

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

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

# ЛИТОСФЕРА

Том 22 № 1 2022 Январь–Февраль

Основан в 2001 году  
Выходит 6 раз в год

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

# LITHOSPHERE (Russia)

Volume 22 No. 1 2022 January–February

Founded in 2001  
Issued 6 times a year

**Литосфера, 2022. Том 22, № 1**  
Научный журнал. Выходит 6 раз в год  
Основан в 2001 году

Учредитель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварыцкого 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 литосфера 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 методик

**Главный редактор С.Л. Вотяков**  
**Заместитель главного редактора В.В. Мурzin**  
**Ответственный секретарь Г.А. Мизенс**  
ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

**Редакционная коллегия:** А.И. Антошкина, ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия; В.Н. Анфилогов, 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. Контар, 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, ИГТ 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, Карлстон 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. Пушкирев, 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. акад. А.Н. Заварыцкого УрО РАН, Россия  
Тел. (343) 287-90-45, тел./факс: (343) 287-90-12  
E-mail: [lithosphere@igg.uran.ru](mailto:lithosphere@igg.uran.ru)

© Институт геологии и геохимии УрО РАН  
© Авторы статей

**Lithosphere (Russia), 2022. Volume 22, No. 1**  
Scientific journal. Issued 6 times a year  
Founded in 2001

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

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

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

**Editorial board:** Anna I. Antoshkina (Institute of Geology, Komi SC UB of RAS, Syktyvkar, Russia); Vsevolod N. Anfilov (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. Martyshev (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Maslenikov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Andrei V. Maslov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Fancong Meng (Institute of Geology, Chinese Academy of 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); Rafael H. Sungatullin (Kazan Federal University, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan, Russia); Valerii N. Udachin (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Richard Herrington (Natural History Museum, London, Great Britain); Il'ya I. Chaikovskii (Mining Institute, UB of RAS, Perm, Russia); Richard Ernst (Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada); Viktor L. Yakovlev (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

**Editorial council:** Albert V. Zubkov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Kirill S. Ivanov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei N. Kashubin (All-Russian Geological Institute, St.Petersburg, Russia); Sergei V. 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](mailto:lithosphere@igg.uran.ru)  
Website: <http://lithosphere.ru>

© Institute of Geology and Geochemistry  
© Authors of articles

# СОДЕРЖАНИЕ

---

## Том 22, № 1, 2022

---

|  |     |
|--|-----|
| Геохимия хрома – забытый ключ к проблемам геологии Северного Урала<br><i>Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис</i>  | 5   |
| Разрез девона Восточно-Зилаирской зоны: расчленение и палеонтологическое обоснование по конодонтам<br><i>О. В. Артюшкова, В. А. Маслов</i>   | 14  |
| Использование структурных дефектов в кварце для определения источников сноса и условий формирования осадочных отложений (на примере кварца осадочных пород Центральных Кызылкум)<br><i>Л. Т. Раков</i> | 39  |
| Новые данные по геохимии и изотопии цирконов из раннекембрийских гранитов Уфалейского блока (Средний Урал): шаг к корректировке геодинамических представлений<br><i>Г. Ю. Шардакова</i>                | 55  |
| Нижнелудфордские (верхний силур) склоновые отложения в разрезе Лягадин (р. Илыч, Северный Урал)<br><i>Е. С. Пономаренко</i>  | 75  |
| Структурно-вещественная модель размещения золоторудных месторождений Центрально-Колымского региона<br><i>[Ю. С. Савчук], А. В. Волков</i>  | 101 |
| Геофизические характеристики месторождения золота Белая Гора (Хабаровский край)<br><i>М. Ю. Носырев, А. Ю. Юрчук</i>   | 118 |
| Миграция элементов из отходов переработки медеплавильных шлаков в систему торф–растения<br><i>А. Л. Котельникова, Е. С. Золотова, В. Ф. Рябинин</i>  | 135 |

---

### *Вниманию читателей*

Оформить подписку журнала на 1-е полугодие 2022 года можно во всех отделениях Почты России (подписной индекс издания в Общероссийском каталоге “Почта России” – ПР857)

# Contents

---

---

## Volume 22, No. 1, 2022

---

|   |     |
|---|-----|
| Chromium geochemistry – a forgotten key to the issues of geology in the Northern Urals<br><i>Ya.E. Yudovich, M.P. Ketris</i>  | 5   |
| Devonian succession in the East-Zilair zone: conodont-based subdivision and paleontological verification<br><i>O.V. Artushkova, V.A. Maslov</i>   | 14  |
| The use of lattice defects in quartz to determine provenance and conditions for the formation<br>of sedimentary deposits (using the example of quartz from sedimentary rocks of the Central Kyzylkum)<br><i>L.T. Rakov</i>        | 39  |
| New data on the trace element composition and Lu-Hf isotopic system of zircons from the Early Cambrian<br>granites of the Ufaley block (Middle Urals): a step to the correction of geodynamic concepts<br><i>G.Yu. Shardakova</i> | 55  |
| Lower Ludfordian (Upper Silurian) slope deposits in the Lyagadin section (Ilych River, the Northern Urals)<br><i>E.S. Ponomarenko</i>   | 75  |
| Structural-material model of gold deposit location in the Central Kolyma region<br><i>Yu.S. Savchuk, A.V. Volkov</i>  | 101 |
| Geophysical characteristics of the Belya Gora gold deposit (Khabarovsk Krai, Russia)<br><i>M.Yu. Nosyrev, A.Yu. Yurchuk</i>   | 118 |
| The migration of elements from the processing waste of copper smelting slags into the ombrotrophic peat<br>and plants<br><i>A.L. Kotelnikova, E.S. Zolotova, V.F. Ryabinin</i>  | 135 |

---

---

## 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](mailto:lithosphere@igg.uran.ru)

## Геохимия хрома – забытый ключ к проблемам геологии Северного Урала

Я. Э. Юдович, М. П. Кетрис

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mail: EYuYa@Yandex.ru

Поступила в редакцию 13.05.2021 г., принята к печати 11.10.2021 г.

**Объект исследования.** Геохимия и минералогия хрома в палеозойских карбонатных породах Северного Урала. Новое рассмотрение материалов, опубликованных более полувека назад, в период расцвета российской геологии (1980–1997 гг.), показало, что полученные тогда данные были незаслуженно забыты. **Метод исследования.** Анализ и обобщение результатов всех предыдущих работ по этому региону, а также привлечение мировых сведений о содержании хрома в стратосфере. **Результаты.** Проведенные ранее исследования сохраняют острую актуальность не только в своем узкоспециальном смысле, но и гораздо шире – для решения ряда крупных геологических проблем данного региона, далеко выходящих за рамки только геохимии или минералогии. Одним из важных результатов является утверждение о широком развитии ультраосновного магматизма в древних толщах Северного Урала. **Выводы.** Формулируются актуальные нерешенные вопросы и предлагаются методы их решения. Этот нетрадиционный подход обещает серьезное продвижение в расшифровке палеозойских фаций и палеогеографии региона Севера Урала.

**Ключевые слова:** палеозой Севера Урала, геохимия хрома, хроминеллы, карбонатные породы, нерастворимые остатки карбонатных пород, палеозойские отложения, палеогеография, фациальный анализ

## Chromium geochemistry – a forgotten key to the issues of geology in the Northern Urals

Yakov E. Yudovich, Mariya P. Ketris

N.P. Yushkin Institute of Geology Komi Science Center of RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167982, Russia, e-mail: EYuYa@Yandex.ru

Received 13.05.2021, accepted 11.10.2021

**Research subject.** Geochemistry and mineralogy of chromium in the Paleozoic carbonate rocks of the Northern Urals. A recent review of these data, published more than half a century ago during the flourishing of Russian geology (1980–1997), showed that these data were undeservedly forgotten. **Materials and methods.** The generalisation of all the results of previous work on the Northern Urals region, as well as the compilation of the World's data on the chromium content in the stratosphere. **Results.** The previous studies retain their acute relevance not only in their narrow specialised sense, but also more broadly for the solution of a number of major geological issues in this region, far beyond the scope of geochemistry or mineralogy alone. One of the important results is the statement about the wide development of ultramafic magmatism in the ancient sequences of the Northern Urals. **Conclusion.** The article formulates current unresolved issues and suggests the methods for solving them. That unconventional approach promises great progress in deciphering the Paleozoic facies and paleogeography of the Northern Urals region.

**Keywords:** Paleozoic of the Northern Urals, chromium geochemistry, chromium spinelids, carbonate rocks, insoluble remains of carbonate rocks, Paleozoic deposits, paleogeography, facies analysis

### ВВЕДЕНИЕ

В 1997 г. в Сыктывкаре была издана монография, посвященная геохимии и минералогии хрома в осадочных толщах Севера Урала (Юдович и др., 1997).

Появление этой книги следует признать фактом необычным. Дело в том, что монографии, как правило, представляют собой итог обобщения десятков предшествующих статей, освещающих отдельные аспекты затронутой проблемы. Однако данная

**Для цитирования:** Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2022) Геохимия хрома – забытый ключ к проблемам геологии Северного Урала. *Литосфера*, 22(1), 5-13. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-1-5-13>

**For citation:** Yudovich Y.E., Ketris M.P. (2022) Chromium geochemistry – a forgotten key to the issues of geology in the Northern Urals. *Lithosphere (Russia)*, 22(1), 5-13. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-1-5-13>

книга появилась практически “на пустом месте”: ей предшествовала всего одна статья в *Известиях АН ССР*, к тому же напечатанная 17-ю годами ранее! (Юдович др., 1980).

Необычно и то, что выход данной книги остался практически незамеченным, поскольку за ней не последовало никаких сколько-нибудь сходных публикаций – с охватом всего осадочного чехла Севера Урала.

К тому же примерно к этому времени мощная производственная геология СССР приказала долго жить: она исчезла, подобно легендарной Атлантиде (Юдович, Кетрис, 2015а–в, 2016). На фоне этого грандиозного краха исчезновение из научного оборота такого частного вопроса, как геохимия хрома в осадочной толще некого региона, могло показаться событием уж и вовсе незначительным.

Между тем это отнюдь не так: *геохимия (и минералогия) хрома сохраняет свою острую актуальность не только в узком смысле, но и гораздо шире – для решения ряда крупных геологических проблем данного региона, далеко выходящих за рамки только геохимии или минералогии.*

Ниже мы кратко изложим результаты исследования, освещенные в книге (Юдович и др., 1997), сформулируем вытекающие из них нерешенные вопросы и дадим рекомендации по их решению – для геологов, которым предстоит возродить российскую геологию Третьего Миллениума.

## ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

В работе, выполненной по проекту РФФИ № 97-05-64333 (Юдович и др., 1997), было сделано обобщение всех имеющихся данных по геохимии и минералогии хрома в палеозойских толщах Елецкой (исследования 1970-х гг.) и Лемвинской (исследования 1980-х гг.) структурно-фациальных зон. Кроме того, были привлечены новые данные по минералогии хрома, полученные при

исследовании метаморфических толщ в зоне межформационного контакта между рифей-вендинским комплексом доуралид и ордовик-карбоновым комплексом уралид на Приполярном и Полярном Урале в 1990-е гг. (Юдович и др., 1998).

На основе многих сотен количественных определений хрома был выявлен целый ряд эмпирических закономерностей.

**Региональные субкларки хрома для палеозоя.** Было показано, что палеозойский разрез Печорского Урала (по крайней мере, Елецкой структурно-фациальной зоны) характеризуется повышенным геохимическим фоном хрома (табл. 1 и 2).

В терригенных породах и силикатной части карбонатных пород среднее содержание Cr составляет 100–200 г/т, при этом за верхний предел геохимического фона для глинистых пород можно принять 150 г/т, а для песчаных – 100 г/т. И в карбонатных породах содержания хрома, несомненно, повышенны. Даже в очень чистых известняках и доломитах встречаются горизонты, содержащие 20–30 г/т Cr и более.

Поясним, что означают “сборные пробы” – термин, уже плохо понятный современному читателю. Сборные (или так называемые сложносоставные) пробы для определенных литостратиграфических объектов были введены в отечественную геохимию А.Б. Роновым для получения *надежных средних характеристик* таких объектов – в целях экономии – уменьшения числа необходимых дорогостоящих анализов<sup>1</sup>. Методика составления и анализа таких сборных проб подробно описана в монографии 1981 г., в которой весь палеозойский разрез Севера Урала был охарактеризован 5300 частными и составленными из них 330 сборными пробами (Юдович, 1981, с. 19–23).

<sup>1</sup> Например, в те годы даже старший научный сотрудник нашего института мог рассчитывать на одну партию силикатных анализов (9 шт.) в год и лишь в лучшем случае – на две.

**Таблица 1.** Содержание Cr и Ni в карбонатных породах карбона (частные пробы, количественные анализы) и в нерастворимых остатках сборных проб (полуколичественные анализы), г/т. В скобках – число анализов

**Table 1.** The content of Cr and Ni in carbonate rocks of Carboniferous (partial samples, quantitative analyses) and in insoluble residues of collected samples (semi-quantitative analyses), ppm. In parentheses is the number of analyses

| Возраст                          | Порода  |          | Нерастворимый остаток |
|----------------------------------|---------|----------|-----------------------|
|                                  | Cr      | Ni       |                       |
| Верхний девон–турне              | 11(99)  | 1.0(94)  | 560(8)                |
| Яснополянский надгоризонт        |         |          | 470(17)               |
| Окский надгоризонт               | 13(340) | 1.5(207) | 820(11)               |
| Серпуховский ярус                |         |          | 1000(22)              |
| Средний карбон                   | 12(145) | 1.4(99)  | 680(40)               |
| Верхний карбон и ассельский ярус | 14(163) | 1.5(103) | 560(31)               |

**Таблица 2.** Содержание хрома в нерастворимых остатках карбонатных пород карбона, г/т. В скобках – число сборных проб

**Table 2.** The content of Cr in insoluble residues of carbonate rocks of Carboniferous, ppm. In parentheses is the number of analyses

| Возраст  | А       | Б       |
|--|---------|---------|
| Турнейский ярус                                    | 35(3)   | 170(8)  |
| Визейский ярус: тульский, алексинский надгоризонты | 100(1)  | 490(13) |
| Михайловский, веневский горизонты                  | 130(2)  | 560(5)  |
| Серпуховский ярус                                  | 180(2)  | 690(15) |
| Средний карбон                                     | 220(14) | 950(10) |
| Верхний карбон–ассельский ярус перми               | 80(5)   | 700(15) |

Примечание. А – северная часть региона – Щугор и Подчерьем, Б – южная часть региона – Ильч, Мал. Печора и Унья.

Note. A – norther part of Northern Urals – Shchugor and Podcherem, B – southern part of the region – Ilych, Little Pechora, Un'ya.

**Обобщение мировых данных о содержании хрома в стратисфере.** Сравнение этих данных показывает, что регион Елецкой зоны на западном склоне Урала следует считать геохимической провинцией с повышенными субкларками хрома. Заметим, что, по существующим оценкам (Ронов и др., 1984; Wedepohl, 1967), кларки хрома в глинистых породах фанерозоя составляют 109 г/т, а в карбонатных породах – 11 г/т.

**Хром в елецких и лемвинских формациях.** Сравнение одновозрастных отложений двух структурно-формационных зон (Пучков, 1979) показало, что если в Елецкой зоне “заражение” хромом проявлено по всему палеозойскому разрезу от нижнего ордовика до верхней перми, то в Лемвинской зоне хром распределен иначе. В докарбоновом интервале разреза хром обогащает “транзитные” терригенные толщи (например, нижне-среднедевонскую), материал которых вбрасывался в глубоководную Лемвинскую зону с западного шельфа. Начиная с нижнего карбона источником хрома в Лемвинской зоне стали поднятия на востоке, тогда как в Елецкой зоне все еще сохранялся западный снос.

**Хром в терригенных породах палеозоя.** В разрезе палеозоя встречается два типа распределения Cr в терригенных толщах: а) примерно сопоставимые содержания в глинистых и песчаных породах или же некоторое обогащение последних; б) обогащение глинистых пород. Первый тип характерен в основном для сероцветных гумидных толщ, а второй – для аридных пестроцветов. Следовательно, указанные два типа являются климатически обусловленными. Такое распределение Cr объясняется разными формами его нахождения. В гумидных толщах Cr в основном входит в состав акцессорных хромшпинелидов, а в аридных возрастает роль силикатных носителей хрома (слюд и хлоритов глинистой фракции).

На эту простую закономерность накладывают ся, маскируя ее, эпизоды размыва хромоносных

кор выветривания, больше свойственные гумидным обстановкам, но отнюдь не исключенные и в аридных. Они создавали хромоносные горизонты в тельпосской свите  $O_1$  (Ичет-Ляга), в базальной алькесвожской толще  $E_3$ – $O_1$  (хр. Малдынырд), в среднем девоне (Малопечорский аллохтон) и даже, может быть, в орогенном молассе (вероятно, некоторые разрезы  $P_1$  на Мал. Печоре и верхнепермская часть сарыюдинского разреза на Ильче).

**Фациальная приуроченность геохимических аномалий Cr в карбонатных породах.** Несмотря на общую “зараженность” палеозойского разреза Елецкой зоны хромом, четкие геохимические аномалии (более 200 г/т) выявлены главным образом в нерастворимых остатках карбонатных пород и гораздо реже – в терригенных породах. Геохимические аномалии хрома в нерастворимых остатках карбонатных пород присутствуют почти по всему палеозойскому разрезу.

Наиболее замечательным оказалось открытие высоких концентраций хрома (нередко составляющих 1–2 мас. %  $Cr_2O_3$ ) в нерастворимых остатках чистых карбонатных пород. Этот феномен обязан процессам природного шлихования – обогащению дегритового карбонатного осадка хромшпинелидами и некоторыми другими тяжелыми минералами в зоне энергичных движений воды. Поэтому обогащение хромом (в форме акцессорных хромшпинелидов) карбонатных пород является геохимическим индикатором мелководных фаций. Максимум таких обогащений наблюдается в эпохи крупных регрессий – в частности в серпуховском веке.

**Связь аномалий Cr с корами выветривания по гипербазитам или базитам.** Имея дело с морскими и тем более с существенно карбонатными толщами, трудно говорить о субаэральных корах выветривания. Тем не менее в ряде случаев прослеживается связь хромовых аномалий с продуктами размыва и переотложения наземных кор выветривания – если имеются улики гидролизатно-

го состава осадочного материала (Юдович, Кетрис, 1997).

**Региональная закономерность хромоносности.** При сопоставлении ряда субширотных пересечений Елецкой зоны (с севера на юг): кожимского, щугорского, подчерьемского, ильчского, малопечорского и унинского – отчетливо прорисовывается обогащение хромом более южных разрезов (Ильч → Мал. Печора → Унья). Привлечение палеогеографических данных показало, что в районе стыка Тимана и Урала в течение длительного времени (по крайней мере, всего карбона) существовала островная сушица (Атлас..., 1972). Вероятно, на ней располагались массивы гипербазитов, размытых которых питал осадки хромшпинелидами. Давно известно, что район Мал. Печоры–Унья является наиболее перспективным для поисков алмазов (Геохимия..., 2002, с. 81–85, 220–226).

**Особенности состава хромшпинелидов.** Преобладающей формой нахождения хрома в породах являются хромшпинелиды, но в некоторых толщах ощутимая доля хрома присутствует в кислоторастворимой и даже в водорастворимой формах (о последней свидетельствуют гидрохимические аномалии хрома, например, в водах, дренирующих нижнеордовикские отложения на Приполярном Урале (Повонская, 1997 г.)).

Составы изученных хромшпинелидов разнообразны и могут служить индикаторами типа материнских массивов, которые размывались в период палеозойской седиментации.

Наиболее интересными оказались уникальные составы хромшпинелидов, обнаруженные в базальных слоях алькесвожской толщи на хр. Малдынырд (Юдович и др., 1998). В октябре 1997 г. Л.И. Ефанова передала нам четыре проточечные пробы с хромшпинелидами, взятые И.Н. Аптиным на золотопроявлении Альбовское, расположенном на западном фланге золото-пallадиевого рудопроявления Чудное (Озеров, 1996; 1998а, б).

**Таблица 3.** Состав трех зерен хромшпинелида в песчанике с прослойками гравелита, обр. 4124-03, мас. %

**Table 3.** Composition of three grains chrome-spinel in sandstone with gravelstone interbeds, sample 4124-03, wt %

| Компонент | Содержание         | Компонент                      | Содержание          |
|-----------|--------------------|--------------------------------|---------------------|
| FeO       | 1.89, 15.95, 17.15 | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 50.05, 61.42, 59.24 |
| MgO       | 0.09, 2.03, 2.24   | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 7.81, 6.76, 7.90    |
| MnO       | 5.97, 7.67, 8.09   | TiO <sub>2</sub>               | 0.06, 0.09, 0.00    |
| NiO       | Не обн.            | V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.10, 0.41, 0.23    |
| ZnO       | 27.36, 5.68, 4.99  | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 6.67, 0.00, 0.16    |

Примечание. Первое зерно аттестуется как уникальный по составу цинковый марганцовистый субферрихромит, второе и третье – как марганцовисто-железистый хромит с весьма заметными содержаниями цинка.

Note. The first grain is certified as a unique composition of zinc manganese subferrichromite, the second and third – as manganese-feruginous chromite with very noticeable zinc content.

Хромшпинелиды (Макеев и др., 1999; А. Макеев, Б. Макеев, 2005) представлены преимущественно зернами, кристаллы встречаются редко и имеют вид искаженных октаэдров – удлиненных и сплюснутых вследствие неравномерного развития граней. Поверхность кристаллов шероховатая. На гладких сколах кристаллов у поверхности иногда наблюдается шагреневая каемка. Это можно расценить как свидетельство того, что кристаллы побывали в коре выветривания. Выколки кристаллов просвечивают красно-коричневым цветом. Расчеты параметра элементарной ячейки  $a$  (Å) и оценка по этим данным содержания Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> дали следующие результаты:

обр. 4124-03, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ≈ 57% (хромит);  
обр. 4125-01 Å, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ≈ 60% (хромит);  
обр. 4125-02, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ≈ 54% (алюмохромит);  
обр. 4125-05 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ≈ 52% (алюмохромит).

Исключительно интересными оказались данные микрозондового исследования, выполненного А. и Б. Макеевыми с использованием специальной программы для вычисления содержаний двух- и трехвалентного железа (А. Макеев, Б. Макеев, 1996). В каждой протолочке было изучено по два-три зерна (табл. 3–6).

Необходимо отметить условность всех этих названий, так как имеющаяся номенклатура хромшпинелидов просто “не приспособлена” для систематики минералов с такими содержаниями марганца и цинка!

Как видно, в песчаниках и гравелитах гряды Альбова имеется по меньшей мере две разновидности марганцовистых хромшпинелидов: одна с высокими (5–12%), а другая – с очень высокими (21–27%) содержаниями цинка. По существу, это какая-то переходная разновидность от хромита к ганиту (цинковой шпинели). Уникальность состава описанных хромшпинелидов подчеркивается А.Б. Макеевым (устная консультация) и, очевидно,

**Таблица 4.** Состав хромшпинелида в песчанике крупнозернистом, обр. 4125-02, мас. %

**Table 4.** Composition of chrome-spinel in coarse-grained sandstone, sample 4125-02, wt %

| Компонент | Содержание         | Компонент                      | Содержание          |
|-----------|--------------------|--------------------------------|---------------------|
| FeO       | 11.76, 10.76, 3.10 | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 54.86, 55.18, 62.67 |
| MgO       | 3.35, 3.18, 0.25   | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12.63, 11.39, 0.48  |
| MnO       | 7.92, 6.80, 8.59   | TiO <sub>2</sub>               | 0.00, 0.11, 0.13    |
| NiO       | Не обн.            | V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.33, 0.06, 0.16    |
| ZnO       | 9.15, 12.43, 21.75 | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.00, 0.09, 2.87    |

Примечание. Первые два зерна аттестуются как марганцовисто-железистый алюмохромит с высокими содержаниями цинка, третье – как уникальный цинковый марганцовистый хромит. Зерно цинкового хромита размером около 0.2 мм по системе субпараллельных трещинок замещается прожилками фуксита толщиной от 0.005 до 0.01 мм.

Note. The first two grains are certified as manganese-ferruginous alumochromite with high zinc content, the third – as unique zinc manganese chromite. A grain of zinc chromite with a size of about 0.2 mm is replaced by fuchsite veins with a thickness of 0.005 to 0.01 mm according to the system of sub-parallel cracks.

