полдневской площади Троицко-Байновского месторождения огнеупорных глин. *Материалы и методы.* Проведен анализ минералогических и кристаллохимических особенностей глауконита с применением комплекса современных методов исследований (ЦКП “Геонаука”, ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН): рентгеновской дифрактометрии, ИК-спектроскопии, сканирующей электронной микроскопии, моделирования дифракционных профилей. *Результаты исследований и выводы.* Определены кристаллохимические особенности глобулярных слоистых силикатов. Выделены две основные разновидности глауконита в породах зайковской свиты – темно-зеленая и светло-зеленая, установлены их различия, степень зрелости. Установлено, что темно-зеленые глобулы близки к глаукониту и являются более “зрелой” разновидностью, светло-зеленые представляют собой неупорядоченный смешанослойный минерал ряда слюда(глауконит)–сметит и выступают продуктом неполного замещения исходного сметита глауконитом. Выявлена фазовая гетерогенность изученных глобул. Установлено, что породы Троицко-Байновского месторождения подвергаются непрерывному преобразованию под воздействием кислых поверхностных и техногенных вод, что ведет к разрушению исходных минералов и появлению вторичной минерализации. Глинистые минералы пород, вмещающих глауконит, представлены неупорядоченными смешанослойными образованиями преимущественно иллит/сметитового типа.

Ключевые слова: глауконит, зрелость глауконита, минералогия, кристаллохимия, дифрактометрия, ИК-спектроскопия

Crystal chemistry of globular layered silicates of the Troitsko-Bainovskoye fire-clay deposit (Middle Urals)

Yuliya S. Simakova

Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, 54 Pervomayskaya st., Syktyvkar 167982, Russia, e-mail: yssimakova@rambler.ru

Received 25.05.2022, accepted 06.10.2022

Research subject. The composition and crystal chemistry of glauconite from the open deposits (K_2cn-cp) of the Poldnevskaya area of the Troitsko-Bainovskoye deposit of fire clays. *Materials and methods.* An analysis of the mineralogical and crystallochemical properties of glauconite was carried out using a set of modern analytical methods (“Geonauka” Centre for Collective Use, IG FRC Komi SC UB RAS): X-ray diffractometry, IR-spectroscopy, scanning electron microscopy, modeling of diffraction profiles. *Results and conclusions.* The crystal-chemical features of glauconite were determined. Two main glauconite varieties (green and light green) in the rocks of the Zaikovskaya suite were distinguished and their differences and degree of maturity have been established. It was found that dark green globules are close to glauconite and represent a more “mature” variety, while the light green ones are a disordered mixed-layer mineral of the mica (glauconite)–smectite series and are a product of incomplete replacement of the original smectite by glauconite. Phase heterogeneity of glauconite globules was revealed. It has been established that the rocks of the Troitsko-Bainovskoe deposit are exposed to intensive transformation under the influence of acidic surface and technogenic waters, which result in the destruction of the initial minerals and the appearance of secondary mineralization. Clay minerals of the glauconite-bearing rocks are represented by disordered mixed-layer phases of predominantly illite/smectite type.

Keywords: glauconite, crystal-chemical features, glauconite maturity, X-ray diffraction, IR-spectroscopy

Acknowledgements

The author is very grateful to M.F. Samotolkova and V.N. Filippov for their help in conducting analytical work.

Для цитирования: Симакова Ю.С. (2023) Кристаллохимия глобулярных слоистых силикатов Троицко-Байновского месторождения огнеупорных глин (Средний Урал). *Литосфера*, **23**(1), 133-146. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-1-133-146>

For citation: Simakova Yu.S. (2023) Crystal chemistry of globular layered silicates of the Troitsko-Bainovskoye fire-clay deposit (Middle Urals). *Lithosphere (Russia)*, **23**(1), 133-146. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-1-133-146>

© Ю.С. Симакова, 2023

ВВЕДЕНИЕ

Глаукониты в осадочных отложениях встречаются в разнообразных литологических типах пород (карбонатных, кремнистых, глинистых, песчаных и др.) во всем разрезе осадочного чехла земной коры начиная от рифея и до современных осадков океанов (Дриц, Коссовская, 1991). Глаукониты обычно характеризуются глобулярной формой зерен и окрашены в зеленые цвета разных оттенков.

Образование глауконита, как правило, происходит в подводных условиях, при медленных скоростях седиментации, в замкнутых микросредах на границе между окисляющей морской водой и слегка восстанавливающей интерстициальной водой. Типичные глубины формирования глауконита составляют от 50 до 500 м при температуре ниже 15°C. В современных условиях аутигенный глауконит обычно развивается на внешних окраинах континентальных шельфов и прилегающих участках склонов. Быстрое захоронение прекращает развитие глауконита. Таким образом, зрелость глауконита в основном отражает продолжительность периода от образования минерала до его захоронения. На состав и структуру формирующегося глауконита могут влиять изменение глубины, состава терригенного материала и другие факторы, такие как доступность железа, рН/Eh среды (Odin, Matter, 1981; Amorosi, 1995; Vanerjee et al., 2012; Rudmin et al., 2017).

Глауконитовые минералы образуются в отложениях, которые находились в течение длительного периода на стыке окислительных и восстановительных условий поровой воды из-за значительного перерыва в накоплении осадка. Минерал является индикатором морских условий образования осадка, также он используется для определения абсолютного возраста пород (Meunier, El Albani, 2007; Афанасьева и др., 2013).

Глауконитовые минералы относятся к семейству низкозарядных (слоевой заряд $\approx 0.6-0.85$ на формульную единицу (ф.е.)) калиевых диоктаэдрических слюд, подклассу слоистых силикатов. Состав глауконита, согласно номенклатуре AIPEA (Rieder et al., 1998; Guggenheim et al., 2006): $(K, Na, Ca)_{x+y}(Mg, Fe^{2+})_x(Al, Fe^{3+})_{2-x}(Si_{4-y}Al_y)O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$, где $\frac{VI Al}{(VI Al + VI FeIII)} \leq 0.5$. Существенный вклад в решение проблем номенклатуры и классификации глобулярных слоистых силикатов (ГСС) внесли работы В.А. Дрица, Т.А. Ивановской, Т.С. Зайцевой и др. (Дриц, Коссовская, 1991; Ивановская и др., 2015, 2021; Зайцева и др., 2020). По положениям Международного комитета по глинистым минералам, в структуре истинных глауконитов практически не должны содержаться разбухающие межслой, при наличии последних образцы относятся к смешанослойным образованиям (Rieder et al., 1998; Guggenheim et al., 2006). Тем не менее некоторые исследователи (López-Quirós et al., 2020) полагают,

что реальные глаукониты следует считать смешанослойным калий-дефицитным минералом слюда/сметитового ряда с преобладающей слюдистой составляющей.

Верхнемеловые отложения центральной, восточной и юго-восточной областей Русской плиты практически повсеместно представлены глауконитсодержащими отложениями – преимущественно песчаниками и алевритами. Уральский регион также включает ряд районов развития продуктивных на глаукониты верхнемеловых и палеогено-эоценовых отложений (Олферьев, Алексеев, 2005).

Данная работа посвящена детальному минералогическому изучению глауконита Троицко-Байновского (Богдановичского) месторождения огнеупорных глин и является продолжением исследования кристаллохимии ГСС в меловых разрезах Урала (Симакова и др., 2019).

Основная цель работы заключалась в изучении минералогических и структурно-химических характеристик глауконита из разреза верхнемеловых пород участков 4 и 5 Полдневской площади Троицко-Байновского месторождения огнеупорных глин для уточнения возможности практического использования глауконита, в частности для определения абсолютного возраста.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Троицко-Байновское (Богдановичское) месторождение огнеупорных глин расположено на восточном склоне Среднего Урала в Богдановичском районе Свердловской области. Участки 4 и 5 Полдневской залежи площадью 7.5 км² находятся в юго-восточной части месторождения в 18 км к югу от г. Богданович и в 6–8 км от сел Троицкое и Байны (рис. 1). Огнеупорные каолиновые глины Троицко-Байновского месторождения приурочены к нижнемеловой песчано-глинистой толще синарской свиты нижнего мела (K_{1ar-al}), залегают местами на пестроцветных песчаниках верхнего карбона (рис. 2, 3). Минералогический состав огнеупорных глин каолинит-гидрослюдистый, с зернами пирита, марказита, сидерита, кварца. Перекрываются огнеупорные глины прибрежно-морскими отложениями – глауконитовыми песчаниками и глауконитсодержащими песчанистыми глинами зайковской свиты сантон-кампанского возраста верхнего мела (K_{2sp-cr}) зеленовато-черного и темно-серого цвета. Мощность их составляет 0.5–12.0 м. Глауконит встречается как в глинистой фракции (<0.01 мм), так и в алевритовой (0.01–0.10), а также в песчаной (0.1–1.0 мм) (Бурасов и др., 1983).