**Таблица 5.** Состав хромшпинелида в гравелите, обр. 4125-05, мас. %

**Table 5.** Composition of chrome-spinel in gravelstone, sample 4125-05, wt %

| Компонент | Содержание   | Компонент                      | Содержание   |
|-----------|--------------|--------------------------------|--------------|
| FeO       | 12.98, 8.10  | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 58.86, 45.45 |
| MgO       | 2.01, 0.00   | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 7.59, 15.68  |
| MnO       | 6.26, 4.30   | TiO <sub>2</sub>               | Не обн.      |
| NiO       | 0.00, 0.19   | V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.19, 0.00   |
| ZnO       | 11.87, 23.81 | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.24, 2.49   |

Примечание. Первое зерно аттестуется как марганцево-железистый хромит с высоким содержанием цинка, второе – как уникальный цинковый марганцево-железистый алюмохромит.

Note. The first grain is certified as manganese-ferruginous chromite with a high zinc content, the second – as a unique zinc manganese-ferruginous alumochromite.

**Таблица 6.** Состав хромшпинелида в песчанике разнозернистом, обр. 4125-01, мас. %

**Table 6.** Composition of chrome-spinel in multi-grained sandstone, sample 4125-01, wt %

| Компонент | Содержание         | Компонент                      | Содержание          |
|-----------|--------------------|--------------------------------|---------------------|
| FeO       | 10.02, 8.64, 10.88 | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 56.74, 56.34, 52.85 |
| MgO       | 3.49, 3.15, 2.54   | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 11.66, 11.37, 12.08 |
| MnO       | 6.30, 6.15, 11.40  | TiO <sub>2</sub>               | 0.12, 0.00, 0.06    |
| NiO       | 0.05, 0.00, 0.08   | V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.01, 0.40, 0.08    |
| ZnO       | 11.61, 13.94, 8.31 | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.00, 0.00, 1.72    |

Примечание. Первые два зерна аттестуются как марганцовистые хромиты с высоким содержанием цинка, третье – как высокомарганцовистый алюмохромит.

Note. The first two grains are certified as manganese chromites with a high zinc content, the third – as high manganese alumochromite.

заслуживает большого внимания<sup>2</sup>. Необычный состав хромшпинелидов, развитие аутигенного фуксита, известная на золотопроявлении Чудное теснейшая ассоциация фуксита с палладистым золо-

том – все это показывает, что и хромшпинелиды могут быть генетически связаны с золотом.

Что касается марганцовистости хромшпинелидов, то она обнаружена и в Южном Приуралье. В 1989 г. В.А. Исаев выполнил крупное обобщение по рифтогенной толще нижнего ордовика Сакмарской зоны Урала, наиболее полно представленной в обнажениях по р. Эбета. Он объединил целый ряд выделявшихся здесь свит в три мощные

<sup>2</sup> Необходимо еще раз заметить, что микрозондовые анализы были любезно сделаны для нас А.Б. Макеевым, он же дал нам и устные консультации (Юдович и др., 1997, с. 49–54).

литокомплекса, отражающих три стадии формирования толщи: существенно песчаниковые нижний и верхний и существенно аргиллитовый средний (Исаев, 1989).

Замечательной особенностью песчаников верней толщи (в частности, описанных в кидяковской свите (Исаев и др., 1984)) оказалось содержание 0.98–3.54 % MnO в хромшпинелидах, составляющих до 10 % тяжелой фракции. Это “реко отличает их от хромшпинелидов Южно-Уральского ультрабазитового пояса, где содержание MnO в хромшпинелидах не превышает 0.46 % <...>. Хромиты с высоким содержанием марганца, сходные с изученными, обнаружены в некоторых ультрабазитовых массивах Урала <...>, залегающих в окружении верхнерифейско-вендинских толщ платформенного облика. Вероятно, и появление хромшпинелидов в терригенных породах верхнего литокомплекса связано с размывом не представленных в современном эрозионном срезе Южного Урала ультраосновных массивов, приуроченных к восточной окраине Русской платформы” (Исаев, 1989, с. 34–37).

### Ключевые вопросы, требующие решения

Итак, выполненная по гранту РФФИ № 97-05-64333 (Юдович, Кетрис, 1997) работа позволила выявить целый ряд эмпирических геохимических закономерностей и получить новые результаты в отношении минералогии хрома в осадочных толщах нашего региона. Однако при всей важности полученных результатов работа требует продолжения, чтобы получить ответы на ряд ключевых вопросов, для решения которых нужна специальная методика исследований.

**Вопрос 1. Откуда поступал хром (и, в частности, хромшпинелиды) в шельфовые отложения Елецкой зоны?** Дело в том, что на существующих палеогеографических картах (Атлас..., 1972) в изучавшихся нами пересечениях Западного склона Урала – Кожимском, Щугорском, Подчерьемском, Илычском, Малопечорском и Унынском – никаких близко расположенных массивов суши или островов не показано (кроме небольшого острова в раннем карбоне на юге Печорского Урала). Допуская только терригенный источник хрома, придется признать, что палеографические реконструкции нуждаются в серьезной корректировке.

**Вопрос 2. Если принять за аксиому, что источником хрома были только гипербазиты, то где располагались их массивы и каков был их возраст?** Известные на севере Урала массивы альпинотипных гипербазитов в зоне Главного Уральского глубинного разлома представляют собою крупные аллохтонные пластины ордовикско-силурского возраста (Макеев, 1992; Макеев и др., 1985). Очевидно, что для досилурских толщ (пуйвинской R<sub>2</sub>rv, хобеинской R<sub>3</sub>hb, маньин-

ской R<sub>3</sub>Vmn или ее нижней части – моройнской свиты R<sub>3</sub>Vmr, алькесвожской E<sub>3</sub>–O<sub>1</sub>al, тельпосской O<sub>1</sub>tr, хыдейской O<sub>2</sub>hd, щугорской O<sub>2</sub>–sčh свит) эти массивы не могли быть источником хрома. Значит, были иные источники, например тела рифей-вендинских и/или кембрийских гипербазитов. Каких именно и где?

Во всяком случае, в древних толщах на Кожиме (на его левом притоке Николай-шор<sup>3</sup> и в левобережье ниже устья Бол. Каталамби-ю) были обнаружены и описаны заведомо автохтонные тела гипербазитов или их экзоконтактовые метаморфиты (Геохимия ..., 2002, с. 149–157, 205–208, 220–226).

**Вопрос 3. Каков механизм “заражения” хромом огромного интервала карбонатного разреза палеозоя Елецкой зоны – от ордовика до асельского яруса включительно?** Ведь для этого необходимо, чтобы источник хрома либо постоянно имелся в наличии (т. е. постоянно размывались какие-то массивы гипербазитов), либо следует допустить огромные масштабы рециклизации осадочного материала. Как это можно объяснить с фациальных и геодинамических позиций?

**Вопрос 4. Отличается ли (и если да, то чем конкретно) состав хромшпинелидов из перикратонных отложений Елецкой зоны (O–P<sub>1</sub>as) от состава этих же минералов из орогенного комплекса P<sub>1</sub>–P<sub>2</sub>?** Ведь, согласно существующей геологической “парадигме”, первые должны были иметь западный источник (континент Русской плиты), тогда как вторые – восточный (уральский ороген).

Итак, в допермском разрезе Севера Урала преобладающим источником сноса был западный – край Восточно-Европейской платформы (Пучков, 1979). Однако в пермском орогене этот источник стал уже заведомо восточным. Как недавно показали уральские геологи, открывшие в верхах казанских отложений возле д. Федоровка в Южном Приуралье хромитовую россыпь, остроумно названную ими Сабантуйской (Rakhimov et al., 2021), эта россыпь образовалась при ближнем размыве хромитовых руд, связанных с офиолитами зоны субдукции.

**Эти четыре главных вопроса показывают, что проблема источника хрома в палеозойских толщах Севера Урала из плоскости геохимии неожиданно смещается в плоскость палеогеографии и геодинамики!**

Очевидно, что для решения проблемы в такой плоскости нужно применение специальной методики. Ключевым методом должно стать детальное изучение хромшпинелидов, выделенных из пород по всему палеозойскому разрезу. За-

<sup>3</sup> В том числе открытая В.С. Озеровым в 1998 г. по высыпкам на месте магнитной аномалии в верховьях Николай-Шора (Юдович, 2007, с. 174).

мечательные свойства хромшпинелида как минерала-индикатора хорошо известны (Макеев, 1992; Макеев и др., 1985). При наличии информации о составе хромшпинелидов из разных горизонтов палеозоя можно попытаться реконструировать палеогеографическую картину и понять истинные причины выявленных эмпирических закономерностей.

### Возможная программа исследований

В связи с изложенным мы предлагаем осуществить программу специального исследования, которая сводится к следующему.

1. В заранее намеченных пунктах – береговых обнажениях пород возрастом от ордовика до асельского яруса, где в процессе регионально-геохимических исследований были выявлены хромовые аномалии, – вначале выполнить *рекогносцировочное минералогическое опробование*. Для этого в каждом обнажении достаточно будет отобрать с привязкой к стратиграфическому разрезу несколько десятков небольших протолочных проб массой около 1 кг. Пробы раздробить, отмыть до серого шлиха и посмотреть уже в поле под бинокулярным микроскопом. Если будут обнаружены хотя бы знаковые количества хромшпинелидов или их генетических спутников (пироксена, оливина, хромового хлорита и пр.), то в этих точках нужно будет сразу же произвести *повторное крупнообъемное опробование* с массой протолочной пробы от 10 до 30 кг. Из таких проб опять-таки еще в поле нужно выделить серый шлих, который затем будет подвергнут тщательному лабораторному изучению.

Только таким путем можно надеяться получить минералогический материал в достаточном для исследования количестве.

2. Выделенные из протолочек хромшпинелиды должны быть изучены с применением всего арсенала минералогических методов, с обязательным использованием микрозонда (Макеев, 1992).

Полученная информация позволит обоснованно судить о типе материнских гипербазитов (например, платиноносны они или нет) и, соответственно, строить на этой основе палеогеографические реконструкции.

При этом нельзя исключить, что наряду с хромшпинелидами при минералогическом изучении могут быть обнаружены и такие редкие минералы, как платиноиды. Как показал А.Б. Макеев (Макеев, 1996; Макеев и др., 1996), платиноиды содержатся в хромоносных альпинотипных гипербазитах и, кроме того, по данным Н.В. Повонской и А.Б. Макеева, иногда присутствуют в аллювии некоторых рек нашего региона. Поскольку одной из материнских пород для хромшпинелидов могут быть и кимберлиты,

то нельзя полностью исключать даже случайную находку алмаза в протолочках. (Случайную потому, что для поисков алмазов объем протолочных проб должен быть увеличен на один-два порядка).

Очень существенно то, что в результате регионально-геохимических работ места выходов потенциально “хромитоносных” осадочных палеозойских пород уже известны. Это позволяет рационально распорядиться временем полевой работы и в итоге выполнить необходимые пересечения западного склона Урала всего за три-четыре полевых сезона<sup>4</sup>. Необходимым условием этого является, конечно, достаточное финансирование транспортных расходов полевого отряда (вертолет). Вполне возможно, что по основным разрезам-пересечениям западного склона Урала (например, по наиболее перспективному Малопечорскому-Унинскому) достаточным окажется 40–50 крупных протолочных проб с хромшпинелидами, взятых за один полевой сезон.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Новое рассмотрение данных по геохимии и минералогии хрома в палеозойских толщах Севера Урала, опубликованных в период расцвета российской геологии, более полувека назад, показывает, что эти данные были незаслуженно забыты.

2. Между тем проведенные исследования сохраняют острую актуальность не только в узкоспециальном смысле, но и гораздо шире – для решения ряда крупных геологических проблем данного региона, далеко выходящих за рамки геохимии или минералогии.

3. В частности, одним из важных результатов является утверждение о широком развитии ультраосновного магматизма в древних толщах Севера Урала.

4. В согласии с представлениями В.С. Озерова, А.Б. Макеева и некоторых других геологов допускается, что этот древний магматизм (возможно, возрастом вплоть до карелид няртинского комплекса?) порождал проявления золота, платиноидов и алмазов.

5. На основе полученных результатов сформулированы актуальные нерешенные вопросы и предложена методика их решения. Предложенный нетрадиционный подход обещает серьезное продвижение в расшифровке палеозойских фаций, палеогеографии и металлогении осадочных толщ Севера Урала.

<sup>4</sup> Заметим, что наши регионально-геохимические работы только на палеозое заняли в общей сложности 17 лет (с 1967 по 1984 г.). Еще 10 лет потребовалось для регионально-геохимического изучения древних толщ (с 1986 по 1996 г.) (Юдович, Кетрис, 2016).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас литолого-палеогеографических карт палеозоя и мезозоя Северного Приуралья м-ба 1 : 2 500 000 (Отв. ред. В.А. Чермных). (1972) Л.: Наука.

Геохимия древних толщ Севера Урала (Отв. ред. акад. Н.П. Юшким, ред.-сост. Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис). (2002) Сыктывкар: Геопринт. 333 с.

Исаев В.А. (1989) Литология и условия образования нижнеордовикских отложений Сакмарской зоны Урала. Препр., Свердловск: УрО АН СССР, 83 с.

Исаев В.А., Малахов И.А., Воронина Л.К. (1984) Хромшпинелиды из песчаников кидрясовской свиты нижнего ордовика Южного Урала. *Докл. АН СССР*, **278**(5), 1205-1209.

Макеев А.Б. (1992) Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб., Наука, 197 с.

Макеев А.Б., Ефанова Л.И., Филиппов В.Н. (1999) Манганоцинкохромит и манганоцинкоалюмохромит Приполярного Урала. *Сыктывкарский минералогический сборник*, № 28 (Тр. ИГ Коми НЦ УрО РАН. Вып. 101), 165-171.

Макеев А.Б., Крапля Е.А., Брянчанинова Н.И. (1996) Платиноиды в аллювии и россыпях – ключ к поискам коренных месторождений платины в Республике Коми. Сыктывкар: Геопринт, 44 с.

Макеев А.Б., Макеев Б.А. (1996) Программа пересчетов анализов хромшпинелидов на минальный и формульный составы. *Тр. ИГ Коми НЦ УрО РАН*. Вып. 90, 114-120.

Макеев А.Б., Макеев Б.А. (2005) Цинковые хромшпинелиды Среднего Тимана и Приполярного Урала. *Докл. АН СССР*, **404**(2), 235-240.

Макеев А.Б., Перевозчиков Б.В., Афанасьев А.К. (1985) Хромитоносность Полярного Урала. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР. 152 с.

Озеров В.С. (1996) Метаморфизованные россыпи золота Приполярного Урала. *Руды и металлы*, 4, 28-37.

Озеров В.С. (1998а) Особенности металлогенеза золота области Центрально-Уральского поднятия на Севере Урала. *Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов*. Мат-лы Всерос. конф. Сыктывкар: Геопринт, 14-16.

Озеров В.С. (1998б.) К вопросу о генезисе рудопроявления золота Чудное (Приполярный Урал). *Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов*: Мат-лы Всерос. конф. Сыктывкар: Геопринт, 16-18.

Повонская Н.В. (1997) Отчет по теме “Обобщение и изучение шлихового материала кайнозойских отложений западного склона Приполярного и Северного Урала с целью создания шлихо-минералогической основы для производства геолого-съемочных и поисковых работ”. Воркута, геол. фонды.

Пучков В.Н. (1979) Батиальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 260 с.

Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А. (1984) Источники вещества и проблема эволюции осадочной оболочки и земной коры. 27-й Междунар. Геол. конгр. Докл. Т. II. Секц. СII. Геохимия и космохимия. М.: Наука, 139-148.

Юдович Я.Э. (1981) Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 276 с.

Юдович Я.Э. (2007) Записки геохимика. Сыктывкар: Геопринт, 195 с.

Юдович Я.Э., Ефанова Л.И., Швецова И.В., Козырева И.В., Котельникова Е.А. (1998) Зона межформационного контакта в каре оз. Грубенгейтты. Сыктывкар: Геопринт, 96 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (1997) Проблемы литохимии. Доклад на расширенном заседании Ученого совета ИГ Коми НЦ УрО РАН Сыктывкар: Геопринт, 24 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2016) Наши полвека в геохимии. Сыктывкар: Геопринт, 190 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2015а) Российские геологи рассказывают о себе. Тексты с комментариями. Книга Первая. Открытия и находки, прозрения и разочарования. Сыктывкар: Геопринт, 480 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2015б) Российские геологи рассказывают о себе. Тексты с комментариями. Книга Вторая. Геологическое поле. Сыктывкар: Геопринт, 376 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2015в) Российские геологи рассказывают о себе. Тексты с комментариями. Книга Третья. Советская геология. Сыктывкар: Геопринт, 336 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2016) Российские геологи рассказывают о себе. Тексты с комментариями. Книга Четвертая: дополнительная. Сыктывкар: Геопринт, 568 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Иванова Т.И., Швецова И.В. (1997) Геохимия и минералогия хрома в осадочных толщах севера Урала. Сыктывкар: Пролог, 76 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Морохина Л.П., Никитенко И.П., Бушуева Е.Б., Сарбей М.З., Хорошилова Л.А., Юшкова Г.А., Иванова Т.И., Судаков Б.В. (1980) Геохимия и минералогия хрома (на примере палеозойских толщ Печорского Урала). *Изв. АН СССР. Сер. Геол.*, (2), 115-128.

Rakhimov I.R., Pushkarev E.V., Gottman I.A. (2021) Chromite Paleoplacer in the Permian Sediments at the East Edge of the East European Platform: Composition and Potential Sources. *Minerals*, (11), 691-722.

Wedepohl K.H. (1967) *Geochemie*. Berlin: De Gruyter, 220 p.

## REFERENCES

Atlas of Litho-paleogeographic Maps of the Paleozoic and Mesozoic of the Northern Urals scale 1 : 2 500 000. (Ed. V.A. Chermnykh). (1972) Leningrad, Nauka Publ. (In Russ.)

Geochemistry of Ancient Strata of the North Urals (Ed. academician N.P. Yushkin. Comp. Ya.E. Yudovich and M.P. Ketriss). (2002) Syktyvkar, Geoprint Publ. 333 p. (In Russ.)

Isaev V.A. (1989) Lithology and Conditions of Formation of the Lower Ordovician Deposits of the Sakmar Zone of the Urals: Preprint. Sverdlovsk, UB Akad Nauk SSSR, 83 p. (In Russ.)

Isaev V.A., Malakhov I.A., Voronina L.K. (1984) Chrom-spinelids from sandstones of the Kidryasovskaya formation of the Lower Ordovician of the Southern Urals. *Dokl. Akad Nauk SSSR*, **278**(5), 1205-1209. (In Russ.)

Makeev A.B. (1992) Mineralogy of Alpine-type Ultrabasites of the Urals. St.Petersburg, Nauka Publ., 197 p. (In Russ.)

Makeev A.B., Efanova L.I., Filippov V.N. (1999) Mangan-Zn-chromite and mangan-Zn-Al-chromite of the Polar Urals *Syktyvkar mineralogical collection, No. 28*. (Proc. Institute of Geology, Komi Sci. Center, UB RAS. Vol. 101), 165-171. (In Russ.)

Makeev A.B., Kraplya E.A., Bryanchaninova N.I. (1996) Platinoids in Alluvium and Placers – the Key to the Search for Indigenous Platinum Deposits in the Komi Republic. Syktyvkar, Geoprint Publ., 44 p. (In Russ.)

Makeev A.B., Makeev B.A. (1996) Programme of supplementary analyses chrome on minal and formula compositions. *Proc. Institute of Geology, Komi Sci. Center, UB RAS*, Vol. 90. 114-120. (In Russ.)

Makeev A.B., Makeev B.A. (2005) Zinc chromespinelids of the Middle Timan and Near-Polar Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **404**(2). 235-240. (In Russ.)

Makeev A.B., Perevozchikov B.V., Afanasev A.K. (1985) Chromite Content of the Polar Urals. Syktyvkar, Komi Br. AN SSSR, 152 p. (In Russ.)

Ozerov V.S. (1996) Metamorphosed placers of gold of the Near-Polar Urals. *Rudy i Metally*, **4**, 28-37. (In Russ.)

Ozerov V.S. (1998a) Features of metallogeny of gold in the region of the Central Urals uplift in the North of the Urals. *Gold, platinum and diamonds of the Komi Republic and adjacent regions*. Mater. All-Russian conferences. Syktyvkar, Geoprint, 14-16. (In Russ.)

Ozerov V.S. (1998b) On the question of the genesis of the ore occurrence of gold Chudnoye (the Near-Polar Urals). *Gold, platinum and diamonds of the Komi Republic and adjacent regions*. Mater. All-Russian conf., Syktyvkar. Syktyvkar, Geoprint, 16-18. (In Russ.)

Puchkov V.N. (1979) Bathial Complexes of Passive Margins of Geosynclinal Regions. M.: Nauka Publ., 260 p. (In Russ.)

Rakhimov I.R., Pushkarev E.V., Gottman I.A. (2021) Chromite Paleoplacer in the Permian Sediments at the East Edge of the East European Platform: Composition and Potential Sources. *Minerals*, **11**, 691-722. (In Russ.)

Ronov A.B., Migdisov A.A., Yaroshevsky A.A. (1984) Sources of matter and the problem of evolution of the sedimentary shell of the Earth's crust 27th Int. Geol. congr. Dokl. Vol. 11. Sec. C11. Geochemistry and Cosmochemistry. Moscow, Nauka Publ., 139-148. (In Russ.)

Wedeohl K.H. (1967) *Geochemie*. Berlin, De Gruyter, 220 p.

Yudovich Ya.E. (2007) Notes of a Geochemist. Syktyvkar, Geoprint Publ., 195 p. (In Russ.)

Yudovich Ya.E. (1981) *Regional Geochemistry of Sedimentary Strata*. Leningrad, Nauka, 276 p. (In Russ.)

Yudovich Ya.E., Efanova L.I., Shvetsova I.V., Kozyreva I.V., Kotel'nikova E.A. (1998). The Zone of Interformational Contact in the Glacier Lake Grubependity. Syktyvkar, Geoprint Publ., 96 p. (In Russ.)

Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (1997) Problems of lithochemistry: Report at the extended meeting of the Scientific Council of the Institute of Geology. Syktyvkar, Geoprint Publ., 24 p. (In Russ.)

Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2015a) Russian Geologists Talk About Themselves. Texts with Comments. Book One. Syktyvkar, Geoprint Publ., 480 p. (In Russ.)

Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2015b) Russian Geologists Talk About Themselves. Texts with Comments. Book Two. Syktyvkar, Geoprint, Publ., 376 p. (In Russ.)

Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2015c) Russian Geologists Talk About Themselves. Texts with Comments. Book Three. Syktyvkar, Geoprint Publ., 336 p. (In Russ.)

Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2016) Russian Geologists Talk About Themselves. Texts with Comments. Book Four: Additional. Syktyvkar, Geoprint Publ., 568 p. (In Russ.)

Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2016) Our Half-Century in Geochemistry. Syktyvkar, Geoprint Publ., 190 p. (In Russ.)

Yudovich Ya.E., Ketris M.P., Ivanova T.I., Shvetsova I.V. (1997) *Chromium Geochemistry and Mineralogy in the Sedimentary Strata of the Northern Urals*. Syktyvkar, Prolog Publ., 76 p. (In Russ.)

Yudovich Ya.E., Ketris M.P., Morokhina L.P., Nikitenko I.P., Bushueva E.B., Sarbei M.Z., Khoroshilova L.A., Yushkova G.A., Ivanova T.I., Sudakov B.V. (1980) *Geochemistry and mineralogy of chromium (on the example of Paleozoic strata of the Pechora Urals)* *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, (2), 115-128. (In Russ.)

## Разрез девона Восточно-Зилаирской зоны: расчленение и палеонтологическое обоснование по конодонтам

О. В. Артюшкова, В. А. Маслов

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

Поступила в редакцию 31.05.2021 г., принята к печати 10.10.2021 г.

**Предмет исследования.** Биостратиграфическое расчленение монотонной кремнисто-терригенной толщи, залегающей стратиграфически ниже зилаирской свиты фаменского возраста. **Материал и методы исследования.** Для датирования и расчленения кремнистых образований использованы отпечатки конодонтов на плоскостях напластования из собственных сборов с привлечением данных других исследователей. **Результаты.** Изучение конодонтов из отложений, подстилающих зилаирскую свиту в ряде пересечений на восточном борту Зилаирского синклиниория, показало, что стратиграфический объем стратона, выделявшегося ранее как “бетринская свита”, должен быть пересмотрен. Многочисленными сборами из известных и многих новых местонахождений доказано, что терригенно-кремнистые отложения, залегающие стратиграфически ниже граувакк зилаирской свиты, фактически составляют последовательность всего девонского разреза и включают в себя охарактеризованные конодонтами интервалы верхов пражского и эмского ярусов нижнего девона, эйфельского и живетского ярусов среднего девона и франского яруса верхнего девона. Они слагают литологически однородный стратон – новоусмановскую толщу, в разрезе которой превалируют кремнистые породы. Выделение маркирующих кремнистых пачек, в частности ибрагимовского горизонта, нецелесообразно в силу литологической однообразности толщи в целом и ее фациальной изменчивости по латерали. Входящие в ее состав пачки известняков датированы конодонтами. Они принадлежат разным стратиграфическим интервалам и находятся в разрезе *in situ*. **Заключение.** Отложения, залегающие стратиграфически ниже зилаирской свиты и полностью сопоставимые с выделенной новоусмановской толщей, развиты в Курагано-Сакмарской зоне (акчуринская толща ( $D_1$ )), удаленные фации утятголовской свиты ( $D_2$  ef) и сарбайская ( $D_2$ - $D_3$ f) толща). В Западно-Магнитогорской зоне в Вознесенско-Присакмарской подзоне ниже зилаирской свиты в аналогичной кремнистой толще выявлена последовательность конодонтовых зон стратиграфических интервалов эйфельского и живетского ( $D_2$ ) и франского ( $D_3$ ) ярусов, объединенных в актаускую свиту.

**Ключевые слова:** девон, Восточно-Зилаирская зона, “бетринская свита”, новоусмановская толща, кремни, конодонты

### Источник финансирования

Работа выполнена в рамках темы госзадания “Основные события фанерозоя: палеонтология, стратиграфия, корреляция”, № НИОКР FMRS-2022-0010

## Devonian succession in the East-Zilair zone: conodont-based subdivision and paleontological verification

Olga V. Artushkova, Viktor A. Maslov

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

Received 31.05.2021, accepted 10.10.2021

**Research subject.** Conodont-based biostratigraphic subdivision of the monotonous siliceous-terrigenous sequence stratigraphically underlying the Famennian Zilair Formation. **Materials and methods.** Conodont imprints on the bedding planes from our own collections along with the data from other researchers were used for dating and subdivision of siliceous formations. **Results.** Our study of conodonts from the deposits underlying the Zilair Formation at a number of intersections on the eastern side of the Zilair synclinorium showed that the stratigraphic scale of the straton, previously recognised as the “Betrinskaya Formation”, should be revised. Numerous collections from well-known and many new localities have proved that the terrigenous-siliceous deposits occurring stratigraphically below the graywackes of the Zilair Formation,

**Для цитирования:** Артюшкова О.В., Маслов В.А. (2022) Разрез девона Восточно-Зилаирской зоны: расчленение и палеонтологическое обоснование по конодонтам. *Литосфера*, 22(1), 14–38. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-1-14-38>

**For citation:** Artushkova O.V., Maslov V.A. (2022) Devonian succession in the East-Zilair zone: conodont-based subdivision and paleontological verification. *Lithosphere (Russia)*, 22(1), 14–38. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-1-14-38>

in fact constitute the sequence of the entire Devonian section and include characterised by conodonts intervals of the upper Pragian and Emsian stages of the Lower Devonian, the Eifelian and Givetian stages of the Middle Devonian, and the Frasnian stage of the Upper Devonian. These deposits compose a lithologically homogeneous straton – the Novousmanovo succession with siliceous rocks prevailing in its section. The isolation of indicative siliceous members, in particular the Ibragimov horizon, is inexpedient due to the lithological uniformity of the succession as a whole, and its facies variability along the lateral. The limestone members included in it are dated by conodonts. They belong to different stratigraphic intervals and occur in situ in the section. *Conclusions.* The sediments stratigraphically underlying the Zilair Formation and fully comparable with the identified Novousmanovo succession are developed in the Kuragan-Sakmara zone (Akchura ( $D_1$ ), the remote facies of the Utyagulovo ( $D_2$  ef) and Sarbai ( $D_2$ - $D_3$ f) Formations). In the West Magnitogorsk zone in the Voznesenka-Sakmara subzone below the Zilair Formation in a similar siliceous succession, a sequence in conodont zones of stratigraphic intervals of the Eifelian and Givetian stages ( $D_2$ ) and Frasnian stage ( $D_3$ ) united into the Aktau Formation are revealed.

**Keywords:** Devonian, East-Zilair Zone, "Betrinskaya formation", Novousmanovo succession, siliceous formations, conodonts

#### Funding information

*The work was carried out within the framework of the state assignment "The main events of the Phanerozoic: paleontology, stratigraphy, correlation", No. NIOKTR FMRS-2022-0010*

#### Acknowledgements

The authors are grateful to Yu.G. Knyazev, the performer of National Geological mapping – 200 on sheets N-40-XXIII and N-40-XXVIII and JSC Bashkirgeologiya for organising field works and financial support in biostratigraphic research. The reviewers' constructive comments are greatly appreciated.

## ВВЕДЕНИЕ

Восточно-Зилаирская зона сложена преимущественно терригенными отложениями, в значительной степени измененными и в основном "немыми". С востока она граничит с зоной Уралтау, в полосе сочленения с которой степень метаморфизма пород возрастает так, что различить отложения контактирующих зон практически невозможно.

В последней схеме стратиграфии (Стратиграфические схемы .... 1993) в Восточно-Зилаирской зоне зилаирская свита ( $D_3$ fm), верхний член палеозойского разреза, подстилается отложениями кремнисто-терригенной толщи. В этой схеме в характеристике разрезов уже были учтены первые материалы по конодонтам (Пучков, 1979а; Радченко и др., 1986; Родионов, Радченко, 1987). Возвращение к проблемам расчленения и датирования этих отложений произошло только в первой декаде 2000-х гг. при составлении Государственных геологических карт масштаба 1 : 200 000 (новая серия). Биостратиграфические исследования на основе конодонтов, проведенные авторами предлагаемой статьи, позволили разобраться в строении разреза девона в этой зоне. Отложения во многих пересечениях получили дополнительную биостратиграфическую характеристику, которая стала основой для нового варианта их расчленения. Выяснина тесная связь отложений всех смежных стратонов. Перерывов и тектонических несогласий между ними не выявлено, отмечаются лишь локальные пликативные деформации и отдельные малоамплитудные тектонические смещения.

## СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО БОРТА ЗИЛАИРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

Информацию о последовательности палеозойского разреза в Восточно-Зилаирской зоне можно почерпнуть из немногих работ, рукописных и опубликованных в 1950–1960-х гг. (Ожиганов, 1955). Авторитетными источниками являются рукописные отчеты по результатам геологических съемок, произведенных в 1960-х гг. А.В. Ключиным с коллегами (1960), Д.Д. Криницким с коллегами (1968 г.) и др. Впервые детальные описания и расчленение палеозойских отложений восточного крыла Зилаирского мегасинклинория были сделаны Д.Г. Ожигановым (1941, 1955). Им же выделены образования ордовика (уразинская свита), силурско-нижнедевонская бетринская свита и яумбайская свита, отнесенная им к среднему–верхнему девону. Венчает палеозойский разрез канская свита фаменского возраста. Два последних подразделения объединены в зилаирскую серию. Предложенная Д.Г. Ожигановым схема стратиграфии и корреляции для палеозойских отложений оставалась практически неизменной очень долгое время (рис. 1). Дискуссии, касающиеся корреляции и положения в разрезе тех или иных геологических тел, долгое время не подкреплялись новыми фаунистическими находками.

Если отнесение к ордовику уразинской свиты, несмотря на крайнюю скудость в ней фаунистических находок, не вызывало особых дискуссий,

| МСIII    |         | Восточно-Зилаирская зона. окрестности дер. Новоусманово |                        |   |   |   |                                      | Смежный район   |  |
|----------|---------|---|------------------------|---|---|---|--------------------------------------|---|--|
| Ортенау  | Ярус    | Ожиганов (1955)   | Пучков (1979а, 2000)   | Унифицированные... Родионов, Радченко (1980)                  | Субрегиональная..., Садрисламов и др. (2001)      | Князев и др. (2008)   | Артюшкова, Маслов (настоящая работа) | Западно-Магнитогорская зона (Маслов, Артюшкова, 2010) |  |
| Франкен  | Фран    | Канская свита   | Зилаирская свита       | Песчаники граувакковые, алевролиты, известьяники              | Зилаирская свита                                  | Зилаирская свита  | Зилаирская свита                     | Зилаирская свита                                      |  |
| Живет    | Франкен | Яумбайская свита  | Ибрагимовский горизонт | Алевролиты, песчаники глинисто-кремнистые сланцы              | Кремни, кремни-глинистые сланцы                   | Кремни, глинистые сланцы, кремни. сланцы                              | Ибрагимовская толща                  | Кремнист. п. 3  |  |
| Эйфель   | Эмс     | Бетринская свита  | Бетринская свита       | ?   | Песчаники кварцевые, глинистые сланцы, известняки | Песчаники кварцевые, алевролиты, кварциты, сланцы                     | Новоусмановская толща                | Баймак-бурибайская св.                                |  |
| Прага    | Лохков  | Бетринская свита  | Бетринская свита       | Кварциты, алевролиты, кремни. известьяники, кремнистые сланцы | ?   | Песчаники кварцевые, алевролиты, глинистые, уллисто-кремнистые сланцы | Новоусмановская толща                | Мазовская свита                                       |  |
| Прижидол | Лудфорд | Бетринская свита  | Бетринская свита       | Углисто-кремнистые сланцы                                     | Филлитовидные сланцы                              | Тулоргасская свита  | Сакмарская свита                     | ?   |  |
| Горстий  | Гомер   | (инская часть)  | (инская часть)         | Кремнистые, угл.-кремнистые и глинистые сланцы, алевролиты    | Филлитовидные сланцы                              | Тулоргасская свита  | Тулоргасская свита                   | Белекейская свита                                     |  |
| Шейнвуд  | Телих   |   |                        | Углисто-кремнистые сланцы                                     | Углисто-кремнистые сланцы                         | Тулоргасская свита  |                                      |   |  |
| Аэрон    | Рулдан  |   |                        | Диабазы   | Диабазы   |   |                                      |   |  |
|          |         |   |                        | ИКТ   | ИКТ   |   |                                      |   |  |

Рис. 1. Сопоставление схем расчленения разрезов девонских отложений окрестностей д. Новоусманово.

Fig. 1. The correlation of Devonian stratigraphic schemes for the Novousmanovo village vicinity.

то с “бетринской свитой” дело обстояло противоположным образом. В сводном разрезе “бетринской свиты”, состоящем из пяти горизонтов (снизу вверх А–Е) согласно Д.Г. Ожиганову (1955), фаунистическую характеристику имеет только горизонт Д, в конгломератах которого найдены остатки нижнедевонских брахиопод, кораллов и криноидей. Позднее в горизонте А были найдены силурийские граптолиты (Ключин, 1960). С появлением первых данных по конодонтам (Пучков, 1979а), которые вошли в схему стратиграфии Урала третьего поколения (Унифицированные ..., 1980), название “бетринская свита” сохранилось только для силурийской (нижней) части разреза (Унифицированные ..., 1980, л. 4, колонка 20), причем в интервале верхнего силура показан перерыв. Девонские отложения были выведены из состава “бетринской свиты” и не имеют собственного названия (Унифицированные ..., 1980, л. 7, колонка 32). Предложение В.Н. Пучкова выделить франскую часть разреза в самостоятельный стратон – “ибрагимовский горизонт” (Пучков, 1979а) – не нашло отражения в унифицированных схемах следующего поколения (Субрегиональная ..., 1993).

Ко времени принятия схемы стратиграфии четвертого поколения в 1990 г. возрастная характеристика отложений “бетринской свиты” была дополнена новыми находками девонских конодонтов, сделанными в 1982 г. В.Н. Пучковым, К.С. Ивановым (Иванов, 1998а), а также В.Ю. Родионовым и В.В. Радченко (1988). В этой схеме название “бетринская свита” исчезло совсем. В низах девона показан значительный перерыв, охватывающий интервал лохковского и пражского ярусов. Название новых стратонов ни для силурийских, ни для девонских толщ не было предложено. Совершенно очевидно, что стратиграфический объем стратона, который продолжают называть “бетринской свитой”, теперь следует понимать по-другому. Отчетливо выделяется силурийская толща черных сланцев (горизонт А у Д.Г. Ожиганова (1955), нижняя подсвита у В.Н. Пучкова (1979а)), представляющая собой хороший литологический маркер. Толща выдержанно прослеживается вдоль зоны сочленения с Уралтауской зоной и во многих пунктах охарактеризована граптолитами лландоверийского яруса (Пучков, 1979а; Родионов, Радченко, 1987; Якупов, 2008). На геологических картах, подготовленных к изданию (листы N-40-XXVIII, N-40-XXXIV, отв. исп. Ю.Г. Князев (Князев, Князева, 2008)) эта черносланцевая толща выделена в тупоргасскую толщу. Девонская часть разреза более разнообразна. Еще Д.Г. Ожигановым (1955) было подмечено, что слагающие “бетринскую свиту” горизонты не выдержаны по простиранию и фациально меняются на коротких расстояниях. В настоящее время отложения, зале-

гающие на сланцах тупоргасской толщи стратиграфически ниже зилаирской свиты, во многих разрезах имеют достаточно полную фаунистическую характеристику по конодонтам.

Так, в ряде пунктов в них были найдены франские конодонты (Пучков, 1979а; Родионов, Радченко, 1988; Пучков и др., 1998; Артюшкова и др., 2003; Артюшкова, Маслов, 2008). Есть сведения о находках эмских, эйфельских и живетских конодонтов (Пучков и др., 1998; Пучков, 2000; Артюшкова, Маслов, 2008).

Детальные биостратиграфические исследования, проведенные авторами статьи в проекте по составлению Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 (листы N-40-XXVIII и N-40-XXXIV) в 2006–2008 гг., при последующем изучении дали возможность получить новый дополнительный материал по многим разрезам, на основе которого пересмотрены некоторые представления о расчленении девонских отложений в Восточно-Зилаирской зоне.

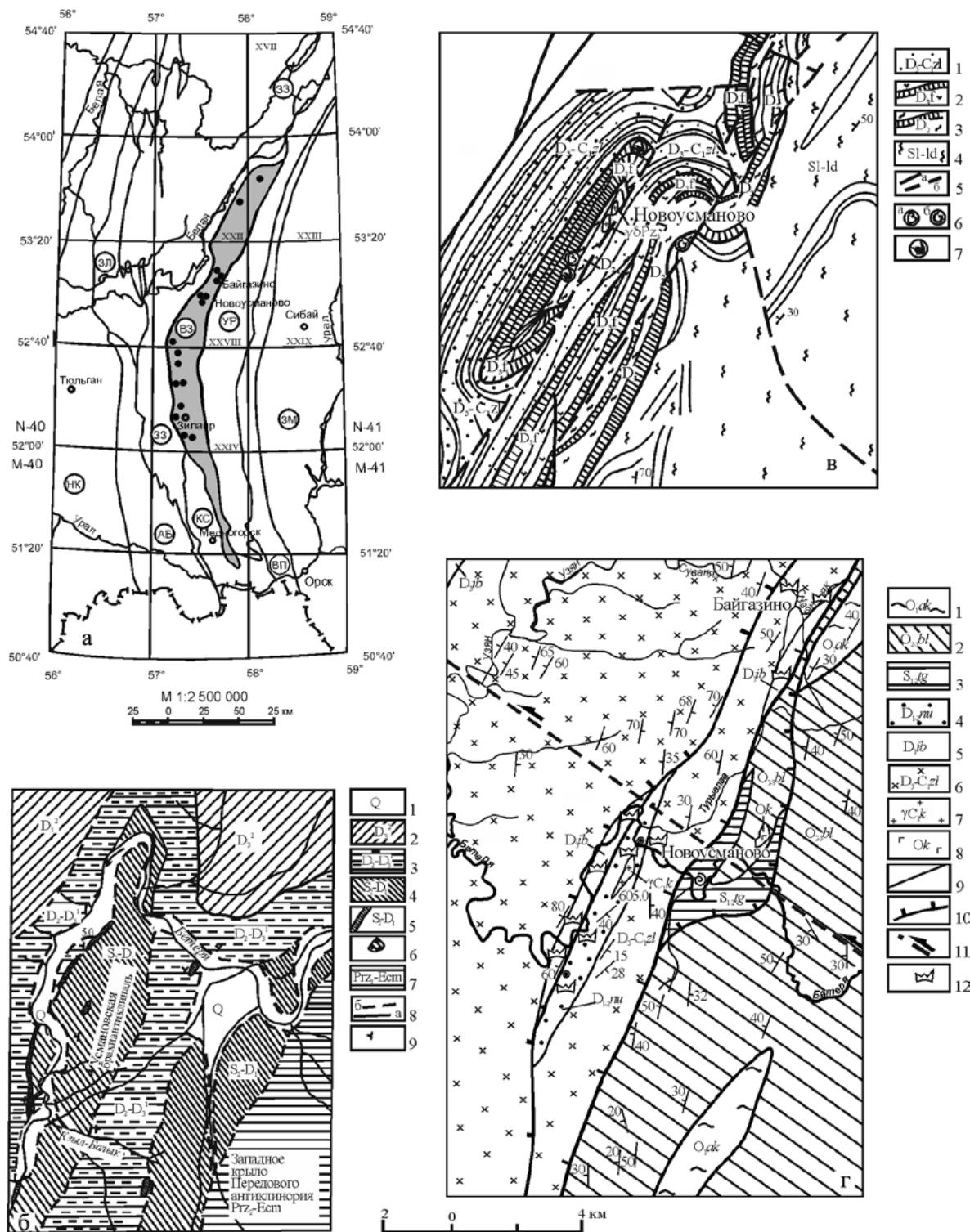
## КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ

**Район д. Новоусманово** является стратотипической местностью для “бетринской свиты”<sup>1</sup>. Свита хорошо обнажена по обоим берегам р. Бетеря ниже и выше по течению от д. Новоусманово. Здесь она слагает Новоусмановскую антиклиналь “среди обширной площади сплошного развития гравекковых песчаников и сланцев зилаирской серии” (Ожиганов, 1955, с. 75, 76) (рис. 2). На довольно протяженном отрезке вдоль восточного борта Восточно-Зилаирской зоны в южном направлении к с. Зилаир “бетринская свита” образует отдельные выходы в мелких антиклинальных структурах, вскрытых небольшими придорожными карьерами.

Выходы известных датированных отложений “бетринской” свиты сосредоточены в пределах Новоусмановской структуры.

В первую очередь был изучен наиболее обнаженный разрез “бетринской” свиты по руч. Кзыл-Балык. Выше его устья на правом берегу обнажена толща переслаивания глинистых сланцев и кварцевых песчаников общей видимой мощностью, не превышающей 100–120 м. В глинистых сланцах, вскрытых в борту дороги, идущей к броду через ручей к ферме на правобережье р. Бетеря, встречаются многочисленные отпечатки криноидей и ядра другой фауны очень плохой сохранности. Из сборов криноидей В.Н. Пучкова (1979а, с. 37) В.С. Милицина определила возраст этой пачки как “среднедевонский”, возможно, эйфельский (по МСШ это – D<sub>1</sub>e). В 300 м выше устья ручья в разрезе от-

<sup>1</sup> Здесь и далее под “бетринской свитой” мы понимаем стратон в разрезе девона, залегающий ниже зилаирской свиты (D<sub>3</sub>fm) и подстилаемый черными сланцами силура.



**Рис. 2.** Схема структурно-фациального районирования Южного Урала и фрагменты геологических карт района д. Новоусманово.

а. Схема структурно-фациального районирования (фрагмент из (Легенда..., 1998)). Буквы в кружках означают сокращенные названия структурно-фациальных зон (СФЗ): НК – Никольско-Красноусольская, АБ – Абзановская, 33 – Западно-Зилаирская, В3 – Восточно-Зилаирская, КС – Курагано-Сакмарская, УР – Уралтауская, ВП – Вознесенско-Присакмарская подзона, ЗМ – Западно-Магнитогорская зона. Цветом выделена Восточно-Зилаирская зона; залитыми кружками показаны пункты авторских находок конодонтов. Римскими цифрами отмечена номенклатура листов масштаба 1 : 200 000.

б. Геологическая карта района д. Новоусманово (Ожиганов, 1955). 1 – четвертичные отложения, аллювий; 2 – фаменский ярус девонской системы, кановая свита: граувакковые песчаники; 3 – франский ярус девонской системы, яумбайская свита: граувакковые песчаники и сланцы; 4–6 – силурийская система и нижний отдел девонской системы, нерасчлененные отложения, бетринская свита: 4 – сланцы глинисто-кремнистые, кремнистые, филлито-глинистые, песчаники кварцевые; 5 – известняки, местами переходящие в сланцы кремнистые; 6 – конгломераты и известняки; 7 – эокембрий и верхний протерозой, суванякский комплекс, нерасчлененный: метаморфические сланцы и слюдистые, кварциты; 8 – геологические границы: а – стратиграфические, б – трансгрессивные; 9 – падение слоистости.  
 в. Фрагмент схематической геологической карты Зилаирского мегасинклинория (Радченко и др., 1986). 1 – фаменский ярус девонской и турнейский ярус каменноугольной систем, зилаирская свита: песчаники граувакковые, сланцы глинистые, кремнистые, кремнисто-глинистые алевролиты, аргиллиты, гравелиты, известняки; 2 – франский ярус девонской системы, нерасчлененные отложения: известняки, сланцы глинистые и кремнистые; 3 – эйфельский и живетский ярусы среднего отдела девонской системы, нерасчлененные отложения: песчаники и алевролиты кварцевые, кварцитопесчаники метаморфизованные, гравелиты и конгломераты, сланцы глинистые, углистые, глинисто-кремнистые, кремни, редко песчаники полимиктовые и линзы известняков; 4 – силурийская система, нерасчлененные отложения: глинистые, углистые, глинисто-кремнистые, хлорит-серicit-кварцевые, мусковит-хлорит-кварцевые, филлитовидные и филлиты, песчаники и алевролиты кварцевые, кварцитопесчаники и кварциты; 5 – разрывные нарушения: а – главные, б – второстепенные; 6, 7 – места находок фауны: 6а – брахиопод, 6б – граптолитов, 7 – конодонтов.  
 г. Фрагмент Государственной геологической карты района Новоусмановской структуры (отв. исп. Ю.Г. Князев, Князева, 2008). 1 – ордовикская система, нижний отдел, акбийская свита: кварцевые песчаники с прослойями хлорит-кварцевых, реже углисто-глинистых сланцев и линзами кварцевых гравелитов; 2 – средний и верхний отделы нерасчлененные; белекейская свита: тонкое чередование кварцевых песчаников, алевролитов и хлорит-кварцевых или глинистых сланцев; 3 – силурийская система, нерасчлененные отложения, тупоргасская свита: кремнистые, углистые или глинистые алевролиты, углисто-глинистые сланцы; 4 – нижний-средний отделы девонской системы, Новоусмановская толща: кварцевые песчаники и алевролиты, углисто-глинистые сланцы, линзы и прослои обломочных известняков; 5 – франский ярус верхнего отдела девонской системы, ибрагимовская толща: кремнистые или граувакковые алевролиты и черные аргиллиты с прослойями граувакковых песчаников; 6 – фаменский ярус девонской и турнейский ярус каменноугольной систем, нерасчлененные отложения, зилаирская свита: ритмичное переслаивание граувакковых песчаников, алевролитов и аргиллитов; 7 – Кананикольский габбро-гранитный комплекс; 8 – Кракинский комплекс дунит-гарцбургит-габбровый; 9 – геологические границы; 10, 11 – разрывные нарушения: 10 – надвиги, 11 – сбросы и сдвиги; 12 – места находок конодонтов.

**Fig. 2.** Zonation scheme of the Palaeozoic deposits in the South Urals and Geological maps fragments for Novousmanovo village locality.

а. Zonation scheme of the Palaeozoic deposits in the South Urals (Legend..., 1998). Abbreviation of structural zones are marked with capital letters in circles: НК – Nikol'sk-Krasnousol'sk zone, АБ – Abzanovo zone, ЗЗ – West Zilair zone, В3 – East Zilair, КС – Kuragan-Sakmara zone, УР – Uraltau zone, ВП – Voznesenka-Pre-Sakmara zone, ЗМ – West Magnitogorsk zone. Roman numerals designate the plane-table nomenclature in the 1 : 200 000 scale. Painted circles mean the locations of conodont finds by authors.

б. Geological map for Novousmanovo village, from (Ozhiganov, 1955). 1 – Quarternary deposits, alluvium; 2 – Devonian, Famennian, Kana Fm: graywacke sandstones; 3 – Frasnian, Yaumbai Fm: graywacke sandstones and slates; 4–6 – Silurian and Lower Devonian, undivided, Betrya Fm: 4 – clay-siliceous, siliceous shales, phyllitic slates, quartztic sandstones, 5 – limestones; 6 – conglomerates and limestones; 7 – Eocambrian and Upper Proterozoic, Suvanyak Fm undivided: metamorphic and micaceous shists, quartzites, 8 – geological boundaries: а – stratigraphical, б – transgressive; 9 – dip azimuth.