Особенностями Полдневской площади месторождения являются исключительно высокая обводненность пород, связанная с трещинно-карстовыми водами подстилающих известняков, формирование техногенной зоны аэрации в толще песча-



Рис. 1. Карта расположения участков 4 и 5 Полдневской площади Троицко-Байновского месторождения огнеупорных глин.

Темным кружком отмечено местоположение месторождения.

Fig. 1. Map the region of 4, 5 sector of Poldnevskaya area of the Troitsko-Bainovskoe fire-clay deposit.

The dark circle marks the location of the deposit.

ной нагрузкой горнодобывающего профиля: здесь расположены не только действующий (частично затопленный) карьер глубиной 30–40 м, но и рекультивированные карьеры, заполненные вскрышными сульфидсодержащими породами, и отвалы некондиционных руд, в которых образуются техногенные водоносные горизонты минерализованных кислых вод (Рыбникова, Рыбников, 2015). При этом вода в водоемах на территории месторождения имеет ржаво-бурую окраску и $\text{pH} \approx 2-3$ (рис. 4). При взаимодействии кислых растворов с породами формируются вторичная гипсовая минерализация и ожелезнение (“ржавчина”).

Глинистые минералы месторождения также подвергаются активному воздействию внешней среды. Наиболее устойчив к влиянию кислых растворов каолинит, являющийся основным минералом огнеупорных глин. Каолинитовая толща нередко имеет оранжевую окраску, обусловленную присутствием соединений железа.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Зерна глауконита из глинистых черно-зеленых глауконитовых песчаников, отобранных в ходе полевых работ из разреза верхнемеловых пород участков 4 и 5 Полдневской площади Троицко-Байновского месторождения, были выделены из трех проб – около контакта с каолинитовыми глинами, из толщи песчаника и с поверхности вскрытого слоя. Вмещающая порода замачивалась в воде,



Рис. 2. Фрагмент геологической карты района Троицко-Байновского месторождения огнеупорных глин (л. О-41-XXVII), м-б 1 : 200 000.

Fig. 2. Fragment of the geological map of the Troitsko-Bainovskoe fire-clay deposit area (sheet O-41-XXVII), scale 1 : 200 000.

Система	Отдел	Ярус	Возраст	Свита	Литология	Мощность, м	Описание	
								Мел
Карбон	Верхний	Московский	J ₃ -C ₁	C ₂ m	Песчаники пестроцветные	800-1100	Пески глинистые кварц-глауконитовые, глины глауконитовые песчанистые	
					Глины каолиновые огнеупорные, пески кварцевые, стяжения сидерита, лигниты	0.5-12		
					Глинисто-щебнистые известняки, глины каолиновые со стяжениями сидерита	3-70		
					Коры выветривания, зоны дезинтеграции структурные монтмориллонитовые глины	4-30		
					Глины каолиновые огнеупорные, пески кварцевые, стяжения сидерита, лигниты	0.5-12		

Рис. 3. Схематический разрез участков 4 и 5 Полдневской площади Троицко-Байновского месторождения огнеупорных глин.

Fig. 3. Lithological column of sector 4, 5 of Poldnevskaya area of the Troitsko-Bajnovskoe fire-clay deposit.



Рис. 4. Территория Троицко-Байновского месторождения огнеупорных глин (“Уральский Марс”).

Fig. 4. Territory of the Troitsko-Bajnovskoe fire-clay deposit (“Ural Mars”).

слегка растиралась резиновым пестиком с последующей промывкой в дистиллированной воде и сушкой. После просеивания с использованием сит 1.00, 0.50, 0.25 и 0.10 мм глауконитовые зерна выделялись магнитом и далее дочищались под бинокулярным микроскопом. Содержание собственно глауконита в породе невелико $\approx 5\text{--}10\%$. Глинистая фракция пород отделялась путем отмучивания по стандартной методике (Whitton, Churchman, 1987; Лабораторный практикум..., 2019). Ориентированные препараты глинистой фракции пород готовились методом осаждения на покровное стекло с последующим их насыщением этиленгликолем. Морфология поверхности минералов изучалась с помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) Jeol JSM-6400, укомплектованного энергодисперсионным анализатором (ЭДА) Link ISIS (аналитик В.Н. Филиппов). Полуколичественное определение химического состава глауконита производилось в полированных шашках на основе эпоксидной смолы.

Рентгенофазовый анализ зерен глауконита и глинистой фракции глауконитсодержащих пород был выполнен на дифрактометре Shimadzu XRD-6000 (CuK α , Ni-фильтр, 30 кВ, 20 мА). Области сканирования 2θ : $2\text{--}52^\circ$ – для ориентированных образцов, $18\text{--}45^\circ$ – для разориентированных, $55\text{--}65^\circ$ – для области 060. Рентгенофазовый минеральный состав анализировался в частично ориентированных препаратах в воздушно-сухом состоянии и после насыщения этиленгликолем, а также в разориентированных препаратах.

Полуколичественный рентгендифракционный анализ выполнен с помощью программы Sybilla[®], позволяющей моделировать дифракционные профили для смесей глинистых минералов и смешанослойных фаз в ориентированных образцах.

Инфракрасные спектры получены на фурье-спектрометре Люмекс ФТ-02 в диапазоне $400\text{--}4000\text{ см}^{-1}$ с инструментальным разрешением 2 см^{-1} по 256 сканам (оператор М.Ф. Самотолкова). Препараты готовились в виде прессованных таблеток 0.8 г КВг с малой навеской растертого образца. Для получения обзорного спектра использовалась навеска 1.7 мг , с навеской 3.3 мг отдельно записывалась область проявления валентных колебаний ОН-групп $3000\text{--}4000\text{ см}^{-1}$. Декомпозиция спектрального контура ИК-поглощения производилась с помощью программы PeakFit v 4.12 в предположении формы Фойгта контуров линий.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Морфология глауконитовых зерен

Глауконит Полдневской площади месторождения представлен глобулами разных оттенков зеленого цвета и разной формы, в целом характерных

для этого минерала. Внешне глауконитовые глобулы выглядят однородными, неизменными. Они имеют овальную, округлую, почковидную, иногда неправильную форму; их размер колеблется от 0.1 до 0.4 мм . Зерна неравномерно отсортированы. Преобладают в пробах два вида глауконитовых зерен: гладкие округлые зерна светло-зеленого цвета разных оттенков (глауконит-1) и темно-зеленые мелкие ($0.1\text{--}0.2\text{ мм}$), нередко рассеченные трещинами (рис. 5а, б), заполненными глинистым материалом (глауконит-2). Иногда на поверхности глауконитовых глобул находятся зерна пирита (см. рис. 5б). Отдельные зерна глауконита могут состоять из сцементированных глобул. Количественно преобладает светло-зеленый глауконит. В образцах присутствуют обе разновидности глауконита. Для исследования отбирались преимущественно зерна глобулярной формы, по возможности без включений посторонних минералов.

Микроструктура отдельных глауконитовых зерен сходна и характерна для глобулярных слоистых силикатов глауконит-иллитового состава – спутанно-чешуйчатая, ламеллярная, петельчатая, сложенная различно или однородно ориентированными плоскими пластинками размером в среднем $1\text{--}5\text{ мкм}$ (см. рис. 5в).

Рентгеноструктурный анализ

Глинистая составляющая. На дифрактограммах глинистой фракции песчаников ($<0.004\text{ мм}$) проявляются очень слабые нецелочисленные отражения разупорядоченных смешанослойных образований иллит/сметитового типа с $d/n \approx 14.5\text{--}10.0\text{ \AA}$, смещающиеся при насыщении образца этиленгликолем в малоугловую область (рис. 6). В области 060 присутствуют рефлексы с $d/n = 1.512, 1.497$ и 1.489 \AA , характерные для слюды глауконитового состава, смешанослойного слюда/сметита и каолинита соответственно.

В глинистой фракции образца близ контакта с огнеупорными глинами присутствует хорошо окристаллизованный каолинит из подстилающих пород. Кроме того, на дифрактограммах глинистой фракции отмечаются рефлексы сульфатов (гипс, ярозит, глауберит) и соединений железа (гетит).