в. Schematic geological map fragment of the Zilair megasynclinorium (Radchenko, Rodionov, 1986). 1 – Devonian, Famennian-Carboniferous, Zilair Fm: graywacke sandstones, clay, siliceous and clay-siliceous alevrolites, argillites, gravelites, limestones; 2 – Frasnian undivided deposits: limestones, clay and siliceous shales; 3 – Eifelian and Givetian, undivided deposits: quartz sandstones and alevrolites, metamorphic quartztic sandstones, gravelites and conglomerates, clayey, carbonic slates, cherts, rare polymict sandstones and limestone lenses; 4 – Silurian, undivided deposits: clayey, carbonic, clay-siliceous shales, chlorite-sericite-quartz, muscovite-chlorite-quartz, phyllitic shists, quartz sandstones and alevrolites, quartztic sandstones and quartzites; 5 – faults: main, minor; 6, 7 – locations of fauna finds: 6а – brachiopods, 6б – graptolites, 7 – conodonts.

г. Fragment of State geological map for Novousmanovo structure location (Knyazev, Knyazeva, 2008). 1 – Lower Ordovician, Akbiik Fm: quartz sandstones alternated with chlorite-quartz and rare carbonic-clay shists and quartz gravelites lenses; 2 – Middle-Upper Ordovician, undivided, Belekei Fm: thin interlaid quartz sandstones with alevrolites and chlorite-quartz or clay shales; 3 – Silurian, undivided deposits, Tuporgas Fm: siliceous, carbonic or clay alevrolites, carbonic-clay shales; 4 – Lower-Middle Devonian, Novousmanovo Fm: quartz sandstones and alevrolites, carbonic-clay shales, lenses of elastic limestones; 5 – Upper Devonian, Frasnian, Ibragimovo Fm: siliceous or graywacke alevrolites and black argillites with graywacke sandstones layers; 6 – Upper Devonian, Famennian-Carboniferous, Tournaisian, undivided deposits, Zilair Fm: rhythmic strata of graywacke sandstones, alevrolites and argillites; 7 – Kananicol'sk gabbro-granitic complex; 8 – Kraka dunit-harzburgite-gabbroic complex; 9 – geological boundaries; 10, 11 – faults: 10 – thrust faults, 11 – normal faults and strike-slip faults; 12 – locations of conodont finds.

мечается пласт полимиктовых известняковых микститов (конгломератов) с кварцево-карбонатным цементом мощностью 2–2.5 м, содержащим остатки, брахиопод, криноидей и других организмов. По простиранию конгломераты постепенно переходят в беловато-серые известняки, в которых

Д.Г. Ожигановым была найдена фауна: *Karpinskia fedorovi* Tschern., *K. conjugula* Tschern., *Atrypa reticularis* L., *Favosites* sp., *Rugosa* и др. Встреченная фауна характерна для пражского яруса, но отмечается и формы, известные в низах эмского яруса нижнего девона.

“...конгломераты ... являются выдающимися по значимости их грубообломочного материала для определения возраста метаморфизма уральских пород и явлений размывов...” (Ожиганов, 1955, с. 78). В обломочном материале “...распространены гальки слюдяно-кварцевых, слюдяно-хлоритовых, слюдяно-полевошпатовых гнейсовидных сланцев, слюдистых гнейсов, пегматоидов и выветрелых гранитов. Большой интерес вызывают обломки серпентинитов, поскольку они впервые были встречены в отложениях нижнего девона Южного Урала” (там же, с. 79). В целом они не сортированы по размеру и характеру окатанности, весьма неравномерно распределены в породе. Очень хорошо окатаны гальки кварца и кварцитов, имеющие небольшие размеры (не более гравийного). Обломки метаморфитов, серпентинитов и известняков угловатые и угловато-окатанные. Размеры их колеблются в пределах от  $1 \times 1$  и до  $3 \times 5$  см. Встречаются одиночные кораллы и криноидей. Многочисленны гальки слюдяно-кварцевых, слюдяно-хлоритовых, слюдяно-полевошпатовых гнейсовидных сланцев и слюдистых гнейсов. В обломочном материале количество обломков известняков превалирует и составляет более 50%. Матрикс песчано-карбонатный с идеально окатанными мелкими зернами прозрачного кварца. При растворении цемента конгломератов и карбонатных кварцевых песчаников выделены единичные конодонты неполной сохранности (обр. 02015, 02016, координаты N 53°02.815' E 57°36.622'), представленные *Belodella* sp., *Icriodus* sp., *Wurmiella* cf. *excavata* (Br. et M.), *W. aff. tuma* (Murphy et Matti), *W. wurmii* (Bisch. et San.), *Panderodus unicostatus* (Br. et M.). К сожалению, сохранность фауны не позволяет сделать однозначного вывода о возрасте вмещающей пачки. У найденных единичных представителей рода *Icriodus* боковые и центральный ряды зубчиков соединены отчетливой перемычкой в поперечные ряды, что сближает их с ложковскими, пражскими и нижнеэмскими таксонами (из групп *Caudicriodus woschmidtii* и *Caud. angustoides*). Выявленные нами экземпляры имеют узкую платформу с очень слабым расширением в задней части, что характерно преимущественно для пражских и нижнеэмских видов (*Caud. celtibericus* Carls & Gndl, *Caud. curvicauda* Carls & Gndl и т.п.). По мнению изучавшей конодонты из этого образца Т.М. Мавринской (ИГ УФИЦ РАН), с учетом находок упомянутых выше пражских брахиопод (Ожиганов, 1955) встреченный комплекс конодонтов, вероятнее всего, определяет возраст вмещающих отложений как пражский–раннеэмский.

В сводном разрезе “бетринской свиты” Д.Г. Ожиганова (1955) эта пачка принадлежит горизонту Д, однако, в соответствии с вновь полученными данными по конодонтам, этот интервал следует рассматривать как основание разреза девона.

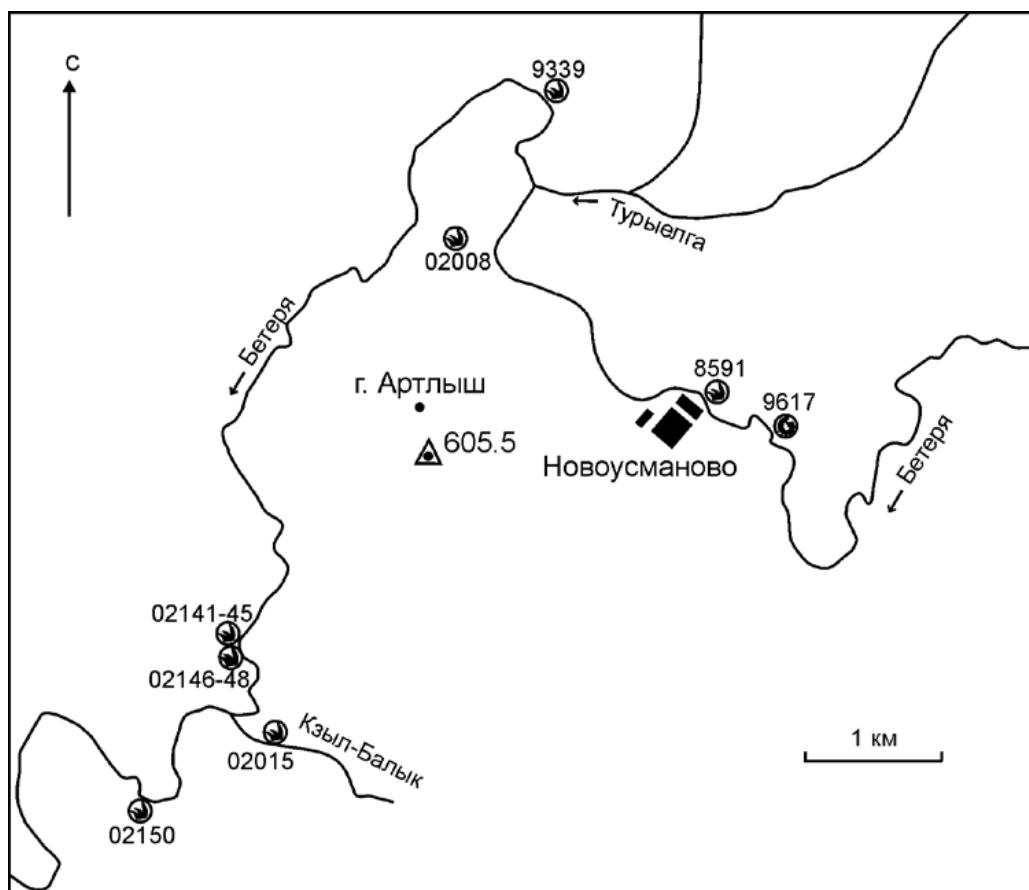
На левом берегу р. Бетеря в 0.8 км ниже устья руч. Кзыл-Балык в начале большой крутой излучины в скальном выходе в западном крыле Новоусмановской антиклинали обнажены известняки с реликтами криноидей, залегающие среди глинисто-кремнистых сланцев. Азимут падения пород 290–320°, угол падения 70–80°. В одной из линз известняков мощностью 3.5 м В.Ю. Родионовым и В.В. Радченко (1987, с. 72) собран разнообразный комплекс конодонтов, распространенных в эмсском ярусе. При пересмотре их коллекции упомянутые ими таксоны не обнаружены, но присутствует монотаксонный комплекс конодонтов, представленный многочисленными *Polygnathus serotinus* Telf., указывающими на позднеэмский возраст вмещающих отложений.

В этой же линзе, в средней ее части, нами обнаружены конодонты *Linguipolygnathus linguiformis* Hinde, *Ling. klapperi* (Cl., Leut. et Zieg.) (рис. 3, обр. 02150, координаты N 53°02,609', E 57°36,796'), распространенные в эйфельском и живетском ярусах среднего девона (Артюшкова, Маслов, 2008).

Близкий комплекс конодонтов из сборов Ю.Г. Князева (ОАО “Башкиргеология”) обнаружен также в известняковых микститах в 2.5 км севернее, на западном склоне горы Артлыш (Артюшкова, Маслов, 2008). Общая мощность изученной толщи на руч. Кзыл-Балык, по-видимому, не превышает 100–120 м.

*Верхнеживетские* отложения вскрыты карьером на северном отроге горы Артлыш, в 0.5 км восточнее брода через р. Бетеря. Они представлены тонкоплитчатыми переслаивающимися кремнисто-глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками. Иногда в породах встречаются мелкие гальки известняков. В кремнистых алевролитах (обр. 01306, координаты N 53°04.834' E 57°37.937') собраны отпечатки конодонтов *Polygnathus cf. limitaris* Zieg. et Klapp., *Pol. cf. ovatinodosus* Zieg. et Klapp., *Pol. cf. pseudofoliatus* Witt. (Артюшкова, Маслов, 2008).

*Нижнефранский* интервал был установлен в северном замыкании Новоусмановской структуры на правом берегу р. Бетеря ниже д. Новоусманово, в крутой излучине ниже устья р. Турыелга К.С. Ивановым и В.Н. Пучковым (Родионов, Радченко, 1987; Иванов, 1998; Иванов, Пучков, 2020). Конодонты найдены ими в черных, буроватых при выветривании тонкоплитчатых кремнистых алевролитах (горизонт С у Д.Г. Ожиганова (1955)). В.Ю. Родионов и В.В. Радченко (1987) из того же обнажения приводят сходный комплекс конодонтов. Р.Р. Якуповым в 1999 г. в данном обнажении в скальных выходах кремнистых и кремнисто-глинистых тонкоплитчатых сланцев, слагающих восточный склон горы с отметкой 564.1, собран комплекс конодонтов, состоящий из *Palmatolepis cf. transitans* Müll., *Mesotaxis cf. asymmetricus* (Bisch. et Zieg.), *M. guanwushanensis*



**Рис. 3.** Схема расположения местонахождений конодонтов в новоусмановской толще в районе д. Новоусманово.  
Абрис с топокарты масштаба 1 : 50 000; значки с фауной см. рис. 2в.

**Fig. 3.** Scheme of conodont locations in Novousmanovo Fm in the Novousmanovo village vicinity.

Sketch by topographic map 1 : 50 000; symbols with fauna see Fig. 2в.

(Tian) (см. рис. 3, обр. 9339), известных в саргаевском и низах доманикового горизонта (нижний–средний фран (Артюшкова, Маслов, 2008)).

Другой пункт находки нижнефранских конодонтов расположен также на правом берегу р. Бетеря против д. Новоусманово (см. рис. 3, обр. 8591, координаты N 53°04.213' E 57°39.520'). Здесь же в кремнистых алевролитах А.Н. Абрамовой найдены единичные *Polygnathus* cf. *dubius* Hinde, *Pol.* cf. *rennatus* Hinde.

Более высокий стратиграфический уровень, отвечающий верхнему франу, выявлен нами в известном скальном обнажении известняков на правом крутом берегу р. Бетеря, в 0.5 км выше устья руч. Кзыл-Балык. Положение известняков в разрезе в свое время активно обсуждалось. В отношении их возраста особых дискуссий не возникало – они всегда считались эмсскими на основании находок в них макрофауны брахиопод, кораллов и криноидей (Ожиганов, 1955; Пучков, 1979а; Радчен-

ко и др., 1986). Однако инсигнитное положение их в разрезе оспаривалось. Наиболее аргументированные доводы об их аллохтонном залегании приведены в статье В.Н. Пучкова и К.С. Иванова (1984), в которой авторы указывают, что “линза” известняков имеет эмсский ( $D_1$ ) – среднедевонский возраст и залегает среди сланцев франского яруса. По мнению В.Н. Пучкова, известняки “в общем чужды фациальному облику остальных пород рассматриваемого разреза. Это наводит на мысль, что мы имеем здесь дело не с устойчивым горизонтом, а с крупными глыбами известняков, оторвавшимися от верхних частей рифовых массивов и сползшими вниз по склону дна бассейна” (Пучков, 1979а, с. 37).

Другую точку зрения о залегании известняков имеют В.Ю. Родионов и В.В. Радченко (1987). Горными выработками ими были вскрыты контакты с вмещающими породами, произведены дополнительные сборы фауны. В итоге они пришли к выводу, что “известняки тесно связаны постепенны-



**Рис. 4.** Скальный выход известняков в верхней части разреза новоусмановской толщи на правом берегу р. Бетеря в 0.5 км выше устья руч. Кзыл-Балык.

**Fig.4.** Limestones rock outcrop in the upper part of Novousmanovo Fm on the right bank of Betarya river, 0.5 km upstream the Kzyl-Balyk stream mouth.

ми переходами через переслаивание с вмещающими образованиями” (там же, с. 72). Свидетельством этому является присутствие тонких прослойков черных сланцев в подошве пачки известняков, а также тонкие линзовидные прослои известняков в подстилающих глинисто-кремнистых сланцах. Элементы залегания в известняках и во вмещающих породах близкие.

В 2006–2007 гг. этот фрагмент разреза был изучен нами с детальным отбором проб на конодонты.

Известняки (рис. 4) образуют скальный выход мощностью 25 м и залегают внутри терригенно-кремнистой толщи. Они светло-серого и серого цвета, органогенные, иногда с комковатой текстурой, давленые, раскристаллизованные. В известняках отмечаются тонкие прослойки и линзочки черных глинистых сланцев, аналогичных вмещающим породам. Азимут падения 320°, угол падения 70–75°.

В подстилающей известняки пачке, представляющей собой тонкое переслаивание глинисто-кремнистых сланцев с тонкими прослойками извест-

няков общей мощностью в пределах 2 м, предположительно, в 1 м ниже подошвы известняковой пачки в карбонатном прослое (рис. 5) обнаружены единичные конодонты плохой сохранности, среди которых определены *Mehlina gradata* Young., *Palmatolepis* sp., *Polygnathus* cf. *uchtenensis* Ovn., “*Ozarkodina*” sp. (обр. 02147, 02148), однозначно указывающие на франский возраст вмещающих отложений.

В собственно известняковой пачке в нескольких пробах, отобранных из разных ее частей с разных уровней, обнаружены верхнефранские конодонты. В низах пачки они немногочисленные, очень плохой сохранности, мелкие, деформированные: среди них идентифицируются *Icriodus vitabilis* Naz., *Mehlina gradata* Young., *Palmatolepis* sp. (ювенильная форма без выраженной лопасти) (обр. 2146), *Acyrodella lobata* Br. et M., *Ctenopolygnathus angustidiscus* Ovn., *Polygnathus* cf. *timanicus* Ovn. (02141), распространенные в доманиковом горизонте. Выше по разрезу в серых комковатых раскристаллизованных известняках с включениями и тонкими

прослойми черных кремней обнаружен богатый и разнообразный комплекс конодонтов, в составе которого определяющими являются *Ancyrodella curvata* (Br. et M.), *Ad. nodosa* Ulr. et Bass., *Ctenopolygnathus* cf. *brevilamiformis* Ovn., *Palmatolepis foliacea* Youngquist, *Pa. hassi* Müll. et Müll., *Pa. kireevae* Ovn., *Pa. mucronata* Klapp. et Lane, *Pa. proversa* Zieg., *Polygnathus aequalis* Klapp. et Lane, *Pol. lodiensis* Sav. et Fun., *Pol. uchtensis* Ovn., *Pol. zinaiidae* Kon., Aleks., Bars. et Reim. (обр. 02107, 02144, 02142; координаты N 53°03,140' E 57°26,409') (Артюшкова, Маслов, 2008). Данная ассоциация конодонтов характерна для верхнефранского подъяруса верхнего девона. Совместное нахождение входящих в нее таксонов известно в мендымском горизонте верхнего франа (рис. 6).

В кровле известняковой пачки сохранились старые шурфы, вскрывшие ее взаимоотношения с вышележащими отложениями. Известняки в приконтактовой части рассланцованны, пятнами гематитизированы. Отмечается окварцевание пород. Не исключено, что их верхний контакт тектонически нарушен. В целом по последовательности конодонтов, впервые собранных из известняков и характерных для верхнего франа, можно судить о положении известняков в разрезе *in situ*. Допустимые небольшие смещения несущественной амплитуды имеют локальный характер и не нарушают последовательность разреза.

Приведенные выше данные по биостратиграфии девонских отложений из разреза района д. Новоусманово, считавшихся “бетринской свитой”, показывают, что ниже граувакк зилаирской свиты ( $D_3$ fm) мы имеем стратиграфическую последовательность разреза девона в объеме пражского и эмского ярусов ( $D_1$ ), нерасчлененного среднего девона ( $D_2$ ) и франского яруса верхнего девона ( $D_3$ ). Мощность этой толщи варьирует в широком диапазоне – от первых метров до 300 м. Пересмотрена интерпретация последовательности Д.Г. Ожиганова (1955) в так называемой “бетринской свите”. Расчленение упорядочено нами на основании находок конодонтов. Известняки в разрезе этой последовательности встречаются в разных стратиграфических интервалах, они не “чужды” фациальной природе вмещающих отложений и отражают, по всей вероятности, событийные уровни, связанные с эвстатическими колебаниями уровня моря.

**Разрез на р. Зилаир выше быв. д. Ибрагимово.** Наиболее полный и хорошо обнаженный разрез отложений, подстилающих зилаирскую свиту, известен на правом берегу р. Зилаир выше быв. д. Ибрагимово, значительно южнее района д. Новоусманово (Пучков, 1979а; Радченко и др., 1986). В.Н. Пучковым они расчленены на ибрагимовскую толщу и “бетринскую свиту”. В 2007 и 2008 гг. этот разрез (рис. 7) был изучен нами. Поскольку он де-



**Рис. 5.** Пачка переслаивания кремнистых сланцев, алевролитов и известняков на правом берегу р. Бетеря в 0.5 км выше устья руч. Кзыл-Балык, ниже по разрезу от известняковой пачки.

**Fig. 5.** Member of alternated siliceous shales, aleurolites and limestones on the right bank of Beterya river 0.5 km upstream the Kzyl-Balyk stream mouth (underlying the limestones).

тально описан предшествующими исследователями, мы приведем только общую характеристику и остановимся лишь на отдельных интервалах, имеющих принципиальное значение.

В этом разрезе, расположеннном в 1.6 км выше бывш. д. Ибрагимово, обнажается нижняя часть зилаирской свиты, представленная характерными ритмично переслаивающимися грубозернистыми граувакковыми песчаниками и глинистыми алевролитами зеленовато-серого цвета. Видимая мощность нижней части зилаирской свиты около 200 м. Интересен тот факт, что в этом разрезе в низах свиты не выражена сланцевая толща, обычна в основании свиты в Западно-Зилаирской зоне.

Сверху вниз по разрезу непосредственно ниже крупнозернистых песчаников залегают:

1. Пачка тонкоплитчатых зеленовато-серых “пережатых” микрокаракитов мощностью 2.5 м. Азимут падения 250° угол 80°. Именно из этого слоя В.Н. Пучков (1979а) и позднее В.Ю. Родионов и В.В. Радченко (1988) приводят довольно большой список верхнефранских конодонтов. Нами в этом слое в 2 м ниже его кровли (см. рис. 7) собраны многочисленные мелкие конодонты довольно плохой сохранности, часто деформированные. Среди них определены *Ancyrodella* sp., *Palmatolepis* cf. *barba* Zieg. et Sand., *Pa.* cf. *Pa. delicatula* sensu Ziegler et Sandberg, 1990 (обр. 02167, координаты N 52°01.330' E 57°31.423'), которые известны в самой верхней части франского яруса, по всей веро-

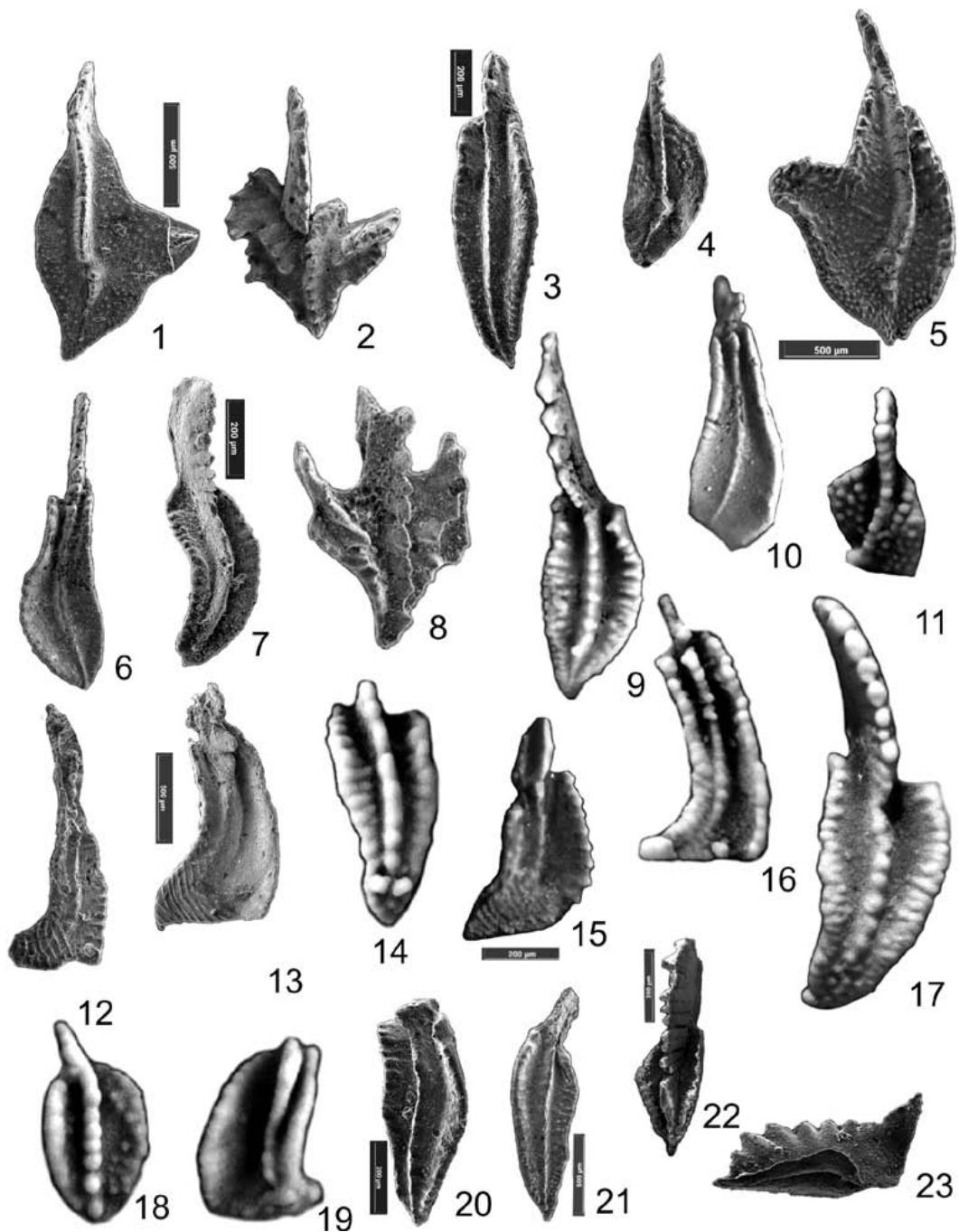


Рис. 6. Франские конодонты из новоусмановской толщи.

1 – *Palmatolepis nasuta* Müller ( $\times 30$ ), обр. 02141, правый берег р. Бетеря, большая линза известняка в 0.5 км выше устья руч. Кзыл-Балык; 2 – *Ancyrodella curvata* (Branson et Mehl) ( $\times 30$ ), обр. 02141, правый берег р. Бетеря, большая линза известняка в 0.5 км выше устья руч. Кзыл-Балык; 3 – *Polygnathus dubius* Hinde ( $\times 30$ ), обр. 02142, там же; 4 – *Palmatolepis foliacea* Youngquist ( $\times 60$ ), обр. 02142, там же; 5 – *Palmatolepis proversa* Ziegler ( $\times 30$ ), обр. 02142, там же; 6 – *Polygnathus zinaiidae* Kononova, Alekseev, Barskov et Reimers ( $\times 30$ ), обр. 02142, там же; 7 – *Polygnathus uchensis* Ovnatanova ( $\times 30$ ), обр. 02141, там же; 8 – *Ancyrodella nodosa* Ulrich et Bassler ( $\times 50$ ), обр. 02142, там же; 9 – *Polygnathus aequalis* Klapper et Lane ( $\times 25$ ), обр. 02142, там же; 10 – *Polygnathus zinaiidae* Kononova, Alekseev, Barskov et Reimers ( $\times 50$ ), обр. 02142, там же; 11 – *Palmatolepis* cf. *semichatovae* Ovnatanova ( $\times 40$ ), обломок передней части платформы, обр. 01768, правый берег р. Суваняк, в 2.5 км выше д. Байгазино; 12 – *Linguipolygnathus linguiformis* Hinde ( $\times 25$ ), обр. 02150, левый берег р. Бетеря, в 0.8 км ниже устья руч. Кзыл-Балык; 13 – *Linguipolygnathus linguiformis* Hinde morphotype gamma Bultynck ( $\times 50$ ), обр. 01764, правый берег р. Суваняк, в 2.5 км выше д. Байгазино; 14 – *Polygnathus torosus* Ovnatanova et Kononova ( $\times 55$ ), обр. 01768, там же; 15 – *Linguipolygnathus klapperi* (Clausen, Leuteritz et Ziegler) ( $\times 30$ ), обр. 02150, левый берег р. Бетеря, в 0.8 км ниже устья руч. Кзыл-Балык; 16 – *Linguipolygnathus linguiformis* Hinde morphotype gamma Bultynck ( $\times 40$ ), обр. 01768, правый берег р. Суваняк, в 2,5 км выше д. Байгазино; 17 – *Polygnathus* sp. ( $\times 30$ ), обр. 02142, правый берег р. Бетеря, большая линза известняка в 0.5 км выше устья руч. Кзыл-Балык; 18 – *Polygnathus* sp. ( $\times 30$ ), обр. 02142, правый берег р. Бетеря, большая линза известняка в 0.5 км выше устья руч. Кзыл-Балык; 19 – *Polygnathus* sp. ( $\times 30$ ), обр. 02142, правый берег р. Бетеря, большая линза известняка в 0.5 км выше устья руч. Кзыл-Балык; 20 – *Polygnathus* sp. ( $\times 30$ ), обр. 02142, правый берег р. Бетеря, большая линза известняка в 0.5 км выше устья руч. Кзыл-Балык; 21 – *Polygnathus* sp. ( $\times 30$ ), обр. 02142, правый берег р. Бетеря, большая линза известняка в 0.5 км выше устья руч. Кзыл-Балык; 22 – *Polygnathus* sp. ( $\times 30$ ), обр. 02142, правый берег р. Бетеря, большая линза известняка в 0.5 км выше устья руч. Кзыл-Балык; 23 – *Polygnathus* sp. ( $\times 30$ ), обр. 02142, правый берег р. Бетеря, большая линза известняка в 0.5 км выше устья руч. Кзыл-Балык.

лизна известняка в 0.5 км выше устья руч. Кзыл-Балык; 18 – *Mesotaxis guanwushanensis* (Tian, 1988) ( $\times 60$ ), обр. 01764, правый берег р. Суваняк, в 2.5 км выше д. Байгазино; 19 – *Linguipolygnathus linguiformis* (Hinde) ( $\times 60$ ), обр. 01764, там же; 20 – *Polygnathus aequalis* Klapper et Lane ( $\times 60$ ), обр. 02141, правый берег р. Бетеря, большая линза известняка в 0.5 км выше устья руч. Кзыл-Балык; 21 – *Polygnathus* sp. ( $\times 30$ ), обр. 02141, там же; 22 – *Polygnathus lodinensis* Pölsler ( $\times 60$ ), обр. 02141, там же; 23 – *Pelekysgnathus* sp. ( $\times 40$ ), обр. 02148, правый берег р. Бетеря, большая линза известняка в 0.5 км выше устья руч. Кзыл-Балык.

**Fig. 6.** Frasnian conodonts from Novousmanovo Fm.

1 – *Palmatolepis nasuta* Müller ( $\times 30$ ), sample 02141, right bank of the Beterya River, a large limestone lens 0.5 km upstream the mouth of the Kzyl-Balyk brook; 2 – *Ancyrodella curvata* (Branson et Mehl) ( $\times 30$ ), sample 02141, right bank of the Beterya River, a large limestone lens 0.5 km upstream the mouth of the Kzyl-Balyk brook; 3 – *Polygnathus dubius*, Hinde ( $\times 30$ ), sample 02142, right bank of the Beterya River, a large limestone lens 0.5 km upstream the mouth of the Kzyl-Balyk brook; 4 – *Palmatolepis foliacea* Youngquist ( $\times 60$ ), sample 02142, right bank of the Beterya River, a large limestone lens 0.5 km upstream the mouth of the Kzyl-Balyk brook; 5 – *Palmatolepis provera* Ziegler ( $\times 30$ ), sample 02142, right bank of the Beterya River, a large limestone lens 0.5 km upstream the mouth of the Kzyl-Balyk brook; 6 – *Polygnathus zinaidae* Kononova, Alekseev, Barskov et Reimers ( $\times 30$ ), sample 02142, right bank of the Beterya River, a large limestone lens 0.5 km upstream the mouth of the Kzyl-Balyk brook; 7 – *Polygnathus uchtensis* Ovnatanova ( $\times 30$ ), sample 02141, right bank of the Beterya River, a large limestone lens 0.5 km upstream the mouth of the Kzyl-Balyk brook; 8 – *Ancyrodella nodosa* Ulrich et Bassler ( $\times 50$ ), sample 02142, right bank of the Beterya River, a large limestone lens 0.5 km upstream the mouth of the Kzyl-Balyk brook; 9 – *Polygnathus aequalis* Klapper et Lane ( $\times 25$ ), sample 02142, right bank of the Beterya River, a large limestone lens 0.5 km upstream the mouth of the Kzyl-Balyk brook; 10 – *Polygnathus zinaidae* Kononova, Alekseev, Barskov et Reimers ( $\times 50$ ), sample 02142, right bank of the Beterya River, a large limestone lens 0.5 km upstream the mouth of the Kzyl-Balyk brook; 11 – *Palmatolepis cf. semichatovae* Ovnatanova ( $\times 40$ ), fragment of the anterior platform, sample 01768, right bank of the Suvanyak River, 2.5 km upstream Baigazino village; 12 – *Linguipolygnathus linguiformis* Hinde ( $\times 25$ ), sample 02150, left bank of the Beterya River, 0.8 km downstream Baigazino village; 13 – *Linguipolygnathus linguiformis* Hinde morphotype gamma Bultynck ( $\times 50$ ), sample 01764, right bank of the Suvanyak River, 2.5 km upstream Baigazino village; 14 – *Polygnathus torosus* Ovnatanova et Kononova ( $\times 55$ ), sample 01768, right bank of the Suvanyak River, 2.5 km upstream Baigazino village; 15 – *Linguipolygnathus klapperi* (Clausen, Leuteritz et Ziegler) ( $\times 30$ ), sample 02150, right bank of the Suvanyak River, 2.5 km upstream Baigazino village; 16 – *Linguipolygnathus linguiformis* Hinde morphotype gamma Bultynck ( $\times 40$ ), sample 01768, right bank of the Suvanyak River, 2.5 km upstream Baigazino village; 17 – *Polygnathus* sp. ( $\times 30$ ), sample 02142, right bank of the Beterya River, a large limestone lens 0.5 km upstream the mouth of the Kzyl-Balyk brook; 18 – *Mesotaxis guanwushanensis* (Tian, 1988) ( $\times 60$ ), sample 01764, right bank of the Suvanyak River, 2.5 km upstream Baigazino village; 19 – *Linguipolygnathus linguiformis* (Hinde) ( $\times 60$ ), sample 01764, right bank of the Suvanyak River, 2.5 km upstream Baigazino village; 20 – *Polygnathus aequalis* Klapper et Lane ( $\times 60$ ), sample 02141, right bank of the Beterya River, a large limestone lens 0.5 km upstream the mouth of the Kzyl-Balyk brook; 21 – *Polygnathus* sp. ( $\times 30$ ), sample 02141, right bank of the Beterya River, a large limestone lens 0.5 km upstream the mouth of the Kzyl-Balyk brook; 22 – *Polygnathus lodinensis* Pölsler ( $\times 60$ ), sample 02141, right bank of the Beterya River, a large limestone lens 0.5 km upstream the mouth of the Kzyl-Balyk brook; 23 – *Pelekysgnathus* sp. ( $\times 40$ ), sample 02148, right bank of the Beterya River, a large limestone lens 0.5 km upstream the mouth of the Kzyl-Balyk brook.

ятности характерной для зоны *linguiformis*<sup>2</sup>. Угнетенность фауны, выражаяющаяся в размерах платформенных элементов, косвенно может быть отражением биокризиса Кельвассер.

2. Ниже по разрезу залегает пачка переслаивания толстоплитчатых черных кремней и полимиктовых мелкозернистых песчаников. Кремни “пережаты”, песчаники образуют прослои мощностью до 0.1 м. Мощность пачки 3 м.

3. Вниз по разрезу в интервале 50 м обнажена толща пород, представленная переслаивающимися полимиктовыми гравелитами и песчаниками. В нижней части ее отмечаются тонкие прослои черных и серых кремней.

4. Толща толсто- и среднеплитчатых черных кремней с примазками желтого и вишневого цвета обнажается в редких разрозненных выходах и высыпках. В нижней части – выход мощностью 10 м. В низах этого фрагмента разреза найдены единичные конодонты, представленные *Palmatol-*

*epis cf. juntianensis* Han, характерными для верхнего франа (обр. 02166, координаты N 52°01.390' E 57°31.470'). Ширина выхода 70 м.

5. Постепенно вниз по разрезу черные кремни сменяются пачкой тонкого переслаивания темно-серых, зеленовато-серых тонкоплитчатых кремней с очень тонкими глинистыми прослоечками. Вся эта пачка слабо окварцована.

6. Закрытый интервал мощностью 5 м.

7. Великолепный скальный выход пород салатового цвета с отчетливо отпрепарированными слоями равновеликой мощности (5–7 см). Здесь переслаиваются микрокварциты и глинисто-кремнистые алевролиты. Азимут падения 240°, угол 60°. Мощность толщи 40 м.

На трех уровнях в толще слоя 7 нами найдены единичные мелкие неопределенные конодонты, представленные преимущественно рамиформными элементами. Вероятно, в ней же В.Н. Пучковым (1979а), В.Ю. Родионовым и В.В. Радченко (1988) были сделаны находки конодонтов, определенных ими как нижнедевонские (эмсский ярус).

Данная толща подстилается переслаивающимися кварцитами, микрокварцитами и подчиненными

<sup>2</sup> Сохранность фауны неважная, конодонты разбиты трещинами. Важные диагностические признаки у платформенных элементов часто искажены деформациями, что, несомненно, затрудняет их идентификацию.

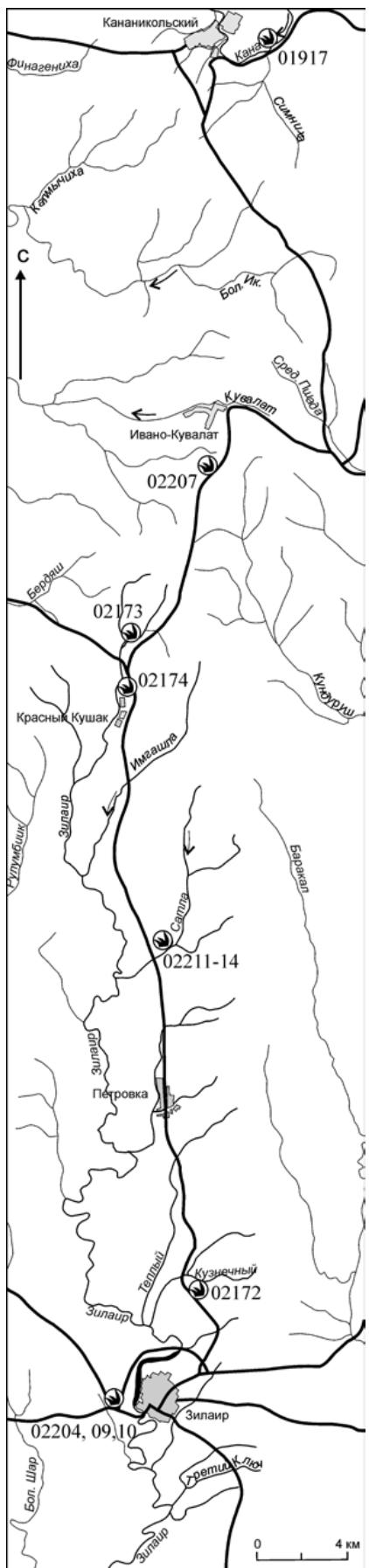


Рис. 7. Равнозонные по правому борту в Западной Европе. 16° в. с.ш. – 16° в. с.ш.

Ил. 7. Гарсель по правому берегу р. Эльдар в 1.0 км выше с. д. горы п. мово.

FIG. 7. The section on the right bank of Zilair river 16 km upstream from the village

Fig. 11. The section on the right bank of Zhar river 1.0 km upstream from the Torgumovo village. Profile is adopted from manuscript V.V. Radchenko and V.Yu. Rodionov (1986). Subdivision of deposits and their age are modified according to new data. Locations of conodont finds are marked with circles. Specimens of authors finds of conodonts are indicated with bold font; the numeral with next letter "P" means the specimen number of V.V. Radchenko and V.Yu. Rodionov finds (1986).



ми им глинисто-кремнистыми сланцами. Породы пронизаны кварцевой жилой. Общая мощность отложений 5 м. Возраст толщи неясен, но, предположительно, она также раннедевонская. От нижележащих отложений ее отделяет прослой кварцитов мощностью 10 см.

Вниз по реке и разрезу толща кварцитов образует антиклинальную складку, западное крыло которой сорвано тектоническим нарушением.

Ниже по реке обнажается толща филлитовидных сланцев, возраст которых не выяснен.

Таким образом, описанный выше разрез пород, подстилающих зилаирскую свиту на правобережье р. Зилаир в 1.6 км выше быв. д. Ибрагимово, – один из немногих полных, хотя и недостаточно палеонтологически охарактеризованных, разрезов девонских отложений в Восточно-Зилаирской зоне.

Верхний член девонского разреза представлен зилаирской свитой фаменского возраста. Она сложена характерной толщей переслаивания граувакковых грубозернистых песчаников с гравийными зернами и глинистых алевролитов. Нижележащая кремнисто-терригенная толща представлена непрерывной последовательностью и охватывает стратиграфический объем всего девона, о чем свидетельствуют находки франских и нижнедевонских комплексов конодонтов (Артюшкова, Маслов, 2008; Пучков, 1979а; Радченко и др., 1986).

Несмотря на хорошую обнаженность разреза, отчетливое расчленение его и уверенное положение находок конодонтов в разрезе, неясным остается вопрос, по каким критериям выделен ибрагимовский горизонт, заключающий в себе франскую часть разреза (Пучков, 1979а) и сопоставленный так или иначе с мукасовским горизонтом восточного склона Южного Урала. Мнение о возможности такого сопоставления высказывались и ранее (Криницкий, Криницкая, 1965). На момент появления первого весьма разрозненного материала по конодонтам (Пучков, 1979а) такое сравнение было в какой-то степени допустимым. Теперь, когда по конодонтам разработана стратиграфия девона Южного Урала и произведена корреляция разрезов разных структурно-формационных зон (Артюшкова, 2009; Маслов, Артюшкова, 2010), когда стал понятен стратиграфический объем практически всех местных стратонов и в первую очередь мукасовской свиты, мы можем основанно счи-

**Рис. 8.** Схема расположения местонахождений конодонтов на отрезке от широты с. Зилаир до пос. Кананикольского. Абрис из (Общегеографический..., 1999, масштаб 1 : 200 000, л. 103, 111).

**Fig. 8.** Scheme of conodont locations in Novousmanovo Fm at section away from Zilair to Kananikol'sk. Sketch by (Topographic map 1 : 200 000 scale, sheets 103, 111).

тать, что в данном конкретном разрезе и обнаженность, и конодонтовая характеристика отложений выделенной “ибрагимовской толщи” явно недостаточны для такого сопоставления. Комплексы конодонтов, собранные в разное время разными авторами в самой верхней кремнистой пачке, свидетельствуют, скорее, о принадлежности ее другому, более высокому, стратиграфическому интервалу в объеме конодонтовой зоны *linguiformis* и, возможно, подзоны *Lower–Middle triangularis*. Реальнее данную кремнистую пачку следует сопоставлять не с мукасовской свитой, а с стратоном, залегающим стратиграфически выше, – биягодинской свитой, охватывающей пограничный фран-фаменский интервал. Не исключено, что к нему могут быть отнесены отложения, залегающие между прослойми кремней (точка 02167) под зилаирской свитой и кремнями с франскими конодонтами (точка 02166). Интервал, сопоставимый с мукасовской свитой, в данном разрезе, несомненно, присутствует, но он и литологически, и фаунистически очень “расплывчат” и вряд ли может отвечать критериям маркирующей толщи.

Разрезы севернее широты с. Зилаир до д. Байгазино. В полосе от разреза Ибрагимово на р. Зилаир в северном направлении до д. Новоусманово толща, подстилающая зилаирскую свиту (“бетринская свита”), обнажается в многочисленных искусственных выработках вдоль автодороги Зилаир–Кананикольский (рис. 8).

Отложения хорошо вскрыты в карьере при въезде в с. Зилаир по автостраде Уфа–Баймак. Здесь можно видеть, что переходная от граувакков зилаирской свиты к нижележащим кремням толща представлена переслаивающимися алевропелитами, глинистыми сланцами и грауваковыми песчаниками, среди которых отмечаются прослои серых и черных кремнистых сланцев. Ниже по разрезу обнажается толща пород, представленных преимущественно серыми и черными кремнями, собранными в мелкие изоклинальные складки, которые хорошо наблюдаются в центральной части карьера, где пачка кремней образует ядро антиклинали. В ней найдены единичные франские конодонты *Palmatolepis* sp. очень плохой сохранности и неясной видовой принадлежности. Кремнистая толща, по всей видимости, имеет тектонические границы со смежными отложениями. В западном крыле антиклинали в южной части карьера в стенке вскрыты тонкопереслаивающиеся глинисто-кремнистые сланцы, мелкозернистые песчаники и алевролиты. В тонкоплитчатых выветрелых глинисто-кремнистых алевролитах на поверхностях напластования нами собраны многочисленные конодонты хорошей сохранности (обр. 02204, координаты N 52°13.846' E 57°24.604'): *Palmatolepis* cf. *barba* Zieg. et Sand., *Pa. cf. brevis* Zieg. et Sand., *Pa. cf. ederi* Zieg. et Sand., *Pa. cf. hassi* Müll. et Müll.,

*Pa. cf. nasuta* Müll., *Pa. cf. plana* Zieg. et Sand., *Pa. rhenana* Bisch., *Pa. cf. subrecta* Mill. et Young. Данный комплекс характерен для ассынского горизонта верхнего франа.

Ранее в этом же карьере в прослое глинисто-кремнистых сланцев среди граувакк В.Н. Пучковым были обнаружены конодонты (определение В.Н. Барышева) (Пучков и др., 1998, с. 29), которые, судя по списку приведенной ими фауны, представлены смешанным верхнефранским-нижнефаменским комплексом. Мощность пачки с конодонтами 12–15 м. По своему положению в разрезе и конодонтовой характеристике эта пачка может быть скоррелирована с “подзилаирской” биягодинской свитой Западно-Магнитогорской зоны. По-видимому, аналогичная пачка вскрыта карьером и на восточной окраине с. Зилаир.

В северном направлении вдоль автострады Зилаир–Кананикольский отложения, непосредственно подстилающие зилаирскую свиту, вскрыты в нескольких карьерах. Они были изучены В.Н. Пучковым и К.С. Ивановым, которые впервые обнаружили в них конодонты (Пучков, 1979а, 2000; Пучков и др., 1998), а также В.В. Радченко и В.Ю. Родионовым (Радченко и др., 1986). В 2006–2008 гг. кремнистые породы этих карьеров были исследованы нами.

**К северу от с. Зилаир, в 800 м южнее переезда через руч. Кузнецкий** (см. рис. 8) по автодороге Зилаир–Кананикольский карьером обнажена толща выветрелых переслаивающихся полимиктовых разнозернистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев зеленовато-серого цвета. Зерна в песчаниках угловато-окатанные, несортированные, рассеяны в тонкообломочном матриксе, ориентированы длинными осами по слоистости. В отдельных прослоях встречаются обрывки флоры очень плохой сохранности. Видимая мощность 35–40 м.

В восточной части карьера эта пачка согласно, но довольно резко перекрывается черными толстоплитчатыми слоистыми радиоляриевыми кремнями, окварцованными и гематитизированными. Мощность их 10–15 м. В низах этой пачки встречаются единичные неопределимые (из-за плохой сохранности) конодонты.

Выше залегают тонко- и среднеплитчатые полосчатые черные кремнисто-глинистые сланцы с прослоечками алевролитов. Мощность этой пачки 15–20 м. В ней нами найдены отпечатки конодонтов плохой сохранности (обр. 02172, координаты N 52°16.336' E 57°27.750'), среди которых определены: *Ancyrodella* cf. *alata* Glen. et Klapp., *Polygnathus* cf. *limitaris* Zieg. et Klapp. Совместное нахождение этих видов отмечено в низах франского яруса.

Хороший разрез кремнисто-терригенной толщи обнажен **на правом берегу р. Сатла**, по тракту Зилаир–Кананикольский (см. рис. 8). В 200 м вос-

точнее дороги карьером вскрыта толща переслаивания средне- и толстоплитчатых кремней с прослойями глинистых алевролитов и песчаников, шириной не менее 50 м. В самой восточной части карьера в нижней части вскрытого кремнистого разреза выходят белесые с бурыми прослойями тонкоплитчатые кремнистые алевролиты. В.Н. Пучков (1979а), изучавший эту толщу, указывал, что выше по реке и ниже по разрезу встречаются высыпки светлых кварцитопесчаников.

В средней части кремнистой толщи в слоистых кремнях с буроватыми корочками нами собраны отпечатки конодонтов (обр. 02211, координаты N 52°24.625' E 57°26.524'): *Icriodus* cf. *symmetricus* Br. et M., *Mesotaxis* sp., *Palmatolepis* sp., *Polygnathus* sp. (?) доманикового облика. Очевидно, отсюда же происходит находка сходного комплекса конодонтов В.Н. Пучкова (Пучков и др., 1998).

В 5 м западнее и выше по разрезу нами собраны многочисленные отпечатки среднефранских конодонтов *Mesotaxis* cf. *guanwushanensis* (Tian), *Palmatolepis* aff. *gutta* Kuzmin, *Pa.* cf. *keyserlingi* Kuzmin, *Pa.* cf. *ljaschenkoe* Ovn., *Pa.* cf. *punctata* (Hinde) (обр. 02212), которые, вероятнее всего, отвечают низам доманикового горизонта.