Глауконит. Дифрактограммы образцов глауконита-1 и глауконита-2 характеризуются некоторыми различиями (рис. 7). Прежде всего следует отметить, что ориентированными образцы можно назвать условно – глауконитовые частицы слабо поддаются ориентировке, т. е. осаждению с образованием ориентированных препаратов, что обусловлено, вероятно, формой частиц минерала. На всех дифрактограммах глауконита присутствуют как базальные рефлексы, так и небазальные.

Глауконитовые зерна внешне демонстрируют хорошую сохранность, однако их дифракционная

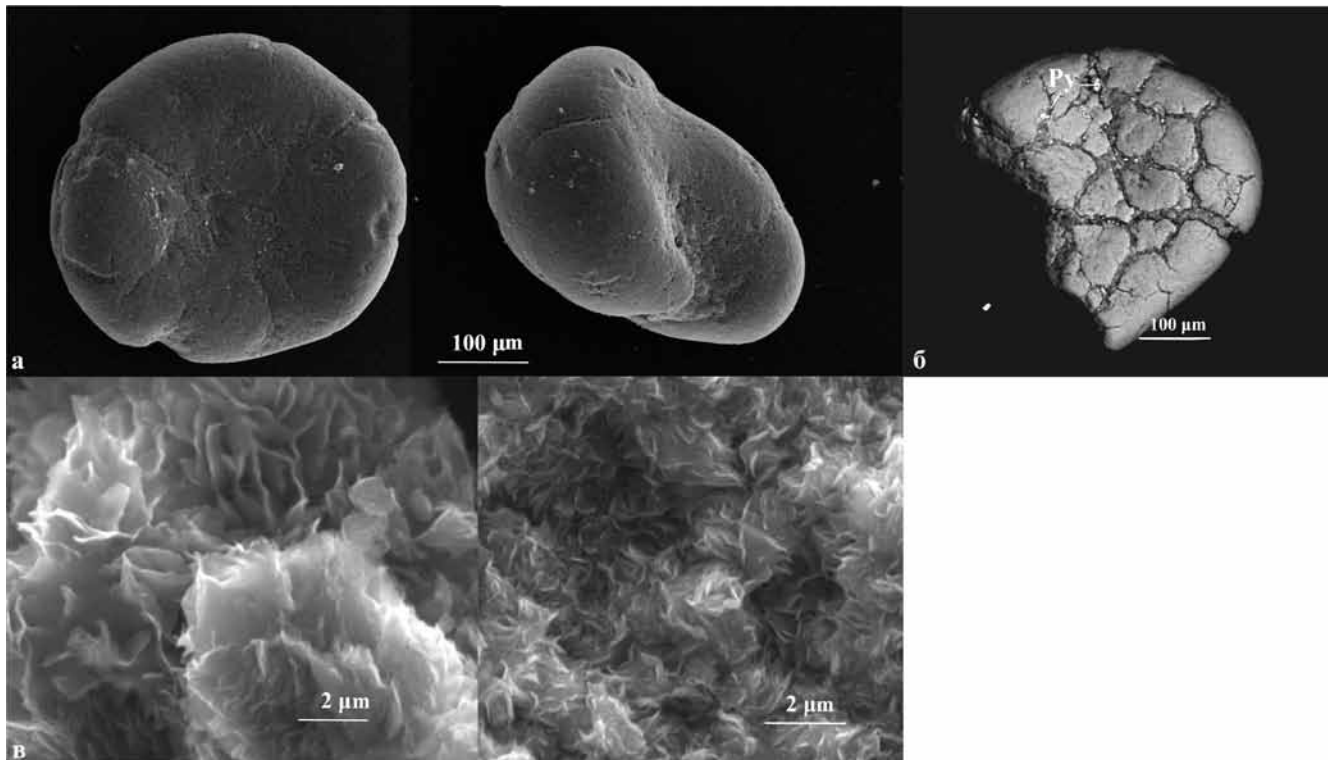


Рис. 5. СЭМ-изображения глауконитовых зерен.

а, б – внешний вид; в – внутренняя ламеллярная структура. Py – пирит.

Fig. 5. SEM images of glauconite grains.

а, б – habitus; в – inner lamellar structure. Py – pyrite.

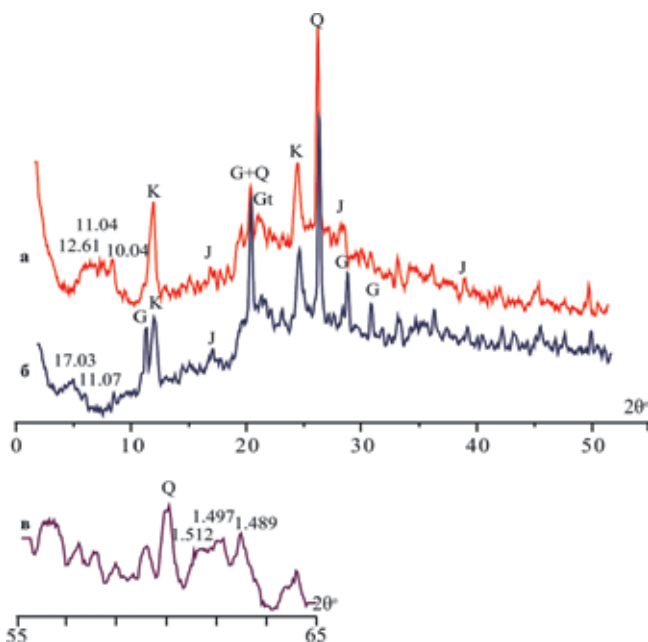


Рис. 6. Рентгеновская дифрактограмма глинистой составляющей пород.

а – ориентированный воздушно-сухой образец; б – ориентированный насыщенный этиленгликолем; в – области отражений 060. К – каолинит, G – гипс, Gt – гетит, J – ярозит, Q – кварц. Межплоскостные расстояния указаны в ангстремах.

Fig. 6. XRD pattern of clay fraction sample.

а – oriented air-dried; б – oriented glycolated; в – 060 area. K – kaolinite, G – gypsum, Gt – goethite, J – jarosite, Q – quartz. Spacing in angstroms.

картина свидетельствует об очень низкой степени структурной упорядоченности минерала. Дифрактограммы глауконита характеризуются высо-

ким фоном из-за значительного содержания железа в структуре.

Светло-зеленые глауконитовые глобулы (глауконит-1) на дифрактограммах воздушно-сухого образца характеризуются уширенными нецелочисленными базальными рефлексами с $d/n \approx 10.45, 5.10, 1.993 \text{ \AA}$ (см. рис. 7, I). Первое базальное отражение асимметрично и имеет уширение со стороны малых углов, обусловленное присутствием смешанослойных фаз. При насыщении образца этиленгликолем эти рефлексы несколько меняют положение – $10.04, 4.99$ и 1.985 \AA соответственно. Первое базальное отражение делится на два с $d/n \approx 17.85$

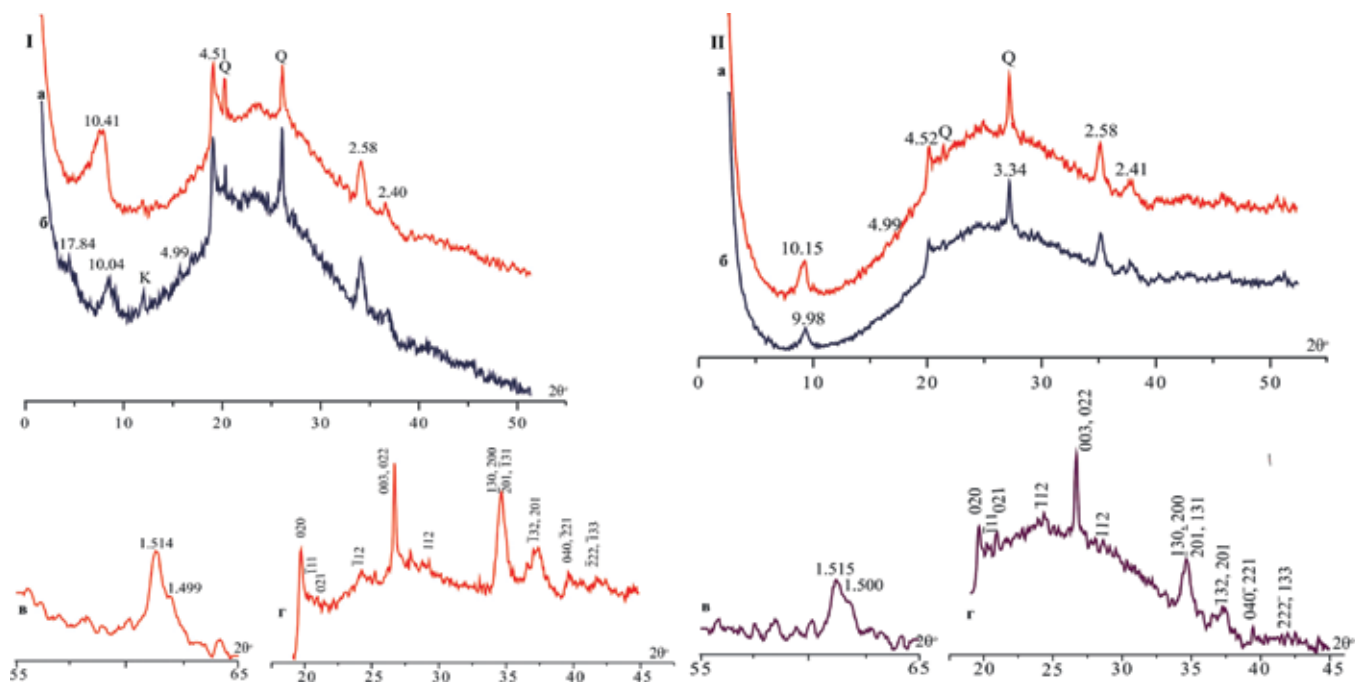


Рис. 7. Рентгеновская дифрактограмма глауконита.