Выше по разрезу на протяжении 5–7 м кремни переслаиваются с глинистыми сланцами. В основании этой пачки, хорошо вскрытой расчисткой, найдены конодонты и их отпечатки плохой и удовлетворительной сохранности. Определены *Palmatolepis* cf. *hassi* Müll. et Müll., *Pa.* cf. *kireevae* Ovn., *Pa.* aff. *proversa* Zieg., *Pa.* cf. *subrecta* Mill. et Young. (обр. 02213). Данный комплекс конодонтов распространен в мендымском и ассынском горизонтах франского яруса.

Западнее и выше по разрезу в восточном склоне задирки обнажена пачка средне- и тонкоплитчатых кремней, в которой появляются весьма тонкие прослои алевролитов и мелкозернистых песчаников. Кремни постепенно меняют цвет и становятся голубовато-серыми. Мощность этой пачки вряд ли превышает 5 м. В верхней части пачки собраны отпечатки конодонтов аналогичного комплекса *Palmatolepis* cf. *hassi* Müll. et Müll., *Pa.* cf. *kireevae* Ovn. (обр. 02213б).

Перекрывающие отложения представлены пачкой переслаивания полимиктовых средне- и мелкозернистых песчаников, иногда с прослойями гравелитов и глинистых сланцев, с редкими прослойями голубовато-серых кремней видимой мощностью 15–20 м. В этой пачке в самой западной задирке собраны многочисленные конодонты: *Palmatolepis* cf. *delicatula* Br. et M., *Pa.* cf. *minuta* *minuta* Br. et M. (обр. 02214а, координаты N 52°24.616' E 57°26.490'). Подобный комплекс конодонтов характерен в зонах *Upper triangularis* и *crepida* из нижней части фаменского яруса.

Общая видимая мощность описанного разреза составляет не более 50–60 м.

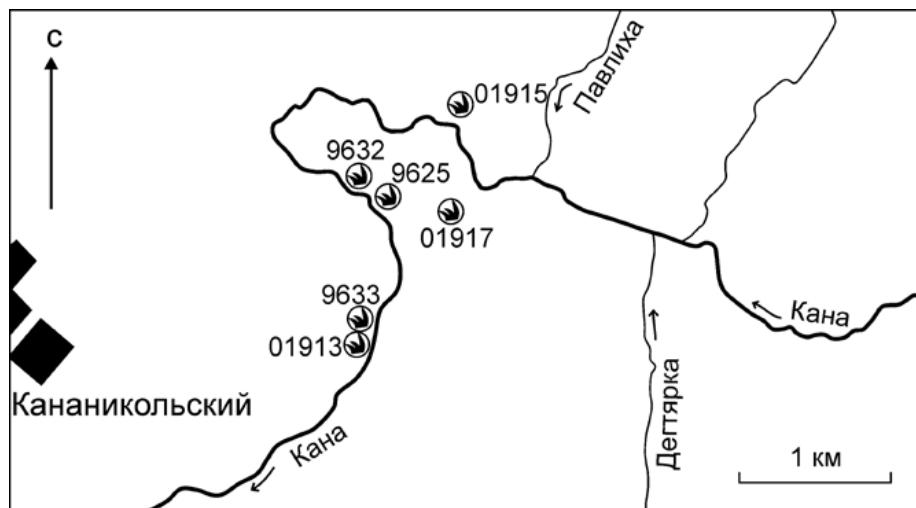
Таким образом, вскрытый карьером разрез охватывает стратиграфический интервал франского яруса достоверно в объеме доманикового–ассынского горизонтов. Найдены фаменских конодонты приурочены к перекрывающим отложениям зилаирской свиты.

В северном направлении на правом берегу р. **Имгашлы**, выше моста (см. рис. 8), в карьере обнажены черные и темно-серые кремни, в которых В.Н. Пучковым были собраны нижнефранские конодонты (Пучков и др., 1998).

Севернее д. **Красный Кушак** на вытянутой субмеридионально безымянной высоте несколькими карьерами вскрыта кремнистая толща, сложенная черными и серыми кремнями. В большом карьере у восточной окраины деревни в средней его части в толще кремнистых сланцев, разноплитчатых с прослойями песчаников, на двух уровнях в выветрелых светло-серых кремнистых алевролитах найдены многочисленные отпечатки конодонтов очень плохой сохранности. К сожалению, собранный материал не позволяет определить видовую принадлежность найденных конодонтов. В.В. Радченко с коллегами (1986) упоминают о многочисленных находках в черных кремнях *Polygnathus cristatus* (Hinde) – вида, характерного для верхнего живета. Эти находки свидетельствуют о том, что разрез кремнистой толщи, подстилающей зилаирскую свиту, включает в себя не только франские, но и среднедевонские отложения.

В 1.5 км севернее, в карьере в междуречье руч. **Топкого** и его правого притока, выше пересечения ручья дорогой на д. Русский Бердяш (см. рис. 8), вскрыты черные и темно-серые, буровато-серые гематизированные кремни видимой мощностью 35 м. В западной стенке нами обнаружены многочисленные отпечатки конодонтов (обр. 02173, координаты N 52°31.866' E 57°25.141'), среди которых встречены единичные *Ancyrodella* sp., *Mesotaxis* cf. *guanwushanensis* (Tian), *Palmatolepis* cf. *punctata* (Hinde). Этот комплекс характерен для средней части франского яруса (распространен в низах доманикового горизонта западного склона Южного Урала).

Севернее, в придорожном карьере, расположенным в 2.5 км к югу от д. **Ивано-Кувалат**, обнажена аналогичная кремнистая толща. Ранее в этом карьере были известны конодонты, по определению В.Н. Барышева характерные для ассынского горизонта верхнего франа (Пучков и др., 1998). Нами в юго-восточной стенке карьера в прослое гематизированных кремнистых сланцев обнаружены многочисленные очень мелкие, довольно плохой сохранности конодонты (обр. 02207, координаты N 52°36.661' E 57°29.221'). Среди них определены *Palmatolepis* sp., а также *Palmatolepis* aff. *lyaiolensis* Khrusch. et Kuzm., *Polygnathus* sp., известные в интервале мендымского и ассынского горизонтов.



**Рис. 9.** Схема расположения местонахождений конодонтов в районе пос. Кананикольский. Абрис с топокарты масштаба 1 : 50 000.

**Fig. 9.** Scheme of conodont locations in Novousmanovo Fm in Kananikol'sk vicinity. Sketch by topographic map 1 : 50 000.

В северо-западной части карьера найдены единичные *Mesotaxis cf. asymetricus* (Bisch. et Zieg.), *Palmatolepis* sp. (обр. 02208). Приведенный комплекс конодонтов, по всей вероятности, принадлежит доманиковому горизонту.

В районе пос. Кананикольский отложения, подстилающие зилаирскую свиту, охарактеризованы в нескольких пунктах (рис. 9). Наиболее древние толщи (древнее зилаирской свиты) обнажены в 4 км восточнее пос. Кананикольского по тракту на г. Сибай и в 2.9 км от моста через руч. Симниха, где от тракта начинается лесная дорога, спускающаяся к р. Кана.

В 110 м от тракта справа от проселочной дороги карьером вскрыт следующий разрез. По описанию В.Н. Пучкова (Пучков и др., 1998), сверху вниз под зилаирской свитой залегает ритмично переслаивающаяся толща кварцитов, глинистых сланцев и алевролитов, ниже которой залегают кремни мощностью 2 м с конодонтами *Linguipolygnathus linguiformis* (Hinde) morphotype *gamma* Bult. и *Pol. pseudofoliatus* Witt., позволяющими датировать эти кремни “как поздний эйфель Международной стратиграфической шкалы (уровень афонинского и лозьвинского горизонтов)” (Пучков и др., 1998, с. 29–30). Ниже залегает пачка кремней и глинистых сланцев мощностью 30 м. Она подстилается тонкопереслаивающимися кварцевыми алевролитами, кварцитами и глинистыми сланцами.

Нами в этом карьере была собрана большая коллекция конодонтов, в которой определены: *Beldorfia cf. resima* (Phil.), *Icriodus* sp., *Linguipolygnathus linguiformis* (Hinde), *Pol. cf. pseudofoliatus* Witt., *Tortodus* aff. *kockelianus* *kockelianus* (Bisch. et Zieg.) (обр. 01917, координаты: N 52°47.576' E 57°32.456'),

однозначно указывающие на эйфельский возраст вмещающих пород.

На левом берегу р. Кана в 3.5 км северо-восточнее пос. Кананикольский, в начале крутой излучины, в черных и серых кремнях (обр. 9625, координаты N 52°47.590' E 57°32.001') собраны франские конодонты *Palmatolepis* aff. *jamieae* Zieg. et Sand., *Pa. gigas* Mill. et Young., *Pa cf. subrecta* Mill. et Young., характерные для ассынского горизонта верхнего франа.

В 2.5 км к востоку от поселка на правом берегу р. Кана в 1 км ниже брода в серых микрокварцитах (обр. 9633, координаты N 52°47.118' E 57°32.080') собраны единичные отпечатки конодонтов *Polygnathus* sp., не позволяющие определить возраст вмещающих отложений. В 60 м ниже по реке от обр. 9633 в подмыве реки обнажены переслаивающиеся алевролиты и глинистые сланцы зеленовато-серого цвета. В них в прослое известковистых мелкозернистых песчаников (обр. 01913, координаты N 52°47.063' E 57°32.022') найдены верхнефранские конодонты очень плохой сохранности, из которых определены *Ancyrodella* cf. *nodosa* Ulr. et Bass. и многочисленные *Palmatolepis* sp.

Севернее подзилаирская кремнистая толща обнажается только **по правому берегу р. Шанская**. Однако в этом разрезе она не имеет конодонтовой характеристики. Единичные остатки *Palmatolepis* sp. были обнаружены непосредственно ниже гравак зилаирской свиты (обр. 01916, координаты N 52°51.804' E 57°33.187').

Достаточно полную палеонтологическую характеристику эта толща имеет в разрезе, расположенным севернее, по **р. Суваняк в районе д. Байгазино**.

Этот район отличается сложным геологическим строением. Все породы, в том числе в основании зилаирской свиты, метаморфизованы и рассланцованны, поэтому иногда с трудом идентифицируются. В настоящее время весь разрез подзилаирских отложений, в частности относящихся к суванякскому комплексу, хорошо обнажен в протяженной выемке автодороги Старосубхангулово–Темясово, в которой вскрыта пестроокрашенная толща филлитизированных сланцев.

**В 2.5 км южнее д. Байгазино**, в карьере севернее дороги Старосубхангулово–Темясово (рис. 10; обр. 02014; координаты N 53°07.698' E 57°43.175') отпечатки конодонтов плохой сохранности *Polygnathus* aff. *dengleri* Bisch. et Zieg., *Polygnathus* sp. обнаружены в обеленных листоватых кремнистых сланцах. Данные формы имеют распространение в самой верхней части живетского и в низах франского ярусов.

**В выемке дороги у поворота на д. Байгазино (ур. Акбаш)** в слабометаморфизованных листоватых кремнисто-глинистых сланцах найдены отпечатки конодонтов плохой сохранности (обр. 02019, координаты N 53°07.656' E 57°43.084'), среди которых выявлены *Ancyrodella* sp., *Icriodus* cf. *symmetricus* Br. et M., *Mesotaxis* cf. *guanwushanensis* (Tian). Подобный комплекс характерен для саргаевского и нижней части доманикового горизонтов франского яруса.

Очень показателен **разрез по правому склону р. Суваняк в 2.5 км выше д. Байгазино**. Здесь в скальных выходах обнажены и откартированы зилаирская свита и подстилающая ее терригенная толща, отнесенная к яумбаевской толще (Ожиганов, 1955) или бетринской свите (Криницкий и др., 1968). Породы в этом разрезе метаморфизованы, интенсивно рассланцованны до состояния листоватых сланцев. Границы между стратонами литологически не выражены, что очень затрудняет расчленение разреза. Нам впервые удалось произвести биостратиграфическое расчленение этой монотонной толщи и понять ее стратиграфический объем.

В этом разрезе расчисткой под дорогу вскрыты толстоплитчатые окварцованные кремнистые алевролиты, на которых залегает толща зеленовато-серых сланцев. В коренном выходе выше брода примерно в 100 м обнажена пачка сланцев, в которой встречено несколько линзообразных прослоев известняков (обр. 01764, координаты N 53°09.620' E 57°44.542', см. рис. 10). В нижней части обнаружения в линзе мощностью 1.3 м и длиной 5 м известняки серые и светло-серые среднекристаллические. В них найдены конодонты, представленные *Belodella* sp., *Icriodus brevis* Stauff., *Mesotaxis guanwushanensis* (Tian), *Linguipolygnathus lingui-formis* (Hinde) morphotype *gamma* Bult., *Polygnathus pardecorosus* Ji et Zieg. Встреченная фауна, скорее всего, характерна для пограничной живетско-франской части разреза, соотносящейся, вероятнее

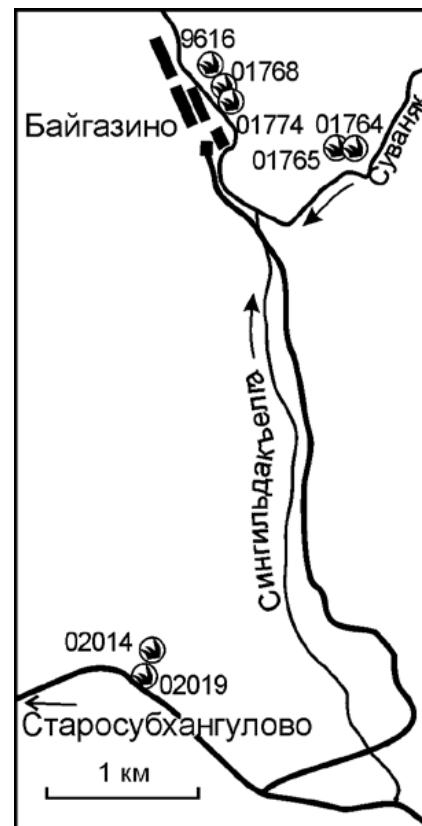


Рис. 10. Схема расположения местонахождений конодонтов в окрестностях д. Байгазино. Абрис с топокарты масштаба 1 : 50 000.

Fig. 10. Scheme of conodont locations in Novousmanovo Fm in Baigazino village vicinity. Sketch by topographic map 1 : 50 000.

всего, с кыновским горизонтом. Выше по склону и по разрезу в слое известковистых песчаников мощностью 1 м в верхних 0.4 м обнаружены многочисленные весьма деформированные конодонты разной сохранности. Таксоны рода *Palmatolepis* идентифицировать очень сложно, поскольку представленные экземпляры “закрученные” или неполные, тем не менее можно отметить, что они имеют слабодифференцированную широкую лопасть. Виды, принадлежащие роду *Polygnathus*, опознаются с большей достоверностью. Комплекс конодонтов, несомненно, франский, включает в себя *Ancyrodella* sp., *Icriodus* sp., *Palmatolepis* sp., *Polygnathus* cf. *aqualis* Klapp. et Lane, *Pol. dubius* Hinde, *Pol. pollocki* Druce, *Pol. timanicus* Ovn., *Pol. cf. ichtensis* Ovn. (обр. 01765). Комплекс известен в доманиковом горизонте.

Вверх по склону и разрезу в интервале 10 м продолжают обнажаться аналогичные глинистые сланцы с редкими тонкими прослоями известковистых алевролитов.

В верхней части разреза вплоть до вершины горы с отметкой 536 м заметную роль начинают играть разнозернистые, в том числе крупнозернистые песчаники. Они также сильно рассланцованны. В обломочном материале наблюдается обилие зерен молочного кварца и кислых плагиоклазов. Породы пронизаны многочисленными кварцевыми жилами.

Ниже по р. Суваняк в центре деревни у родника обнажена очень своеобразная пачка. Здесь наблюдается зона интенсивного смятия и окварцевания пород шириной 5–7 м северо-северо-восточного простирания, юго-восточнее которой обнажаются черные кремнисто-глинистые сланцы, среди которых залегает пачка органогенных мраморизованных тектонизированных известняков серого цвета. Д.Д. Криницкий с коллегами (1968) на основании определений макрофауны считали ее фаменской в составе зилаирской свиты. Пачка известняков очень неоднородная по своему строению. Ее мощность около 10.5 м. В восточной (?) части обнажения известняки крупнокристаллические с остатками криноидей очень плохой сохранности. В них нами обнаружены верхнефранские конодонты (обр. 01768, координаты N 53°09.854' E 57°44.529') *Palmatolepis cf. kireevae* Ovn., *Pa. menneri* Ovn. et Kon., *Pa. cf. semichatovae* Ovn., *Polygnathus cf. torosus* Ovn. et Kon., характерные для мендымского и ассынского горизонтов.

Западнее известняки рассланцованны, передавлены, разбудинированы, хотя первичная слоистость читается по тонким прослоечкам глинисто-кремнистых сланцев. Реликты фауны представлены остатками строматопороидей и криноидей. По-степенно мощность глинисто-кремнистых слойков увеличивается, они переслаиваются с тонко-рассланцованными известняками. В 3.1 м западнее предыдущего образца встречен один экземпляр конодонта *Linguipolygnathus lingiformis* (Hinde) morphotype *gamma* Bult. (обр. 01771), распространенный в среднем девоне и в самых низах франского яруса верхнего девона.

Западнее залегает толстослоистый известняк с обломками кремней, окварцеванных пород, слюдисто-кварцевых сланцев. Большинство обломков ориентированы согласно слоистости и, может быть, представляют собой разъединенные части слоев. Мощность известняка 2 м. В нем обнаружены деформированные конодонты очень плохой (неполной) сохранности (обр. 01774) *Ancyrodella* sp., *Palmatolepis cf. hassi* Müller, *Pa. ex gr. gigas* Mill. et Young., *Pa. cf. mucronata* Klap., Kuz. et Ovn., *Polygnathus cf. uchtensis* Ovn., характерные для мендымского горизонта верхнего франа.

Слой, залегающий западнее, переполнен остатками макрофауны, содержит мелкие обломки черных кремней. Его мощность 2.0 м.

Вблизи контакта с черными кремнистыми сланцами известняки рассланцованны. Кремни имеют мощность 2.5 м. В них Р.Р. Якуповым найдены единичные отпечатки конодонтов *Mesotaxis cf. asymetricus* (Bisch. et Zieg.), *M. cf. guanwushanensis* (Tian) (обр. 9616, координаты N 53°09.620' E 57°44.542'), характерные для саргаевского и доманикового горизонтов франского яруса.

Найдки конодонтов показывают, что известняковая пачка занимает довольно большой стратиграфический интервал практически в объеме всего франского яруса. Очевидно, в ней имеются нарушения, поскольку закономерной последовательности все-таки не наблюдается. Однако важно, что эта пачка не является фаменской и не находится в разрезе зилаирской свиты, как это закартировано Д.Д. Криницким с коллегами (1968). В целом разрез имеет большое сходство с районом урочища Кзыл-Балык. На основании находок конодонтов можно утверждать, что эта толща является подстилающей зилаирскую свиту. В данном конкретном разрезе нами фаунистически обоснована ее франская часть, но вполне допускается присутствие и более древних отложений. Косвенным подтверждением этого предположения могут быть находки нижнедевонских кораллов и эйфельских строматопор, отмеченные В.Н. Пучковым в отложениях ниже зилаирской свиты в разрезе, расположенному в 0.8 км выше д. Байгазино (Пучков, 1979б, 2000).

Самые северные выходы датированных подзалаирских отложений установлены нами в районе пос. Узянбаш и на притоке руч. Казенный Ключ (левый приток р. Ятва).

На северной окраине пос. Узянбаш (с восточной стороны) карьером вскрыта толща переслаивания светло-желтоватых, буроватых и коричневых кремнистых, кремнисто-глинистых, слабометаморфизованных сланцев. Породы с плойчатыми текстурами хлоритизированы и серицитизированы, ожелезнены и омарганцованы. Внешне они очень напоминают метаморфические породы суванякского комплекса зоны Уралтау.

В этих сланцах нами (Артюшкова и др., 2003) обнаружены остатки конодонтов плохой сохранности, из которых определены *Mesotaxis cf. asymetricus* (Bisch. et Zieg.), *Palmatolepis* sp., *Polygnathus* sp., свидетельствующие об их франском возрасте, соответствующем, скорее всего, доманиковому горизонту (обр. 9616, координаты N 53°09.620' E 57°44.542'). Контакт с перекрывающей зилаирской свитой не обнажен.

Самый северный разрез толщи, подстилающей зилаирскую свиту, располагается в северной части Зилаирского синклиниория, юго-восточнее д. Ниж. Ятва. По правому склону руч. Казенный Ключ и его правому безымянному притоку ниже границы с зилаирской свитой (непосредственный контакт закрыт) обнажены породы, за-

картированные как “бетринская свита” (Решетников, Петров, 1966). Разрез сложен кварцитопесчаниками или просто окварцованными породами, с тонкими прослойками глинистых и углисто-глинистых сланцев, перемятыми в лежачие изоклинальные складки. В одном из хороших скальных выходов на правом берегу ручья (правый приток руч. Казенный Ключ) примерно в 0.8 км выше его устья, в основании стенки, сложенной микрокварцитами темно-серого цвета, обнажен прослой песчанистых известняков мощностью не более 1.5 м. Породы голубовато-серого цвета, рассланцованные, рыхлые. В них обнаружены остатки конодонтов очень плохой сохранности *Ancyrodella* sp., *Palmatolepis* sp., *Polygnathus* sp. (обр. 01297, координаты N 53°60.697' E 58°22.483'), однозначно свидетельствующие об их франском возрасте.

В северо-восточном направлении вверх по ручью прослои рассланцеванных известняков в разрезе встречаются неоднократно. Не исключено, что прослои могут принадлежать одному слою, поскольку описываемая толща смята в изоклинальные складки, но, скорее всего, это все-таки серия слоев. В пользу этого свидетельствует характер известняков, которые различаются по цвету, степени рассланцевания, раскристаллизации и мощности. Иногда известняки имеют массивную текстуру, что может быть обусловлено их залеганием в ядрах антиклинальных складок. В одном из таких выходов известняков, на склоне примерно в 15 м выше по ручью, в пробе 01299 выделены конодонты очень плохой сохранности. В комплексе представлены *Palmatolepis* cf. *punctata* (Hinde), *Polygnathus* cf. *mosquensis* Litv., указывающие на франский возраст вмещающих отложений, не древнее доманикового горизонта. Следовательно, подстилающая зилаирскую свиту толща кварцитопесчаников с мало-мощными прослойками глинистых и глинисто-углистых сланцев и известковистых песчаников может относиться к франскому ярусу верхнего девона.

Суммируя материалы по всем разрезам, можно сделать заключение, что под зилаирской свитой залегает кремнисто-терригенная толща, связанная с ней, согласно палеонтологическим данным, постепенным переходом. Подчеркиваем, что подстилающие зилаирскую свиту отложения отличаются монотонным строением. Разрез в целом представляет собой чередование кремнистых, кремнисто-глинистых сланцев и кварцевых, а иногда полимиктовых песчаников. В ряде разрезов на разных уровнях отмечаются пачки, прослои и линзы известняков. Но ведущую роль в ее составе играют кремнистые породы. Предыдущими исследователями она выделялась в “бетринскую свиту”.

Анализ всех данных по конодонтовой характеристике отложений, подстилающих зилаирскую свиту, показывает, что следует предложить иную обоснованную трактовку расчленения девонского

разреза Восточно-Зилаирской зоны. Для однозначного понимания содержания разреза мы предлагаем выделить стратон, заключающий в себе стратиграфический объем от нижнего девона до верхнего франа включительно. Для него предложено новое название *новоусмановская толща*. От использования прежнего названия – *бетринская свита* – мы считаем правильным отказаться.

## СОПОСТАВЛЕНИЕ РАЗРЕЗОВ

При анализе палеонтологического материала из разрезов отложений, подстилающих зилаирскую свиту, по конодонтам отчетливо выявляется франская часть разреза, которая, как правило, охарактеризована относительно полными комплексами конодонтов. Вероятно, это обстоятельство в свое время определило выделение в ранге маркирующего стратона ибрагимовского горизонта (Пучков, 1979а). Однако на практике узнавание и выявление этого горизонта как маркирующего крайне затруднены.

Ранее рядом исследователей (Криницкий, Криницкая, 1965; Пучков, 1979а) предполагалось сопоставление кремнистой толщи, подстилающей зилаирскую свиту и определяемой как ибрагимовский горизонт, с мукасовским горизонтом Западно-Магнитогорской зоны. Однако прямое их сопоставление вряд ли оправдано. Без сомнения, интервал, эквивалентный мукасу, в разрезе Восточно-Зилаирской зоны имеет место. Но, если мукасовская свита в своем стратотипе имеет литологически отчетливо выраженные подошву и кровлю и доказанный стратиграфический объем, равный четырем конодонтовым зонам *punctata* – *thenana*, что, действительно делает ее маркером, то “ибрагимовская толща” не имеет явных границ ни в одном разрезе как по литологии, так и по фауне, а стало быть, не может достоверно картироваться. Выделенная в разрезе Ибрагимово и датированная конодонтами кремнисто-терригенная пачка реально сопоставляется с стратоном, занимающим промежуточное положение между зилаирской свитой и подстилающими отложениями и коррелируется не с мукасовской, а с аналогами биягодинской свиты (Артюшкова, Маслов, 2008; Маслов, Артюшкова, 2010).

Поэтому мы считаем, что выделять ибрагимовский горизонт из состава новоусмановской толщи в качестве самостоятельного подразделения вряд ли целесообразно из-за неопределенности его литологического и биостратиграфического содержания. Поскольку объем и возраст “бетринской свиты” в своем первоначальном понимании (силурийско-раннедевонский) пересмотрены и ясно, что это составное стратиграфическое подразделение, есть смысл выделить новый стратон, который имеет свое вещественное наполнение, геологический возраст, стратиграфический объем и ла-

теральное распространение. Ю.Г. Князев (2008)<sup>3</sup>, проводивший геологическое доизучение на листах N-40-XXVIII и N-40-XXXIV, предложил для него название – *новоусмановская толща*. Согласившись в целом с таким предложением, мы принимаем его с оговоркой. В отличие от Ю.Г. Князева мы считаем, что к новоусмановской толще надо относить всю совокупность отложений, залегающих на тупоргасской толще силура и непосредственно подстилающих зилаирскую свиту, включая в нее и франскую их часть. Подобная точка зрения была высказана в свое время К.С. Ивановым (1998а, б). Стратотипической местностью для этого стратона является район урочища Кзыл-Балык по р. Бетеря ниже д. Новоусманово.

Суммируя данные по конодонтам с учетом новых материалов в изученных разрезах Восточно-Зилаирской зоны (Артюшкова, Маслов, 2005, 2008), мы предлагаем следующую схему расчленения девонских отложений, залегающих стратиграфически ниже отложений зилаирской свиты, в сопоставлении с другими структурно-фациальными зонами (рис. 11).

В Курагано-Сакмарской зоне, являющейся продолжением Восточно-Зилаирской зоны на юге, под зилаирской свитой также залегает полная девонская последовательность, представленная преимущественно в кремнистой фации. В ней были выделены местные стратоны: акчуринская толща ( $D_1$ ), удаленные фации утяголовской свиты ( $D_{2ef}$ ) и сарбайская ( $D_{2-3f}$ ) толща (Субрегиональная ..., 1993).

Следует отметить, что в ряде разрезов Западно-Зилаирской зоны, где зилаирская свита залегает на верхнефранских известняках бельской свиты, по-граничный фран-фаменский интервал представлен сланцево-карбонатной пачкой, охарактеризованной конодонтами (Абрамова и др., 1998).

Если коррелировать новоусмановскую толщу с разрезами восточного склона Южного Урала, то очень сходная, преимущественно кремнистая по составу, толща выявлена под зилаирской свитой в Вознесенско-Присакмарской зоне к западу от хр. Ирендык (Стратиграфия ..., 1993; Маслов, Артюшкова, 2002, 2010). Она содержит последовательность коно-

<sup>3</sup> Ю.Г. Князев (2008 г.), согласно (Легенда ..., 1998), выделяет в стратиграфическом разрезе под зилаиром новоусмановскую ( $D_{1-2}$ ) и ибрагимовскую ( $D_{3f}$ ) толщи. Изложенный фактический материал действительно подтверждает присутствие в разрезе франских отложений, причем практически в полном объеме яруса, однако не в первоначальном понимании “статуса” и объема “ибрагимовской толщи” (горизонта) (Пучков, 1979а). Франская часть разреза подзилаирских отложений фиксируется только по находкам конодонтов и на роль маркирующего горизонта данный интервал вряд ли может претендовать. Интервал является верхней частью в последовательности конденсированного разреза девона в Восточно-Зилаирской зоне, либо залегает в основании зилаирской свиты, служа по сути переходом от франа к фамену.

донтовых зон интервала мукасовской свиты верхнего франа, но также включает в себя и стратиграфические интервалы, отвечающие нижней части франского яруса, живетскому и эйфельскому ярусам, объединенным в актаускую свиту. Подстилающими являются вулканомиктовые алевропелиты, кремнисто-глинистые сланцы, яшмоиды и вулканиты баймак-бурибайской свиты верхнего эмса.

Таким образом, в Зилаирской мегазоне, Курагано-Сакмарской зоне, а также в Вознесенско-Присакмарской подзоне<sup>4</sup> Западно-Магнитогорской зоны под зилаирской свитой развита кремнисто-обломочная толща с мощностями, не превышающими 500 м, в которой кремни играют определяющую роль. Сопоставимы их мощности и возрастной объем. Общим для них является присутствие в разрезе разновозрастных кремнистых пачек разной мощности, которые не всегда выдержаны по простирию и могут изменяться на коротких расстояниях. В составе свит присутствуют микститы (конглобрекции), являющиеся, по-видимому, результатом размыва локальных неровностей дна морского бассейна и, возможно, отражающие со-бытийные уровни. Стратоны в упомянутых зонах связаны постепенным переходом с вышележащей зилаирской свитой.

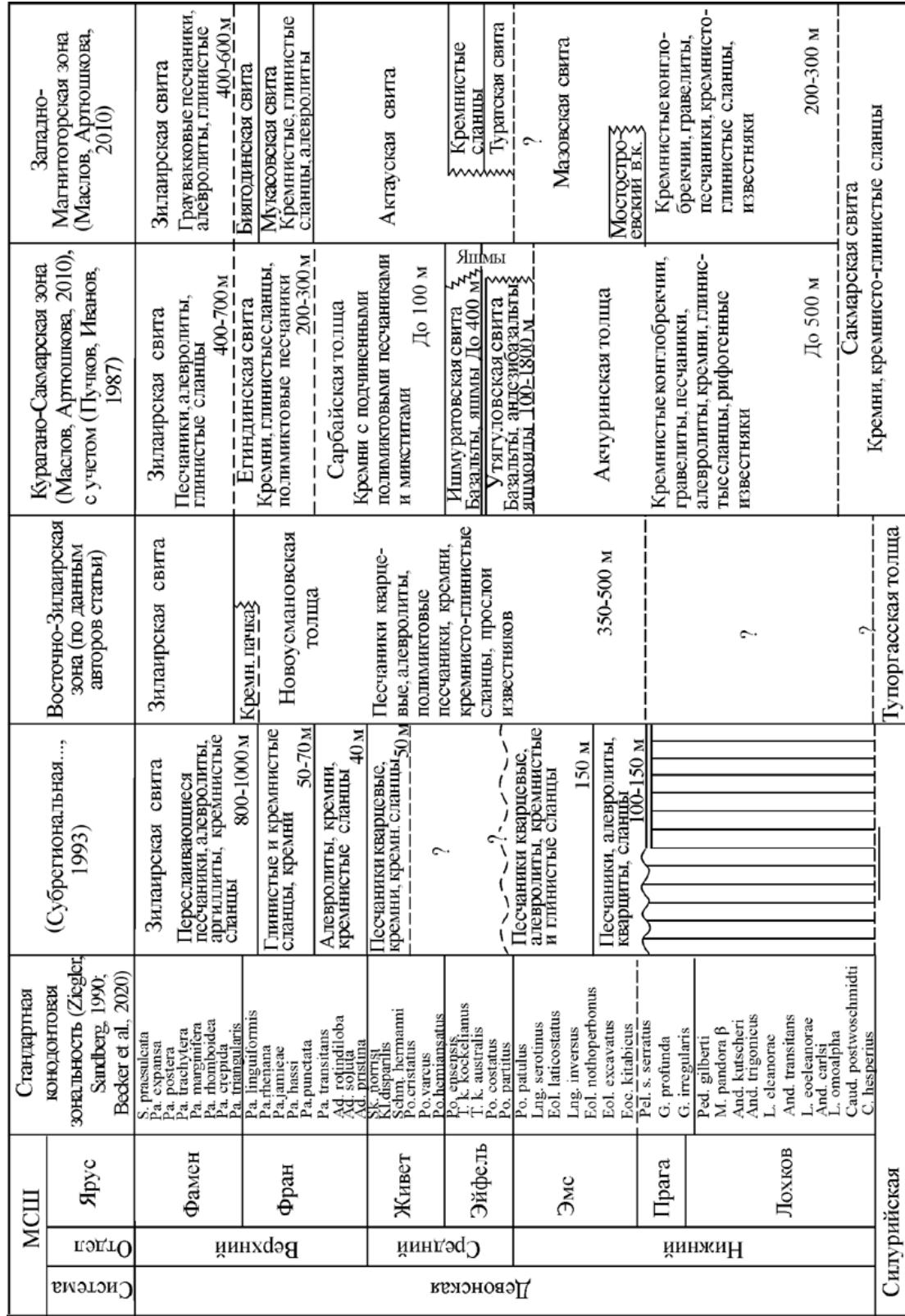
Отличительной особенностью новоусмановской толщи является наличие в разрезе на разных стратиграфических уровнях прослоев известняков.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Находки конодонтов, сделанные в последние годы, свидетельствуют, что стратон, выделенный как новоусмановская толща, являясь в целом литологически выдержанной стратиграфической единицей, вряд ли может быть расченен на самостоятельные стратиграфические подразделения. Во-первых, естественные обнажения весьма редки. Во-вторых, расчленение ее возможно только по конодонтам, которые в достаточной степени измененных породах нечасты и, как правило, имеют очень плохую сохранность. В толще очень сложно выявить маркирующие кремнистые пачки, которые были бы палеонтологически охарактеризованы и выдержаны по площади и в разрезе. Во многих разрезах литологически сходные пачки встречаются в разных стратиграфических интервалах.

Выявленные биостратиграфические интервалы, охарактеризованные конодонтами, позволяют делать сопоставления с биягодинской, мукасовской и актауской свитами Западно-Магнитогорской зоны. Установлены также аналоги верхней части мазовской свиты.

<sup>4</sup> На общность ряда девонских стратонов Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зон указывали многие исследователи (Тищенко и др., 1979; Кориневский, 1988; Черкасов и др., 1990).



**Рис. 11.** Сопоставление схемы расщепления девонских отложений Восточно-Западной зоны с сопредельными районами.

**Fig. 11** The correlation stratigraphic scheme for of Devonian of East-Zilair zone with adjacent zones

**Fig. 11.** The concretion stratigraphic scheme for the Devonian of East-Zhian zone with adjacent zones.

Не вполне ясны нижняя граница новоусмановской толщи и ее взаимоотношения с метаморфическими комплексами Уралтау. Материалы по тупоргасской и белекейской свитам (Пучков, 1979а, 2000; Родионов, Радченко, 1987), дополненные позднее новыми находками палеозойской фауны – соответственно силурийской и ордовикской (Якупов, 2009), позволяют предполагать наличие в этой зоне всей последовательности досреднекаменноугольных отложений палеозоя.

Весь палеонтологический фактический материал однозначно опровергает утверждения М.А. Камалетдинова (1974, 2011) и его сторонников о шарьяжном залегании на зилаирской свите силуро-нижнедевонских толщ.

В целом новоусмановская толща представляет собой комплекс пород, который формировался в условиях батиали на континентальном склоне. Есть основания предполагать существование расчлененного рельефа дна. Присутствие в разрезе новоусмановской толщи среди глубоководных кремнисто-терригенных отложений известняков в нескольких стратиграфических интервалах может быть отражением наиболее крупных трансгрессивно-ретрессивных циклов, обычно отчетливо фиксирующихся в разрезах шельфа. Возможно, вследствие эвстатических изменений уровня моря приподнятые участки оказывались в условиях достаточной аэрации и освещения, способствовавших карбонатонакоплению.

## Благодарности

Авторы признательны ответственному исполнителю работ по ГДП-200 на листах N-40-XXIII и N-40-XXVIII Ю.Г. Князеву и АО “Башкиргеология” за организацию полевых исследований и финансовую помощь в выполнении биостратиграфических исследований. Отдельно выражаем благодарность рецензенту за внимательное прочтение рукописи и сделанные замечания.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамова А.Н., Маслов В.А., Артюшкова О.В., Барышев В.Н. (1998) О нижней границе зилаирской свиты в разрезе у д. Яумбаево. *Ежегодник-1996. Информационные материалы. ИГ УНЦ РАН*. Уфа, 32-34.

Артюшкова О.В. (2009) Биостратиграфия по конодонтам вулканогенно-осадочных отложений девона Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Автoref. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 40 с.

Артюшкова О.В., Маслов В.А. (2005) Стратиграфия “надмукасовских” отложений (фаменский ярус, зилаирская свита) на Южном Урале по конодонтам. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 13(2), 57-73.

Артюшкова О.В., Маслов В.А. (2008) Новые данные по корреляции девонских отложений на восточном борту Зилаирского мегасинклинория (Южный Урал) и некоторые проблемы реконструкции фациальных обстановок. *Типы седиментогенеза и литогенеза их эволюция в истории. Материалы 5-го Всерос. ли-*

тол. совещ. Т. 1. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 35-38.

Артюшкова О.В., Якупов Р.Р., Абрамова А.Н., Маслов В.А. (2003) Новые данные о возрасте “бетринской свиты” на севере Восточно-Зилаирской зоны. *Геол. сборник*, (3), Уфа, ИГ УНЦ РАН, 53-55.

Иванов К.С. (1998а) Новые данные по стратиграфии и тектонике палеозойских терригенно-кремнистых комплексов района массивов Крака. *Палеогеография венда-раннего палеозоя северной Евразии*. Екатеринбург, УрО РАН, 107-113.

Иванов К.С. (1998б) Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 252 с.

Иванов К.С., Пучков В.Н. (2020) О стратиграфии и тектонике Зилаирского синклинория Урала. *Изв. Уральского ГГУ*, 4(60). 67-72. DOI 10.21440/2307-2091-2020-4-67-72

Камалетдинов М.А. (1974) Покровные структуры Урала. М.: Наука, 228 с.

Камалетдинов М.А. (2011) Еще раз о шарьяжах на Урале. *Геол. сборник. Юбил. вып.*, (9). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 147-150.

Ключихин А.В. (1960) Ордовик, силур и нижний девон восточного крыла Зилаирского синклинория на Южном Урале. *Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала*, (7). Уфа: БФАН СССР, 33-36.

Князев Ю.Г., Князева О.Ю. (2008) Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Сер. Южно-Уральская. Л. N-40-XXVIII. Объяснительная записка. Уфа, Башгеолфонд, 185 с.

Кориневский В.Г. (1988) Геологическая история палеоокеанических бассейнов Южного Урала. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., ГИН РАН, 48 с.

Криницкий Д.Д., Криницкая В.М. (1965) Об открытии на юге Башкирии силурийских отложений среди древних толщ западного склона хребта Урал-Тау. *Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала*, 4. М.: Недра, 37-39.

Криницкий Д.Д., Криницкая В.М. и др. (1968) Геологическое строение района верховьев рек Суваняка и Каны на Южном Урале. Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 50 000 Ишской партии за 1963-1967 гг. Уфа, Башгеолфонд, 333 с.

Легенда Южно-Уральской серии листов государственной геологической карты Российской Федерации 1 : 200 000 (1998) (Гл. ред. Ю.Р. Беккер). СПб.: ВСЕГЕИ, 152 с.

Маслов В.А., Артюшкова О.В. (2002) Стратиграфия и корреляция девонских отложений Сибай-Баймакского района Башкирии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 190 с.

Маслов В.А., Артюшкова О.В. (2010) Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 288 с.

Общегеографический региональный атлас: Республика Башкортостан. (1999) 1-е изд. М.: ЦЭВКФ, 128 с.

Ожиганов Д.Г. (1941) Геология хребта Урал-Тау и района перidotитового массива Южный Крака. *Тр. Башкирского геологического управления*, 12. М.; Л.: Госгеолиздат, 103 с.

Ожиганов Д.Г. (1955) Стратиграфия и фациальные особенности силурийских отложений западного склона Южного Урала. Уч. зап. Башкирского пединститута, IV. Уфа, 55-92.

Пучков В.Н. (1979а) Находки девонских конодонтов на западном склоне Урала и их значение для стратиграфии палеозоя лемвинского типа. Конодонты Урала и их стратиграфическое значение. *Тр. Института геологии и геохимии*. Вып. 145. Свердловск: УНЦ АН СССР, 33-52.

Пучков В.Н. (1979б) Батиальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 260 с.

Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 146 с.

Пучков В.Н., Барышев В.Н., Пазухин В.Н. (1998) Новые данные по стратиграфии терригенно-кремнистого девона на западном склоне Башкирского Урала. *Ежегодник-1996*. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 24-31.

Пучков В.Н., Иванов К.С. (1984) Оползневые отторженцы мелководных известняков в Сакмарской зоне Южного Урала. *Докл. АН СССР*, **276**(4), 935-939.

Пучков В.Н., Иванов К.С. (1987) К стратиграфии верхнедевонско-нижнекаменноугольных толщ Сакмарской зоны. *Новые данные по геологии Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 84-93.

Радченко В.В., Родионов В.Ю., Цветкова А.А., Кушарова Л.Г., при участии Черникова А.П. (1986) Отчет по теме “Оценка перспектив восточного крыла Зилаирского мегасинклиниория и зоны сочленения его с антиклиниорием Урал-Тау на сульфидное и другое оруденение” за 1983–1986 гг. В 3 т. Т. 1 – текст. Уфа, Башгегонфond, 290 с. (Не опубл.)

Решетников Н.Ф., Петров О.М. (1966) Геологическое строение центральной части Южного Урала в районе г. Белорецка (отчет Серменевской геолого-съемочной партии за 1962–66 гг.). Кн. 1. Уфа, Башгегонфond, 325 с.

Родионов В.Ю., Радченко В.В. (1987) О возрасте и рудоносности отложений зоны сочленения Зилаирского мегасинклиниория и Уралтауского антиклиниория. *Материалы по геологии и геоморфологии Урала и Приуралья*. Уфа: БФ АН СССР, 70-75.

Родионов В.Ю., Радченко В.В. (1988) О стратиграфии палеозойских отложений восточного крыла Зилаирского синклиниория. *Биостратиграфия девона и карбона Урала*. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 15-22.

Садрисламов Б.М. и др. (2001) Отчет по теме “Биостратиграфия палеозойских отложений южной части мегантиклиниория Уралтау и Зилаирского мегасинклиниория” за 1991–2001 годы. Уфа, Башгегонфond, 194 с.

Стратиграфия и корреляция вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. (1993) В.А. Маслов, В.Л. Черкасов, В.Т. Тищенко, И.А. Смирнова, О.В. Артюшкова, В.В. Павлов. Уфа: УНЦ РАН, 216 с.

Субрегиональная стратиграфическая схема девонских отложений западного Урала. Н.Я. Анцыгин, Б.И. Попов, Б.И. Чувашов (ред.) (1993). Л. 12. Екатеринбург. *Стратиграфические схемы Урала*. Екатеринбург.

Тищенко В.Т., Иркатаев Ш.К. и др. (1983) Отчет по глубинному геологическому картированию масштаба 1 : 50 000 территории листов М-40-9-В (в, г); М-40-21-А, В; М-40-33-А, В (а, б) в 1978–1983 гг. (ст. Халилово). Кн. 1. Оренбург, 197 с.

Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. (1980) (Ред. М.Г. Брейвель, Г.Н. Папулов, А.Н. Ходалевич) Л. 7 Свердловск.

Черкасов В.Л., Смирнова И.А., Тищенко В.Т. (1990) О возрасте рудовмещающих толщ и колчеданного оруденения Оренбургского Урала. *Сов. геология*, (7), 46-52.

Якупов Р.Р. (2008) Хитинозои из метаморфических комплексов Уралтау (Южный Урал). *Новости палеонтологии и стратиграфии*. Приложение к журналу “Геология и геофизика”, **49**(10-11), 184-186. Новосибирск: Изд-во СО РАН.

Якупов Р.Р. (2009) Хитинозои из метаморфизованных толщ Южного Урала. *200 лет отечественной палеонтологии* Мат-лы Всерос. совещ. М.: ПИН, 142.

Becker R.T., Marshall J.E.A., Da Silva A.-C. with contributions by F.P. Agterberg. (2020) In: Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (eds), *The Geologic Time Scale* Vol. 2. Part IV. Geologic Periods: Phanerozoic. Chapter 22. The Devonian Period. Elsevier, 733-810.

Ziegler W., Sandberg C.F. (1990) The Late Devonian Standart Conodont Zonation. *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, **121**, 1-115.

## REFERENCES

Abramova A.N., Maslov V.A., Artyushkova O.V., Baryshev V.N. (1998) Lower boundary of Zilair Formation in the Yaumbaev section. *Ezhegodnik-1996*. Ufa, IG USC RAS, 32-34. (In Russ.).

Artyushkova O.V. (2009) The conodont biostratigraphy of the volcanic-sedimentary Devonian deposits of the Magnitogorsk megazone of the Southern Urals. Author's abstr. Dr. geol. and min. sci. diss. Novosibirsk, IPGG SB RAS, 40 p. (In Russ.)

Artyushkova O.V., Maslov V.A. (2005) Conodont stratigraphy of sediments overlying the Mukasovo Formation in the South Urals (Famennian Stage, Zilair Fm). *Stratigr. Geol. Korrel.*, **13**(2), 57-73. (In Russ.)

Artyushkova O.V., Maslov V.A. (2008) New data on correlation of Devonian deposits on the Eastern slope of Zilair megasynclinorium (The Southern Urals). *Types of sedimentogenesis and lithogenesis and their evolution in history. Proc. 5<sup>th</sup> All-Russian lithological conference*. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 1, 35-38. (In Russ.)

Artyushkova O.V., Yakupov R.R., Abramova A.N., Maslov V.A. (2003) New data on the age of the “Beterya suite” in the northern part of the East Zilair zone. *Geol. collection*, (3). Ufa, IG USC RAS, 53-55. (In Russ.)

Becker R.T., Marshall J.E.A., Da Silva A.-C. with contributions by F.P. Agterberg, (2020) In: F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg (eds), *The Geologic Time Scale*. Vol. 2. Part IV. Geologic Periods: Phanerozoic. Chapter 22. The Devonian Period. Elsevier, 733-810.

Cherkasov V.L., Smirnova I.A., Tishchenko V.T. (1990) On the age of the orebearing strata and pyrite mineralization. *Sov. Geologiya*, (7), 46-52. (In Russ.)

General geographic regional Atlas: Republic of Bashkortostan. (1999) 1st ed. Moscow, CEVKF Publ., 128 p. (In Russ.)

Ivanov K.S. (1998a) New data on the stratigraphy and tectonics of Paleozoic terrigenous-siliceous complexes of the Kraka area. *Paleogeography of the Vendian-Early Paleozoic of Northern Eurasia*. Ekaterinburg, UrO RAN, 107-113. (In Russ.)

Ivanov K.S. (1998b) The main features of the geological history (1.6–0.2 Ba) and the structure of the Urals. *Doct. geol. and min. sci. diss.* Ekaterinburg, IG UrO RAN,

252 p. (In Russ.)

Ivanov K.S., Puchkov V.N. (2020) On the stratigraphy and tectonics of the Zilair Synclinorium of the Urals. *News of the Ural State Mining Univ. Iss. 4*(60), 67-72. DOI 10.21440/2307-2091-2020-4-67-72

Kamaletdinov M.A. (1974) The Napper structures of the Urals. Moscow, Nauka Publ., 228 p. (In Russ.)

Kamaletdinov M.A. (2011) Once again on overtrusts in the Urals. *Geol. collection, (9). Unniversary issiu*. Ufa, IG USC RAS, 147-150. (In Russ.)

Klochikhin A.V. (1960) Ordovician, Silurian and the Lower Devonian of the Zilair synclinorium eastern slope in the Southern Urals. *The problems of Geology of Eastern bord of Russia Plate and Southern Urals*, (7). Ufa, BFAN SSSR, 33-36. (In Russ.)

Knyazev Yu.G., Knyazeva O.Yu. (2008) The State geological map of the Russian Federation 1 : 200 000 scale, Sheet N-40-XXVIII. South Ural's series. Explanatory note. Ufa, Bashgeofond, 185 p. (In Russ.)