а – ориентированный воздушно-сухой образец; б – ориентированный насыщенный этиленгликолем; в – области отражений 060; г – дифракционная картина неориентированного образца. Q – кварц. I – глауконит-1 (светло-зеленые зерна), II – глауконит-2 (темно-зеленые зерна). Межплоскостные расстояния указаны в ангстремах, вертикально – индексы отражений.

Fig. 7. XRD pattern of glauconite sample.

а – oriented air-dried; б – oriented glycolated; в – 060 area; г – nonoriented sample. Q – quartz. I – glauconite-1 (light-green grains), II – glauconite-2 (dark-green grains). Spacing in angstroms, vertically – indexing.

и 10.04 Å, что указывает на присутствие в образце как разбухающей, так и неразбухающей составляющих. Область 060 на дифракционных кривых светло-зеленых глауконитовых глобул также свидетельствует о присутствии в образце несколько фаз – слюдистой (глауконитовой) с $d_{060} \approx 1.514$ Å и нескольких смешанослойных слюда/сметитовых с $d_{060} \approx 1.506-1.495$ Å. Небазальные рефлексы глауконита крайне малоинтенсивны и диффузны. На дифрактограммах воздушно-сухих ориентированных образцов присутствуют наиболее интенсивные небазальные отражения глауконита (020), (11-2) и (13-1) с соответствующими межплоскостными расстояниями 4.54, 3.67 и 2.58 Å. Слабое базальное отражение (003) с $d/n \approx 3.35$ Å перекрывается кварцем, зерна которого находятся в сростании с глауконитом. Кроме того, отмечаются слабые небазальные отражения: (11-1), (13-2), (112), (11-2) с $d/n \approx 2.40, 4.37, 3.68$ и 3.11 Å соответственно.

Обычно критериями структурной упорядоченности глауконита являются интенсивные отражения (-112) и (112), а также хорошо разрешающиеся рефлексы (-111) и (021) (Дриц и др., 1993). Их интенсивность постепенно уменьшается с возраста-

нием числа дефектов любого типа. На дифрактограммах глауконита-1 присутствуют относительно слабые рефлексы (-112) и (112), а малоинтенсивные отражения (-111) и (021) разрешаются, но недостаточно отчетливо, что свидетельствует об относительно невысокой степени трехмерной упорядоченности минерала.

Дифракционные картины темно-зеленого глауконита (глауконит-2) несколько отличаются от описанных. Отражения минерала также диффузны и малоинтенсивны (см. рис. 7, II).

На дифрактограммах воздушно-сухого ориентированного образца присутствуют наиболее интенсивные характерные отражения глауконита (001), (020) и (131) с соответствующими межплоскостными расстояниями 10.15, 4.52 и 2.58 Å, малоинтенсивное базальное отражение (003) с $d/n \approx 3.35$ Å перекрывается кварцевым. Кроме того, отмечаются слабые небазальные отражения: (11-1), (13-2), (112), (11-2) с $d/n \approx 2.41, 4.37, 3.68$ и 3.11 Å соответственно.

При насыщении этиленгликолем первое базальное отражение (001) меняет форму и незначительно смещается в область больших углов (до 9.98 Å). Та-

кой эффект обусловлен присутствием в структуре глауконита некоторого количества разбухающих межслоевых промежутков, как и изменение формы первого базального отражения глауконита после насыщения этиленгликолем. Помимо собственно глауконита в образце диагностируется смешанослойная фаза глауконит/сметтит с содержанием разбухающей компоненты 10–15%. Дифракционная картина глауконита-2 соответствует слабоупорядоченной политипной модификации 1Md. В области отражений 060 на дифрактограмме разориентированных образцов темно-зеленого глауконита отмечается рефлекс с $d_{060} = 1.515 \text{ \AA}$ ($b = 9.090 \text{ \AA}$), характеризующий диоктаэдрический слоистый силикат глауконитового состава, а слабое отражение с $d_{060} = 1.500 \text{ \AA}$ относится к диоктаэдрической слоистой фазе.

Основным диагностическим признаком, по которому можно отличить дефекты упаковки, связанные с поворотами слоев на углы, кратные $(2n + 1) \times 60^\circ$ ($n = 0, 1, 2$), от дефектов, обусловленных поворотами слоев на $\pm 120^\circ$, согласно данным В.А. Дрица с соавторами (1993), является характер распределения интенсивностей в области 20l, 13l отражений. Обычно в этом интервале у глауконитов наблюдаются два дифракционных максимума с $d/n \approx 2.58$ и 2.40 \AA . В случае дефектов второго типа ширина этих рефлексов практически одинакова. На дифрактограммах наших образцов ширина упомянутых рефлексов примерно одинакова. Это позволяет сделать вывод, что в их структуре преобладают дефекты, связанные с поворотами слоев на $\pm 120^\circ$. Моделирование порошковых дифрактограмм ориентированных образцов оказалось не слишком информативным из-за низкой степени структурной упорядоченности глауконита. Тем не менее, согласно результатам моделирования для

глауконита-1, наиболее соответствует экспериментальным данным модель, представленная глауконитом (G) и глауконит/сметтитом (G/S) с фактором ближнего порядка $R = 1$ (т. е. с некоторой степенью сегрегации) и соотношением $G : G/S \approx 60 : 40$. Для глауконита-2 модель несколько иная и представляет собой неупорядоченное ($R = 0$) чередование 90% глауконитовых и 10% сметтитовых слоев.

Структурно-кристаллохимические особенности изученных образцов

Кристаллохимические формулы ГСС были рассчитаны по данным СЭМ с ЭДА (табл. 1) и приведены в табл. 2. Измерения проводились в разных областях зерен, как в центре, так и в краевых частях, при этом значимых изменений состава не наблюдалось. Сумма зарядов анионного каркаса $(O_{10}(OH)_2)^{-22}$ при расчете считается постоянной, предполагается, что железо в структуре глауконита присутствует в трехвалентной форме. Преобладающим катионом октаэдрической сетки минерала является Fe (для глауконита-1 – 0.80–0.99 формульных единиц (ф.е.), для глауконита-2 – 1.13–1.33 ф.е.), содержание октаэдрического Al меняется в пределах 0.75–0.87 и 0.27–0.44 ф.е. соответственно, а содержание межслоевого K – 0.34–0.42 и 0.60–0.66 ф.е. Состав изученных глобул (как темно-, так и светло-зеленых), по данным СЭМ с ЭДА, примерно одинаков как на сколе, так и на поверхности глобул.

ИК-спектроскопия

Профиль и положение полос поглощения на ИК-спектрах изученных образцов типичны для глауконитов и отражают гетерогенность их катионного состава (рис. 8). Наиболее информативными с диагно-

Таблица 1. Химический состав глауконитовых зерен, мас. %

Table 1. Chemical analyses of glauconite, wt %

№ анализа	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (сумм.)	MgO	CaO	K ₂ O	Σ	SO ₂
1	51.78	7.60	24.19	3.27	0.11	6.86	94.39	0.52
2	56.36	12.58	18.81	3.26	0.34	4.01	96.35	1.64
3	52.12	8.72	21.98	3.63	0.25	6.77	93.34	–
4	52.36	8.44	24.88	3.17	0.23	7.09	96.16	0.60
5	51.74	8.54	23.86	2.41	0.12	6.57	92.64	–
6	48.11	7.63	23.61	2.75	0.27	6.78	89.33	–
7	57.12	12.61	18.58	2.93	0.08	4.65	94.93	–
8	57.31	12.88	19.08	3.55	0.21	4.61	97.00	–
9	55.86	13.28	15.58	3.80	0.51	4.20	93.91	0.85
10	57.09	12.21	19.02	3.36	0.56	4.30	96.38	0.33
11	56.21	9.10	16.82	3.12	–	4.56	90.24	0.44

Примечание. Na₂O – не обнаружено; 1–6 – глауконит-2, 7–11 – глауконит-1.

Note. Na₂O – not detected; 1–6 – glauconite-2, 7–11 – glauconite-1.

Таблица 2. Кристаллохимические формулы глауконита, ф.е.

Table 2. Crystal-chemical formulas of glauconite, f.u.

№ обр.	Катион								Заряд		
	Т		О				I		Т	О	I
	Si	Al	Fe ³⁺	Al	Mg	Σ	Ca	K			
1	3.71	0.29	1.30	0.35	0.35	2.0	0.01	0.63	15.71	5.65	0.65
2	3.78	0.22	1.33	0.27	0.39	1.99	0.02	0.60	15.78	5.58	0.64
3	3.71	0.29	1.18	0.44	0.39	2.01	0.02	0.62	15.71	5.64	0.65
4	3.66	0.34	1.31	0.36	0.33	2.0	0.02	0.63	15.66	5.67	0.67
5	3.71	0.29	1.29	0.43	0.26	1.98	0.01	0.60	15.71	5.68	0.62
6	3.65	0.35	1.35	0.33	0.31	1.99	0.02	0.66	15.65	5.66	0.70
7	3.81	0.19	0.93	0.80	0.29	2.02	0.01	0.40	15.81	5.77	0.42
8	3.76	0.24	0.94	0.76	0.35	2.05	0.01	0.42	15.76	5.80	0.44
9	3.80	0.20	0.80	0.87	0.39	2.05	0.04	0.36	15.80	5.79	0.44
10	3.79	0.21	0.95	0.75	0.33	2.03	0.04	0.36	15.79	5.76	0.44
11	3.99	0.01	0.90	0.75	0.33	1.98	—	0.41	15.99	5.94	0.41

Примечание. Т, О, I – тетраэдрические, октаэдрические и межслоевые позиции структуры соответственно.

Note. T, O, I – tetrahedral, octahedral, interlayer cations respectively.

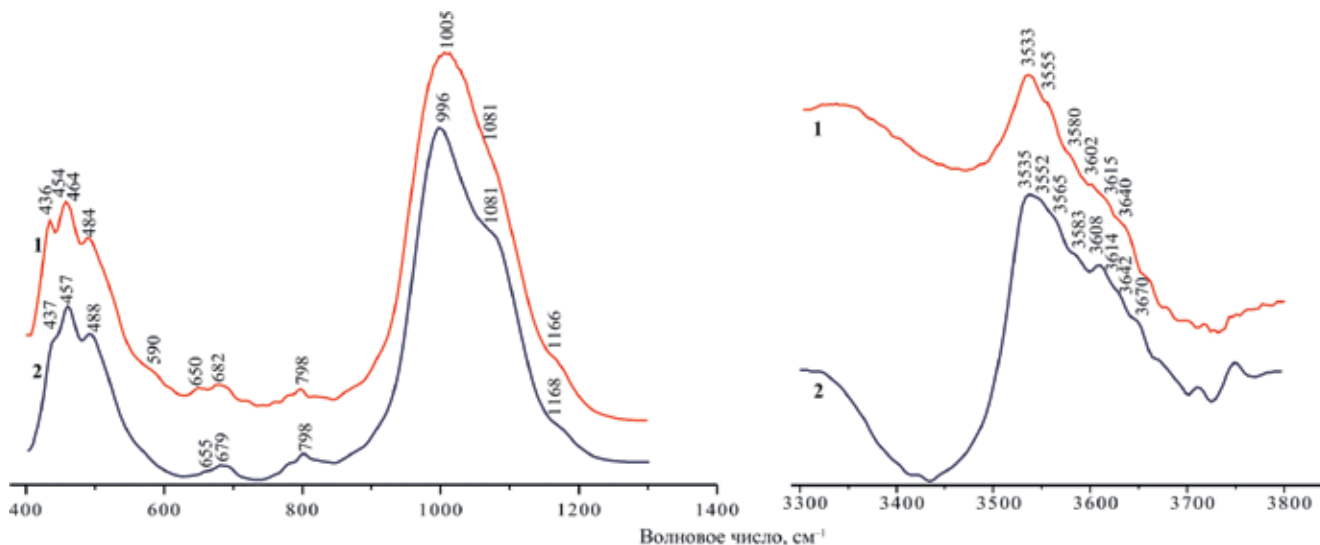


Рис. 8. ИК-спектры глауконита.

1 – глауконит-1, 2 – глауконит-2.

Fig. 8. IR-spectra of a glauconite.

1 – glauconite-1, 2 – glauconite-2.

стической точки зрения являются области деформационных и валентных колебаний Si–O (400–600 и ≈850–1200 см⁻¹) и область валентных колебаний OH-групп (3500–3700 см⁻¹). В области деформационных колебаний Si–O (400–600 см⁻¹) отмечаются характерные полосы Si–O–Si при 454–457 и 464 см⁻¹, типичные для Fe-содержащих диоктаэдрических

слоистых минералов, а также полосы Si–O–Fe (484–488 см⁻¹) и Si–O (436–437 см⁻¹). В области валентных колебаний Si–O наблюдаются характерные интенсивные полосы при 996–1005 и 1081 см⁻¹.

С диагностической точки зрения особый интерес представляет область валентных колебаний OH-групп (3200–3800 см⁻¹) (табл. 3). В этой области

Таблица 3. Декомпозиция ИК-спектра глауконита в области ОН валентных колебаний**Table 3.** Decomposition of FTIR spectrum of glauconite in the region of ОН stretching modes

Пик	Глауконит-1			Глауконит-2		
	ν_{\max} , cm^{-1}	A, %	Связанные ОН-катионы	ν_{\max} , cm^{-1}	A, %	Связанные ОН-катионы
1	3533	56.6	$\text{Fe}^{3+}\text{OHFe}^{3+}$	3535	52.9	$\text{Fe}^{3+}\text{OHFe}^{3+}$
2	3555	6.1	MgOHFe^{3+} , AlOHFe^{2+}	3552	4.9	AlOHFe^{3+} , MgOHFe^{3+}
3	3569	2.7	AlOHFe^{3+}	3565	5.4	AlOHFe^{3+}
4	3580	5.2	MgOHMg	3583	4.6	MgOHMg
5	3602	18.0	AlOHMg	3608	22.8	AlOHMg
6	3615	1.5	AlOHA1	3614	2.4	AlOHA1
7	3640	6.9	AlOHA1 ,	3642	5.0	AlOHA1
8	3658	3.0	AlOHA1	3670	2.0	Mg_2AlOH (триокт.)

Примечание. ν – волновое число, cm^{-1} ; A – относительная интегральная интенсивность полос поглощения.

Note. ν – wavenumber, cm^{-1} ; A – relative integrated intensity of absorption band.

выделяется широкая полоса при 3100–3500 cm^{-1} , относящаяся к колебаниям абсорбированной воды. Многочисленными исследованиями (Kodama, 1985; Slonimskaya et al., 1986; Besson, Drits, 1997) установлены взаимоотношения между волновыми числами в интервале 3500–3700 cm^{-1} и локальными катионными конфигурациями вокруг ОН-групп в диоктаэдрических слюдах. Область валентных колебаний ОН-групп является результатом наложения индивидуальных полос поглощения, которые соответствуют ОН-группам, связанным с различными типами пар октаэдрических катионов (катион–ОН–катион). В рассматриваемых спектрах она представлена двумя широкими полосами поглощения, максимумы которых при ~3533–3535 и ~3614–3615 cm^{-1} относятся к колебаниям $\text{Fe}^{3+}\text{OHFe}^{3+}$ и AlOHMg соответственно. В обоих спектрах первая из этих полос, включающая колебания ОН-групп, связанные с катионами Fe, значительно интенсивнее второй, относящейся к колебаниям, связанным с катионами Al и Mg.