Korinevskii V.G. (1988) *The geological history of the Southern Urals paleoceanic basins*. Author's abstr. Dr. geol. and min. sci. diss. Moscow, GIN RAS, 48 p. (In Russ.)

Krinitzkii D.D., Krinitzkaya V.M. (1965) On the discovery of the Silurian deposits within the ancient strata on the western slope of the Uraltau ridge in the Southern Bashkiria. *Materials on Geology and minerals of the Southern Urals*, 4. Moscow, Nedra Publ., 37-39. (In Russ.)

Krinitzkii D.D., Krinitzkaya V.M. (1968) Geological structure in the upper reaches of the Suvan'yak and Kana rivers area on the Southern Urals. The report of Ishei party on geological survey of 1 : 50 000 scale for the 1963-1967 Ufa, Bashgeofond, 333 p. (In Russ., unpublished)

Legend to the State Geological map of the Russian Federation for the South Ural's series of sheets in 1 : 200 000 scale. 2<sup>nd</sup> ed. (1998) (Ed. Yu.R. Bekker). St.Petersburg, VSEGEI Publ., 152 p. (In Russ.)

Maslov V.A., Artyushkova O.V. (2002) Stratigraphy and correlation of the Devonian deposits in Sibai-Baimak location of Bashkiria. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 198 p. (In Russ.)

Maslov V.A., Artyushkova O.V. (2010) Stratigraphy and correlation of the Devonian deposits in the Magnitogorsk Megazone of the Southern Urals. Ufa, DesignPolygraph-Servis Publ., 288 p. (In Russ.)

Ozhiganov D.G. (1941) Geology of the Ural-Tau ridge and of the area of the peridotite massif of Southern Kraka. *Proc. Bashkir. Geol. Depart.*, 12. M., L.: Gosgeolizdat Publ., 103 p. (In Russ.)

Ozhiganov D.G. (1955) Stratigraphy and facies characteristics of the Silurian deposits in the Western slope of the Southern Urals. *Uch. Zap. Bashkirskogo Pedinstituta*, IV, Ufa, 55-92. (In Russ.)

Puchkov V.N. (1979a) Finds of conodonts in the Devonian on the Western slope of the Urals and their significance for the Paleozoic stratigraphy. *Conodonts of the Urals and their stratigraphic significance*. Tr. IGG, UNTs AN SSSR, (145). Sverdlovsk, 33-52. (In Russ.)

Puchkov V.N. (1979b) The bathyal complexes of the passive margins in the geosynclinal regions. Moscow, Nauka Publ., 260 p. (In Russ.)

Puchkov V.N. (2000) Paleogeodynamics of the South and Middle Urals. Ufa, Dauriya Publ., 146 p. (In Russ.)

Puchkov V.N., Baryshev V.N., Pazukhin V.N. (1998) New data on the stratigraphy of terrigenous-siliceous Devonian on the Western slope of the Bashkir Urals. *Ezhegodnik-1996*. Ufa, IG USC RAS, 24-31. (In Russ.)

Puchkov V.N., Ivanov K.S. (1984) Landslide blocks of the shallow limestones in the Sakmar zone of the Southern Urals. *Dokl. AN SSSR*, 276(4), 935-939. (In Russ.)

Puchkov V.N., Ivanov K.S. (1987) On the stratigraphy of the Upper Devonian-Lower Carboniferous strata in the Sakmar zone. *New data on the geology of the Urals* Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 84-93. (In Russ.)

Radchenko V.V., Rodionov V.Yu., Tsvetkova A.A., Kushirova L.G., with participation of Chernikova A.P. (1986) Report on the project "Assessment of the prospects of the Eastern side of the Zilair megasinklinorium and its joint zone with the Ural-Tau anticlinorium for sulphide and other mineralisation" V. 1. Ufa, Bashgeofond, 290 p. (In Russ., unpublished)

Reshetnikov N.F., Petrov O.M. (1966) Geological structure of the central part of the Southern Urals in the Beloretsk City area (the report of the Sermenevskaya geological survey party for 1962-66's). Book 1. Ufa, Bashgeofond, 325 p. (In Russ., unpublished)

Rodionov V.Yu., Radchenko V.V. (1987) On the age and ore deposits in the joint zone of the Zilairskiy megasynclinorium and Ural-Tau anticlinorium (South Urals). *Materials on Geology and Geomorphology of the Urals and Pre-Urals*. Ufa, BFAN SSSR Publ., 70-75. (In Russ.)

Rodionov V.Yu., Radchenko V.V. (1988) On the stratigraphy of Paleozoic deposits of the Eastern slope of Zilairsky synclinorium. *Biostratigraphy of the Devonian and Carboniferous of the Urals*. Ufa, BF AN SSSR Publ., 15-22. (In Russ.)

Sadrislamov B.M. (2001) The report of the project "Biostratigraphy of Paleozoic deposits of the Southern part of the Uraltau anticlinorium and the Zilair megasinklinorium" for the 1991-2001. Ufa, Bashgeofond, 194 p. (In Russ., unpublished)

Stratigraphy and correlation of the Middle Paleozoic volcanic complexes in major copper-pyrite regions of the South Urals. (1993) V.A. Maslov, V.L. Cherkasov, V.T. Tishchenko, I.A. Smirnova, O.V. Artyushkova, V.V. Pavlov. (Ed. V.A. Maslov) Ufa, UNTs RAN, 217 p. (In Russ.)

Subregional stratigraphic chart for Devonian of the Western slope of Urals. (1993) *Stratigraphic charts of the Urals (Precambrian, Paleozoic)*. Sheet 12. (1993) Ekaterinburg, IGG UB RAS, Roskomnedra Publ. (In Russ.)

Unified and correlative stratigraphic charts of the Urals. (Eds M.G. Breivel', G.N. Papulov, A.N. Khodalevich). List 7. Sverdlovsk. (In Russ.)

Tishchenko V.T., Irkatanov Sh.K. (1983). Report on deep geological mapping of the 1 : 50 000 scale on the territory of the sheets M-40-9-C (c, d); M-40-21-A, C; M-40-33-A, C (a, b) in 1978-1983's. (Khalilovo st.). Book 1. Orenburg, NGRE, 197 p. (In Russ., unpublished)

Yakupov R.R. (2008) Chitinozoa in the metamorphic complexes of the Uraltau Zone (South Urals). *Novosti paleontologii i stratigrafi*. Prilozheniye k zhurnal Geologiya i Geofizika, 49(10-11). Novosibirsk, SB RAS Publ., 184-186.

Yakupov R.R. (2009) Chitinozoa from metamorphic rocks of Southern Ural. *200 years of National paleontology*. Proceeding of All-Russian conference, Moscow 20-22 October 2009. Moscow, PIN RAS Publ., 142. (In Russ.)

Ziegler W., Sandberg C.F. (1990) The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, 121, 1-115.

## Использование структурных дефектов в кварце для определения источников сноса и условий формирования осадочных отложений (на примере кварца осадочных пород Центральных Кызылкум)

Л. Т. Раков

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

Поступила в редакцию 13.08.2021 г., принята к печати 12.11.2021 г.

**Объект исследований.** Состав и закономерности распределения структурных дефектов в обломочном кварце осадочных пород. **Материал и методы.** Материалом для исследований стал кварц, отобранный из керна двух скважин, вскрывших отложения неогена, палеогена и мела в породах Центральных Кызылкум. Регистрация и определение концентраций структурных дефектов в обломочном кварце проводились методом ЭПР. Их стабильность в кварце в природных условиях оценивалась путем сравнения концентраций дефектов в приповерхностной и глубинной зонах кварцевых зерен. Для изучения пространственного расположения структурных дефектов в минерале использовалась обработка кварцевых зерен в НФ. Генетический анализ обломочного кварца осуществлялся с применением методик, апробированных при изучении кварца кристаллических горных пород. **Результаты.** Обнаружено присутствие в кварце изоморфных примесей Al, Ti и Ge, радиационных  $E_1$ -, Al-O<sup>-</sup>- и Ti-центров, а также других парамагнитных центров, обладающих генетической информативностью. Установлено, что распределение изоморфных примесей в обломочном кварце близко к первоначальному, сложившемуся в момент образования минерала. Это создает предпосылки для выявления генетически близких образцов кварца и отнесения их к определенным источникам сноса. Для случая осадочных пород Центральных Кызылкум получено подтверждение, что их формирование происходило за счет двух основных источников сноса терригенного материала. Показана целесообразность применения радиационных центров с разной термической стабильностью для изучения радиационной предыстории кварца и условий формирования месторождений урана. **Выводы.** Полученные данные свидетельствуют, что обломочный кварц осадочных отложений сохраняет основную часть генетически значимых структурных дефектов, образованных при кристаллизации. Наиболее важными из них являются изоморфные примеси Al, Ti и Ge. Закономерности их распределения, наряду с распределением радиационных дефектов в кварце, способны нести информацию об источниках сноса обломочного материала и другие сведения об условиях осадконакопления и связанного с ним формирования месторождений полезных ископаемых.

**Ключевые слова:** обломочный кварц, структурные дефекты, ЭПР, источники сноса, урановые месторождения

### Источник финансирования

Исследования проведены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 19-05-00476)

## The use of lattice defects in quartz to determine provenance and conditions for the formation of sedimentary deposits (using the example of quartz from sedimentary rocks of the Central Kyzylkum)

Leonid T. Rakov

Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry IGEM of RAS 35 Staromonetnyi lane, Moscow 119017, Russia, e-mail: rakovlt@mail.ru

Received 13.08.2021, accepted 12.11.2021

**Для цитирования:** Раков Л.Т. (2022) Использование структурных дефектов в кварце для определения источников сноса и условий формирования осадочных отложений (на примере кварца осадочных пород Центральных Кызылкум). *Литосфера*, 22(1), 39–54. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-1-39-54>

**For citation:** Rakov L.T. (2022) The use of lattice defects in quartz to determine provenance and conditions for the formation of sedimentary deposits (using the example of quartz from sedimentary rocks of the Central Kyzylkum). *Lithosphere (Russia)*, 22(1), 39–54. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-1-39-54>

*Research subject.* The composition and distribution patterns of lattice defects in the clastic quartz of sedimentary rocks. *Material and methods.* Quartz collected from the core of two wells uncovering the Neogene, Paleogene and Cretaceous deposits in the rocks of the Central Kyzylkum. The registration and determination of the concentrations of lattice defects in detrital quartz were carried out by the EPR spectroscopy. Their stability in quartz under natural conditions was evaluated by comparing the concentrations of lattice defects in the near-surface and deep zones of quartz grains. The etching of quartz grains in HF was used to study the spatial location of lattice defects in the mineral. The genetic analysis of detrital quartz was carried out using the methods tested in the study of quartz from crystalline rocks. *Results.* The presence of substitutional Al, Ti, and Ge impurities, radiation induced  $E_1^-$ , Al–O<sup>-</sup> and Ti-centers, as well as other paramagnetic centers possessing genetic information was found in quartz. The distribution of substitutional impurities in clastic quartz is close to their original distribution formed at the time of the mineral formation. This creates the prerequisites for identifying genetically similar quartz samples and attributing them to the certain provenance. The formation of sedimentary rocks of the Central Kyzylkum occurred due to two main provenance sources of terrigenous material. The expediency of using radiation induced centers with different thermal stability for studying the radiation prehistory of quartz and the conditions for the formation of uranium deposits is demonstrated. *Conclusion.* The clastic quartz of sedimentary deposits retains the main part of the genetically significant lattice defects formed during crystallisation. The most important of them are Al, Ti, and Ge isomorphic impurities. The regularities of their distribution, along with the distribution of radiation induced lattice defects in quartz, are able to carry information about the provenance of detrital material and the conditions of sedimentation and associated formation of mineral deposits.

**Keywords:** *detrital quartz, lattice defects, EPR, provenance, uranium deposits*

#### **Funding information**

*The research was carried out with the financial support of the Russian Foundation for Basic Research (project No. 19-05-00476)*

## **ВВЕДЕНИЕ**

Выяснение условий формирования осадочных толщ и реконструкция источников сноса важны для изучения генезиса россыпных и экзогенных эпигенетических месторождений полезных ископаемых. Критериями для определения области сноса могут служить гранулометрический состав осадков, морфология аллотигенных минералов, их типоморфные свойства и ряд других признаков. При этом в качестве объектов анализа выбирают наиболее устойчивые к выветриванию и разрушению минералы. Одним из них является обломочный кварц, использование которого в решении указанных задач получило широкое распространение. Роль основных литологических признаков для него играют сферичность и изометричность кварцевых зерен, их поликристалличность, блочность и другие характеристики, определяемые методами оптической микроскопии (Симанович, 1978; Passchier et al., 1997; Ялышева, 2010).

Однако морфологическими и микроскопическими показателями не исчерпываются возможности обломочного кварца как минерала-индикатора литогенеза. В качестве литологически значимых признаков могут выступать наноразмерные дефекты его кристаллической структуры: изоморфные примеси, кислородные вакансии, кластеры и др. Состав и количество этих дефектов являются содержательными характеристиками кварца и имеют важное генетическое значение (Щербакова и др., 1976; Юргенсон, 1984; Моисеев, 1985; Вотяков и др., 1993;

Раков, Шурига, 2009). Их распределение в кварце кристаллических горных пород несет разностороннюю информацию об условиях минералообразования. Большинство из возникающих в кварце структурных нарушений относятся к группам генетических и радиационных дефектов (Раков, 2007). Генетические дефекты образуются в процессе формирования кварца и потенциально могут нести информацию об источниках сноса. Дефекты радиационной группы отражают радиационную предысторию минерала за весь период его существования и способны характеризовать как источники сноса, так и условия осадконакопления.

Одним из важнейших методов изучения наноразмерных структурных дефектов является метод электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) (Марфунин, 1975). Он позволяет обнаруживать широкий круг точечных дефектов в кристаллической решетке кварца и проводить количественное измерение их концентраций.

Наибольший интерес для генетического анализа кварца представляют изоморфные примеси Al, Ti и Ge, замещающие в его кристаллической структуре атомы кремния (Weil, 1984). Было показано, что для генетически близких образцов кварца концентрации изоморфных примесей линейно взаимосвязаны между собой, т.е. их графики (изогены) описываются прямыми линиями (Раков, Шурига, 2009). Выделение подобных групп кварца имеет важное практическое значение, поскольку каждая из них связана с определенной стадией или этапом процесса минералообразования.

До сих пор закономерности распределения изоморфных примесей рассматривались только для кварца кристаллических горных пород. В них после своего образования кварц подвергается процессам динамической рекристаллизации, а после остывания вмещающих пород находится в постоянных физико-химических условиях. Данная обстановка благоприятна для формирования изоморфных примесей в кварце и стабильного существования их в течение длительного времени (Раков и др., 2019). Кварц осадочных пород за свою предысторию претерпевает большее влияние окружающей среды, что может отразиться на распределении изоморфных примесей. Выяснение характера их поведения в этих условиях требует отдельного изучения.

В настоящей статье рассматривается возможность использования распределения изоморфных примесей в образцах кварца из осадочных отложений для получения геологической информации. Постановка такого вопроса преследует цель разработать методологию исследования осадконакопления с помощью метода ЭПР и выявить новые признаки источников сноса при формировании осадочных толщ. Их применение повысит надежность и достоверность результатов изучения образования осадочных отложений и связанных с ними россыпных и экзогенных эпигенетических месторождений. Использование метода ЭПР в этих целях отмечалось и ранее (Лютюев, Макеев, 2013).

Кроме изоморфных примесей в данной работе рассматриваются перспективы использования точечных радиационных дефектов. Из них особое внимание уделяется  $E_1$ -централам, обусловленным кислородными вакансиями в кварце (Weeks, 1956).

Исследования проводились на образцах кварца из керна скважин, пробуренных в осадочных породах Центральных Кызылкум. Изучению геологии и созданию схем стратиграфического расчленения отложений для данного района посвящен ряд публикаций (Миркамалова и др., 1972; Чедия, 1986).

## ИССЛЕДУЕМЫЙ МАТЕРИАЛ

Кварц отбирался из образцов песка и песчаника, полученных из керна двух скважин, пробуренных в 1980-х гг. на северо-восточном склоне Кенимекского артезианского бассейна вблизи населенного пункта Кетменчи (Западный Узбекистан). Скважины, расположенные на расстоянии не более 100 м друг от друга, вскрыли отложения неогена, палеогена и мела, залегающие почти горизонтально на глубинах до 600 м. В разрезе можно выделить несколько интервалов, которые фиксируют перерывы в осадконакоплении. Связь между глубиной  $h$  залегания кварца и возрастом соответствующих отложений позволяет установить стратиграфическая колонка, представленная на рис. 1.

При этом в кварце не было выявлено морфологических особенностей, позволяющих определить его вероятные источники.

В соответствии с принятой в 1980-х гг. схемой стратиграфического расчленения (Афанасьев, Зыков, 1985) и по прямым наблюдениям в керне в разрезе было выделено пять основных платформенных формаций (Раков и др., 1991).

1)  $K_2t+sn$  (турон–нижний сенон) – песчано-глинистая сероцветная континентальная, представлена отложениями аллювиального комплекса приморской равнины. Результаты палеографических и палеотектонических построений свидетельствуют, что поступление обломочного материала осуществлялось крупной транзитной рекой из областей Казахского щита.

2)  $K_2sn$  (верхний сенон) – песчано-глинистая сероцветная, морская; песчаные отложения представлены осадками прибрежья. Формирование отложений обеспечивалось за счет размывания местных пологих поднятий, причем размыванию могли подвергаться ранее накопленные отложения мела.

3)  $\Omega_1$  (палеоцен) – карбонатно-сульфатная лагунная, представлена известняками и доломитами с прослойями гипсов, ангидритов и кварцевых песчаников. Источники материала оставались прежними – местные области сноса.

4)  $\Omega_2$  (эоцен) – глинистая сероцветная морская, представлена отложениями открытого моря. Область сноса становится неопределенной.

5)  $\Omega_3$  (олигоцен-сарбатырская свита) – глинистая красноцветная континентальная, представлена морскими и озерными отложениями с прослойями песчаников. Осадки сарбатырской свиты, вероятно, накоплены благодаря размыванию местных поднятий, сложенных отложениями мела и палеогена. Они фиксируют региональную регрессию моря.

Отложения, расположенные выше, связаны с орогенезом, начавшимся в Центральных Кызылкумах, явные признаки которого проявляются в миоцене (Чедия, 1986). Эти осадки представлены двумя формациями:  $\Omega_3-N_1$  (агитминской свитой) и  $N_2$  (калканатинской и базильбекской свитами). Области сноса осадков разные. Если агитминские отложения фиксируют развитие горных поднятий со-предельного Тянь-Шаня, который стал главным источником обломочного материала, то калканатинские и базильбекские осадки указывают на формирование местных поднятий, вскрытых до отложений складчатого фундамента и также ставших областями сноса. С формациями  $\Omega_3-N_1$  и  $N_2$  связаны месторождения ряда полезных ископаемых, в частности урана (Давыдова, Львова, 1969).

В разрезе выделяются несколько интервалов, фиксирующих перерывы в осадконакоплении. Три из них характеризуются достаточно большой протяженностью, в результате чего в разрезе отсутствуют осадки датского яруса и низов палеоце-

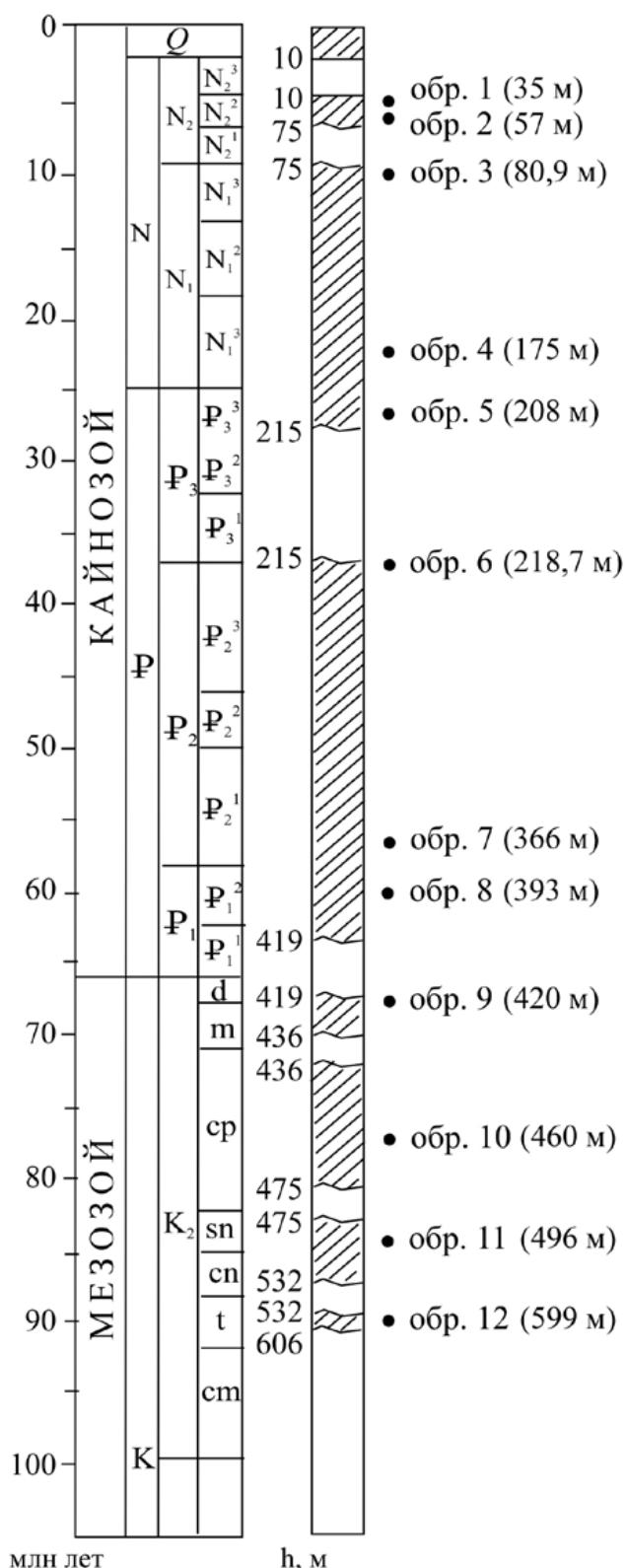


Рис. 1. Сводная стратиграфическая колонка двух скважин, пробуренных в осадочных породах на северо-восточном склоне Кенимехского артезианского бассейна.

Штриховкой обозначены интервалы отбора керна, отсутствие штриховки – перерывы в осадконакоплении. Указаны места отбора исследованных образцов кварца (залитые кружки), отмечены их номера и глубина залегания  $h$ .

Fig. 1. Summary stratigraphic column of two wells drilled in sedimentary rocks on the north-eastern slope of the Kenimeh Artesian basin.

Hatching indicates the intervals of core sampling, the absence of hatching indicates breaks in sedimentation. The places of selection of the studied quartz samples (filled circles) and their numbers and the depth of occurrence  $h$  are marked.

на, отложения верхов олигоцена и низов миоцена, а также осадки верхов миоцена и низов плиоцена. Кроме того, отмечаются перерывы в осадконакоплении в основании морских отложений маастрихта и кампана и в аллювиальной пачке нижнего сенона (см. рис. 1).

Для исследований было привлечено 12 проб, отобранных из керна обеих скважин. Каждая из них имела размеры не более 1–2 см и характеризовала определенный стратиграфический уровень осадочных толщ.

Из этих проб выделялись недробленые зерна кварца различной формы и цвета, сохранившие естественную поверхность и имеющие крупность ( $-0.5...+0.25$ ) мм. Изучению зерен посвящено несколько публикаций, в которых рассматривались различные стороны поведения структурных дефектов в кварце в условиях залегания в осадочных породах (Раков и др., 1991; Раков, 2007, 2009). В частности, была проведена оценка времени жизни некоторых радиационных центров в обломочном кварце (Раков, 2007), исследована динамика их накопления в минерале при низких содержаниях урана во вмещающей породе (Раков и др., 1991), выяснена роль щелочных ионов в изоморфизме в кварце (Раков, 2009), рассмотрена природная диффузия структурных примесей в кварцевых зернах в природных условиях (Раков, 1992) и др. В настоящей работе изучаются генетические свойства структурных дефектов в обломочном кварце и оценивается возможность использовать их для определения источников сноса терригенного материала и выяснения условий осадконакопления. При этом особое внимание уделяется изучению влияния физического и химического выветривания горных пород на стабильность структурных дефектов в кварце. Без рассмотрения этого вопроса нельзя судить о достоверности получаемой геологической информации.

Лабораторные номера изученных образцов кварца и глубины  $h$ , с которых они были отобраны, указаны в табл. 