Троицко-байновский глауконит в области валентных колебаний ОН-групп характеризуется следующими параметрами. Полос поглощения: у глауконита-2 – 3535, 3552, 3565, 3583, 3614, 3670 cm^{-1} , у глауконита-1 – 3533, 3555, 3580, 3615, 3640 cm^{-1} (см. рис. 8). Полосы 3500 и 3515 cm^{-1} , характеризующие пары $\text{Fe}^{2+}\text{OHFe}^{2+}$ и $\text{Fe}^{2+}\text{OHFe}^{3+}$, согласно (Slonimskaya et al., 1986), в ИК-спектре наших образцов не обнаруживаются. Вероятно, полоса 3555 cm^{-1} по большей части относится к группировке MgOHFe^{3+} . Результаты возможной декомпозиции ИК-спектров глауконита в области валентных колебаний ОН-групп приведены в табл. 3. Таким образом, результаты ИК-спектроскопии свидетельствуют о том, что в исследованных зернах преобладает катионная пара $\text{Fe}^{3+}\text{–Fe}^{3+}$, связанная с ОН-группой, в меньшей степени проявляется пара Al–Mg.

Следует отметить, что в ИК-спектре темно-зеленого глауконита проявляется слабый максимум поглощения при ~3670 cm^{-1} , который, по-видимому, относится к колебанию Mg_2AlOH , наблюдаемому в ИК-спектрах триоктаэдрических слюд (Дриц и др., 2010). Это также указывает на фазовую и структурную неоднородность исследуемых образцов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Присутствие в глинистой фракции пород сульфатов (гипса, ярозита, глауберита) и соединений железа (гетита) свидетельствует о гипергенных изменениях пород и образовании вторичных минералов. Преобладание разупорядоченных смешанослойных образований иллит/смектитового типа также может быть обусловлено преобразованием и разрушением исходного глинистого материала под действием кислых растворов.

Глауконит присутствует в породе не только в виде глобул, но и в глинистой фракции, судя по дифрактограммам, в составе глауконит/смектитовой фазы.

Для анализа кристаллохимических формул глауконита нами использовалась диаграмма (Meunier, El Albani, 2007) для идентификации минералов группы глауконита. На этой диаграмме фигуративные точки глауконита-2 попадают на нижнюю границу поля глауконита, а глауконита-1 – в область смешанослойных минералов иллит/Fe-смектит (рис. 9). В соответствии с классификацией глауконита по степени “зрелости” (Odin, Matter, 1981), глобулы глауконита-2 Троицко-Байновского месторождения относятся к разновидности средне-слабой зрелости, для которой содержание K_2O составляет в среднем около 6%.

Глауконит Троицко-Байновского месторождения в светло-зеленых глобулах (глауконит-1) ха-

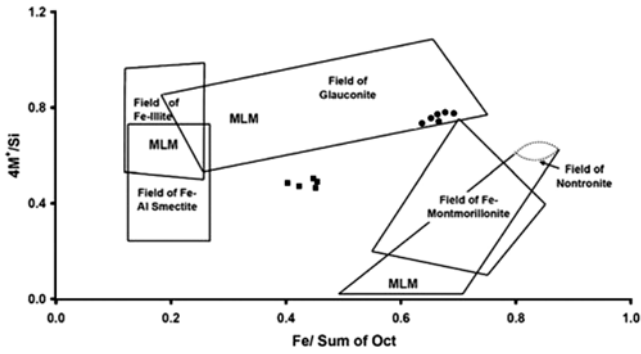


Рис. 9. Положение троицко-байновского глауконита на диаграмме состава (Meunier, El Albani, 2007).

MLM – смешанослойные минералы. Темными квадратами обозначены фигуративные точки глауконита-1, темными кружками – глауконита-2.

Fig. 9. Position of the glauconite in a compositional diagram (Meunier, El Albani, 2007).

MLM – mixed-layered minerals. Dark squares indicate figurative points of glauconite-1, dark circles – of glauconite-2.

рактизуется высоким содержанием алюминия в октаэдрических позициях, пониженным – калия в межслоевых позициях структуры и, следовательно, пониженным межслоевым зарядом. В свою очередь, для глауконита-2 характерно более высокое содержание калия и октаэдрического железа и низкое – октаэдрического алюминия. Четкая корреляция прослеживается в глауконите между содержаниями K и октаэдрических Fe (коэффициент корреляции в кристаллохимических формулах 0.90) и Al (коэффициент корреляции –0.96). В отличие от глауконита из карбонатных отложений (Amorosi et al., 2007) в наших образцах из силикакластических пород не наблюдается корреляции между K, Si, Mg. Кальций отмечен в незначительном количестве. В некоторых образцах присутствует сера в качестве побочной примеси из-за высокого содержания сульфатов в породе. По содержанию калия изученные нами образцы глауконита-2 относятся к низкозарядным слюдястым минералам, а глауконита-1 – к смешанослойным образованиям глауконит/сметитового типа.

Данные рентгендифракционного анализа свидетельствуют о фазовой неоднородности образцов глауконита, особенно это касается светло-зеленых глобул. Можно предположить, что наблюдаемое распределение интенсивностей в ИК-спектрах глауконита также связано с высокой степенью фазовой гетерогенности этих образцов.

Проблема механизма образования глауконита обсуждается практически в каждой работе, посвященной свойствам и структуре минерала. В рабо-

тах (Odin, Matter, 1981; Odin, Fullagar 1988) обобщены представления о процессе глауконитизации и предложена на сегодняшний день широко принятая теория осаждения–растворения–перекристаллизации. Эта теория предполагает двухстадийную модель, в которой образование зрелого глауконита включает в себя две основные фазы: 1 – образование бедного калием, богатого железом глауконитового смектита (осаждение начинается в микропорах субстрата); 2 – постепенное обогащение калием с образованием богатого калием глауконита. При этом вполне возможно образование Fe-Al-смектита из ферриалюмокремнистого геля. Таким образом, процесс глауконитизации представляет собой низкотемпературный диагенетический феномен, который можно классифицировать на основе содержания K₂O (Odin, Matter, 1981; Odin, Fullagar, 1988). Степень процесса образования глауконита зависит от времени пребывания глауконитовых зерен в замкнутой субкислородной, частично восстановленной микросреде на границе раздела осадок–вода или вблизи нее и, как следствие, от скорости осадконакопления (Amorosi et al., 2007; López-Quirós et al., 2020). Предложенная модель применима к широкому спектру субстратов, включая биокласты, фекальные pellets и фрагменты минералов.

Процесс образования троицко-байновских глауконитов вполне можно объяснить с помощью этой теории. Четкая корреляция между содержанием K⁺ и Fe^{VI}, а также обратная корреляция между K⁺ и Al^{VI} подтверждают обогащение калием исходного смектита и постепенное его преобразование в слюдястый минерал глауконитового состава. Наличие смектитовой составляющей в глобулах темно-зеленого глауконита (глауконит-2) может быть обусловлено неполным замещением смектита глауконитом и, соответственно, неполной зрелостью последнего. Присутствие двух видов глауконитовых глобул в одних и тех же породах может быть объяснено различным субстратом для их образования и, следовательно, различной скоростью “созревания” глауконита. Судя по степени зрелости глауконита, процесс его образования был прерван уплотнением осадка в начальной стадии диагенеза (Meunier, El Albani, 2007).

ВЫВОДЫ

На основании изучения глауконитсодержащих пород Троицко-Байновского месторождения можно сделать следующие выводы.

1. Породы Троицко-Байновского месторождения подвергаются непрерывному преобразованию под воздействием внешних условий. Взаимодействие пород с кислыми растворами ведет к разрушению исходных минералов и появлению вторичной минерализации. В глинистой составляю-

щей пород слоистые силикаты представлены неупорядоченными смешанослойными образованиями преимущественно иллит/сметитового типа.

2. Глауконитовые зерна Троицко-Байновского месторождения имеют типичную для глауконита форму, окраску и внутреннюю структуру, их размер колеблется от 0.1 до 0.4 мм. Выделены две основные разновидности глауконита в породах зайковской свиты – светло-зеленые более крупные глобулы (глауконит-1) и темно-зеленые мелкие (глауконит-2). Кроме того, глауконит присутствует в глинистой фракции песчаников.

3. По данным детальных исследований, обе разновидности глауконита характеризуются неоднородным фазовым составом. Темно-зеленая разновидность (глауконит-2) относится к низкочargedным слюдистым минералам глауконитового состава и обладает низкой степенью структурной упорядоченности, соответствует политипной модификации 1Md, а светло-зеленая (глауконит-1) – к смешанослойным слабоупорядоченным образованиям глауконит/сметитового типа. Результаты расчета кристаллохимических формул глауконита показали, что тетраэдрические позиции структуры минерала заселены катионами Si и Al; октаэдрические – Fe, Al и Mg, межслоевые катионы представлены K, Ca.

4. На диаграмме составов (Meunier, El Albani, 2007) фигуративные точки темно-зеленых глауконитовых зерен попадают на нижнюю границу поля глауконита, а светло-зеленые – в область смешанослойных минералов иллит/Fe-сметит. Условия образования выделенных разновидностей, очевидно, также различны. Невысокое содержание K_2O (<6–7%, в среднем 4–5%) в большинстве глобул указывает на невысокую степень “зрелости” минерала (Odin, Matter, 1981).

5. Корреляция между содержанием K^+ и Fe^{VI} и наличие смектитовой составляющей в глауконитовых глобулах отражает механизм образования глауконита путем обогащения калием исходного диоктаэдрического Fe-сметита.

6. Темно-зеленая разновидность глауконита Троицко-Байновского месторождения, несмотря на низкое содержание минерала в песчанике, может быть выделена и использована для определения абсолютного возраста пород. Однако эти данные могут быть не вполне достоверными из-за влияния вторичного изменения пород. Светло-зеленая разновидность не является “зрелым” глауконитом, содержит много смектитовых слоев и, следовательно, не может быть эффективно использована в данных целях.

Благодарности

Автор выражает благодарность М.Ф. Самогатовой и В.Н. Филиппову за помощь в проведении аналитических работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афанасьева Н.И., Зорина С.О., Губайдуллина А.М., Намкина Н.И., Сучкова Г.Г. (2013) Кристаллохимия и генезис глауконита из разреза “Меловатка” (сеноман, юго-восток Русской плиты). *Литосфера*, (2), 65-75.
- Бурасов Л.Г., Дворянов В.М., Казанцев Н.К. и др. (1983) Отчет по детальной разведке 4–5 участков Полдневской залежи Троицко-Байновского месторождения огнеупорных глин, проведенной в 1973–1983 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1 января 1983 г. Т. 1. ТФГИ по Уральскому федеральному округу.
- Дриц В.А., Каменева М.Ю., Сахаров Б.А., Архипенко Д.К. (1993) Проблемы определения реальной структуры глауконитов и родственных тонкозернистых филлосиликатов. Новосибирск: Наука, 200 с.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. (1991) Глинистые минералы. Слюды, хлориты. *Тр. ГИН РАН*, вып. 465. М.: Наука, 176 с.
- Дриц В.А., Ивановская Т.А., Сахаров Б.А., Звягина Б.Б., Дерковски А., Горькова Н.В., Покровская Е.В., Савичев А.Т., Зайцева Т.С. (2010) Природа структурно-кристаллохимической неоднородности глауконита с повышенным содержанием Mg (рифей, Анабарское поднятие). *Литология и полезн. ископаемые*, (6), 620-643.
- Зайцева Т.С., Ивановская Т.А., Сахаров Б.А., Звягина Б.Б., Доржиева О.В. (2020) Структурно-кристаллохимические особенности и Rb-Sr возраст глобулярного глауконита Усть-ильинской свиты (нижний рифей, Анабарское поднятие). *Литология и полезн. ископаемые*, (6), 549-568. <https://doi.org/10.31857/S0024497X20060105>
- Ивановская Т.А., Звягина Б.Б., Сахаров Б.А., Зайцева Т.С., Покровская Е.В., Доржиева О.В. (2015) Глобулярные слоистые силикаты глауконит-иллитового состава в отложениях верхнего протерозоя и нижнего кембрия. *Литология и полезн. ископаемые*, (6), 510-537. <https://doi.org/10.7868/S0024497X15060051>
- Ивановская Т.А., Зайцева Т.С., Звягина Б.Б., Сахаров Б.А., Кочнев Б.Б., Константинова Г.В., Доржиева О.В., Покровская Е.В. (2021) Минералого-кристаллохимические и Rb-Sr изотопные данные терригенных глобулярных слоистых силикатов Маастахской свиты (нижний венд, Оленекское поднятие). *Литология и полезн. ископаемые*, (5), 436-457. <https://doi.org/10.31857/S0024497X21050037>
- Лабораторный практикум по грунтоведению. (2019) [Электронное издание сетевого распространения]. (Под ред. В.А. Королёва, В.Н. Широкова, В.В. Шаниной). М.: КДУ, Добросвет, 240 с. URL: <https://bookonlime.ru/node/4701>
- Олферьев А.Г., Алексеев А.С. Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка. М.: ПИН РАН, 2005. 203 с.
- Рыбникова Л.С., Рыбников П.А. (2015) Особенности формирования запасов месторождений подземных вод, эксплуатируемых дренажными системами на горно-складчатом Урале. *Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология*, (3), 204-219.
- Симакова Ю.С., Лютоев В.П., Лысюк А.Ю. (2019) Кристаллохимические особенности глауконита Каринского месторождения, (Южный Урал). *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, 291(3), 41-50. <https://doi.org/10.26907/2542-0419.2019.3.41-50>

org/10.19110/2221-1381-2019-3-41-50

- Amorosi A. (1995) Glaucony and sequence stratigraphy: a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. *J. Sediment. Res.*, **B65**(4), 419-425.
- Amorosi A., Sammartino I., Tateo F. (2007) Evolution patterns of glaucony maturity: A mineralogical and geochemical approach *Deep-Sea Research. Pt II. Topical Studies in Oceanography*, **54**(11), 1364-1374.
- Banerjee S., Chatteraj S.L., Saraswati P.K., Dasgupta S., Sarkar U., Bumby A. (2012) The origin and maturation of lagoonal glauconites: a case study from the Oligocene Maniyara Fort Formation, western Kutch, India. *Geol. J.*, **47**, 357-371. <https://doi.org/10.1002/gj.1345>
- Besson G., Drits V.A. (1997) Refined relationships between chemical composition of dioctahedral fine-dispersed mica minerals and their infrared spectra in the OH stretching region. Pt I. Identification of the stretching bands. *Clays Clay Miner.*, **45**, 158-169.
- Guggenheim S., Adams J.M., Bain D.C., Bergaya F., Brigatti M.F., Drits V.A., Formoso M.L.L., Gala N.E., Kogure T., Stanjek H. (2006) Summary of recommendations of Nomenclature Committees relevant to clay mineralogy: report of the Association Internationale Pour L'étude des Argiles (AIPEA) Nomenclature Committee for 2006. *Clays Clay Miner.*, **54**, 761-772.
- Kodama H. (1985) Infrared spectra of minerals; reference guide to identification and characterization of minerals for the study of soils. *Res. Branch Agriculture Canada, Tech. Bull.*, 140-150.
- López-Quirós A., Sánchez-Navas A., Nieto F., Escutia C. (2020) New insights into the nature of glauconite. *Amer. Miner.*, **105**, 674-686.
- Meunier A., El Albani A. (2007) The glauconite–Fe-illite–Fe-smectite problem: a critical review. *Terra Nova*, **19**, 95-104.
- Odin G.S., Matter A. (1981) De glauconiarum origine. *Sedimentology*, **28**, 611-641.
- Odin G.S., Fullagar P.D. (1988) Geological significance of the glaucony facies. *Green Marine Clays*, **45**, 295-332.
- Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Y.S., Frank-Kamenetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval' P.V., Müller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.-L., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R. (1998) Nomenclature of the micas. *Mineral. Mag.*, **63**(2), 267-279. <https://doi.org/10.1180/minmag.1999.063.2.13>
- Rudmin M., Banerjee S., Mazurov A. (2017) Compositional variation of glauconites in Upper Cretaceous-Paleogene sedimentary iron-ore deposits in South-eastern Western Siberia. *Sediment. Geol.*, **355**, 20-30. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.04.006>
- Slonimskaya M.V., Besson G., Dainyak L.G., Tchoubar C., Drits V.A. (1986) Interpretation of the IR spectra of celadonites and glauconites in the region of OH-stretching frequencies. *Clay Miner.*, **21**, 377-388.
- Whitton J.S., Churchman G.J. (1987) Standard methods for mineral analysis of soil survey samples for characterization and classification in NZ Soil Bureau. *NZ Soil Bureau Sci. Rep.* 79. 27 p.
- genesis of glauconite from the Melovatka section (Cenomanian, southeast of the Russian Plate). *Lithosphere (Russia)*, (2), 65-75. (In Russ.)
- Amorosi A. (1995) Glaucony and sequence stratigraphy: a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. *J. Sediment. Res.*, **B65**(4), 419-425.
- Amorosi A., Sammartino I., Tateo F. (2007) Evolution patterns of glaucony maturity: A mineralogical and geochemical approach *Deep-Sea Research. Pt II. Topical Studies in Oceanography*, **54**(11), 1364-1374.
- Banerjee S., Chatteraj S.L., Saraswati P.K., Dasgupta S., Sarkar U., Bumby A. (2012) The origin and maturation of lagoonal glauconites: a case study from the Oligocene Maniyara Fort Formation, western Kutch, India. *Geol. J.*, **47**, 357-371. <https://doi.org/10.1002/gj.1345>
- Besson G., Drits V.A. (1997) Refined relationships between chemical composition of dioctahedral fine-dispersed mica minerals and their infrared spectra in the OH stretching region. Pt I. Identification of the stretching bands. *Clays Clay Miner.*, **45**, 158-169.
- Burasov L.G., Dvoryanov V.M., Kazancev N.K. (1983) Report on detailed exploration of 4–5 sections of the Poldnevskaya deposit of the Troitsko-Bainovsky deposit of fire clays carried out in 1973–1983 with a calculation of reserves as of January 1, 1983. V. 1. TFGI Ural FR. (In Russ.)
- Drits V.A., Kameneva M.Y., Saharov B.A., Arhipenko D.K. (1993) Problems of determining the real structure of glauconites and related fine-grained phyllosilicates. Novosibirsk, Nauka Publ., 200 p. (In Russ.)
- Drits V.A., Kossovskaya A.G. (1991) Clay minerals. Micas, chlorites. *Tr. GIN RAS*, vyp. 465. Moscow, Nauka Publ., 176 p. (In Russ.)
- Drits V.A., Ivanovskaya T.A., Sakharov B.A., Zvyagina B.B., Derkovski A., Gor'kova N.V., Pokrovskaya E.V., Savichev A.T., Zaitseva T.S. (2010) Nature of the Structural and Crystal Chemical Heterogeneity of the Mg Rich Glauconite (Riphean, Anabar Uplift). *Lithol. Miner. Resour.*, **45**(6), 555-576 (translated from *Litol. Polezn. Iskop.*, (6), 620-643). <https://doi.org/10.1134/S0024490210060040>
- Guggenheim S., Adams J.M., Bain D.C., Bergaya F., Brigatti M.F., Drits V.A., Formoso M.L.L., Gala N.E., Kogure T., Stanjek H. (2006) Summary of recommendations of Nomenclature Committees relevant to clay mineralogy: report of the Association Internationale Pour L'étude des Argiles (AIPEA) Nomenclature Committee for 2006. *Clays Clay Miner.*, **54**, 761-772.
- Ivanovskaya T.A., Zvyagina B.B., Sakharov B.A., Pokrovskaya E.V., Zaitseva T.S., Dorzhieva O.V. (2015) Globular layer silicates of the glauconite–illite composition in upper proterozoic and lower cambrian rocks. *Lithol. Miner. Resour.*, **50**(6), 452-477 (translated from *Litol. Polezn. Iskop.*, (6), 510-537). <https://doi.org/10.1134/S002449021506005X>
- Ivanovskaya T.A., Zvyagina B.B., Sakharov B.A., Pokrovskaya E.V., Zaitseva T.S., Konstantinova G.V., Kochnev B.B., Dorzhieva O.V. (2021) Mineralogical, crystal-chemical, and Rb–Sr isotope data on terrigenous globular phyllosilicates of the Maastakh formation (lower vendian, Olenek uplift). *Lithol. Miner. Resour.* **56**(5), 418-437 (translated from *Litol. Polezn. Iskop.*, (5), 436-457). <https://doi.org/10.1134/S0024490221050035>
- Kodama H. (1985) Infrared spectra of minerals; reference guide to identification and characterization of minerals

REFERENCES

Afanas'eva N.I., Zorina S.O., Gubaidullina A.M., Naumkina N.I., Suchkova G.G. (2013) Crystal chemistry and

- for the study of soils. *Res. Branch Agriculture Canada, Tech. Bull.*, 140-150.
- Laboratory workshop on soil science. (2019) [Electronic edition of network distribution]. (Eds V.A. Korolev, V.N. Shirokov, V.V. Shanina). Moscow, KDU, Dobrosvet, 240 p. (In Russ.) URL: <https://bookonlime.ru/node/4701>
- López-Quirós A., Sánchez-Navas A., Nieto F., Escutia C. (2020) New insights into the nature of glauconite. *Amer. Miner.*, **105**, 674-686.
- Meunier A., El Albani A. (2007) The glauconite–Fe-illite–Fe-smectite problem: a critical review. *Terra Nova*, **19**, 95-104.
- Odin G.S., Fullagar P.D. (1988) Geological significance of the glaucony facies. *Green Marine Clays*, **45**, 295-332.
- Odin G.S., Matter A. (1981) De glauconiarum origine. *Sedimentology*, **28**, 611-641.
- Olfer'ev A.G., Alekseev A.S. (2005) Stratigraphic scheme of the Upper Cretaceous deposits of the East European Platform. Explanatory note. Moscow, PIN RAN, 203 p. (In Russ.)
- Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Y.S., Frank-Kamenetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval' P.V., Müller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.-L., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R. (1998) Nomenclature of the micas. *Mineral. Mag.*, **63**(2), 267-279. <https://doi.org/10.1180/minmag.1999.063.2.13>
- Rudmin M., Banerjee S., Mazurov A. (2017) Compositional variation of glauconites in Upper Cretaceous-Paleogene sedimentary iron-ore deposits in South-eastern Western Siberia. *Sediment. Geol.*, **355**, 20-30. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.04.006>
- Rybnikova L.S., Rybnikov P.A. (2015) Features of the formation of reserves of groundwater deposits operated by drainage systems in the mountainous and folded Urals. *Geokologiya. Inzhenernaya Geologiya. Gidrogeologiya. Geokriologiya*, (3), 204-219. (In Russ.)
- Simakova Yu.S., Lyutoev V.P., Lysyuk A.Yu. (2019) Crystal chemical features of glauconite Karinsky deposit (South Urals). *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, **291**(3), 41-50. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2019-3-41-50>
- Slonimskaya M.V., Besson G., Dainyak L.G., Tchoubar C., Drits V.A. (1986) Interpretation of the IR spectra of celadonites and glauconites in the region of OH-stretching frequencies. *Clay Miner.*, **21**, 377-388.
- Whitton J.S., Churchman G.J. (1987) Standard methods for mineral analysis of soil survey samples for characterization and classification in NZ Soil Bureau. *NZ Soil Bureau Sci. Rep.* 79. 27 p.
- Zaitseva T.S., Ivanovskaya T.A., Sakharov B.A., Zviagina B.B., Dorzhieva O.V. (2020) Structural and crystal-chemical features and rb–sr age of globular glauconite in the Ust-II'ya formation (lower riphean, Anabar uplift). *Lithol. Miner. Resour.*, **55**(6), 468-485 (translated from *Litol. Polezn. Iskop.*, (6), 549-568). <https://doi.org/10.1134/S0024490220060103>

ЛИТОСФЕРА Том 23 № 1

Январь–Февраль 2023

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

Учредитель

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого
Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации ПИ № ФС77-77043 от 21 октября 2019 г.
в Министерстве цифрового развития, связи и массовых коммуникаций
Российской Федерации

Корректоры Н.М. Катаева, М.О. Тюлюкова
Оригинал-макет А.Ю. Одинцовой
Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН № 118	Дата выхода в свет 28.02.2023	Формат 60 × 84 ¹ / ₈	Печать офсетная
Усл. печ. л. 18,5	Уч.-изд. л. 18,5	Тираж 70	Свободная цена
			Заказ _____

Институт геологии и геохимии УрО РАН Екатеринбург, 620110, ул. Академика Вонсовского, 15

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии
ООО Универсальная Типография “Альфа Принт”
Адрес типографии:
620049, г. Екатеринбург, переулок Автоматики, 2ж
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru

LITHOSPHERE (Russia) Vol. 23 No. 1

January–February 2023

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

Founder

The Federal State Institution of Science
the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry
Russian Academy of Sciences Ural Branch

Registration certificate PI No. FS77-77043 from October 21, 2019
Ministry of Digital Development, Communications and Mass Media
of the Russian Federation

Correctors N.M. Kataeva, M.O. Tulukova
Original-layout A.Yu. Odintsova
Cover layout A.Yu. Savelieva

IPD IGG UB RAS № 118	Signed in print 28.02.2023	Format 60 × 84½	Offset print
Cond. print. sh. 18,5	Found.-publ. sh. 18,5	Circulation 70	Free price
			Order _____

Institute of Geology and Geochemistry UB RAS 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620110

Printed from the ready-made original layout in typography
OOO Universal Printing House “Alpha Print”
Printing house address:
2ж Automation Lane, Ekaterinburg, 620049
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru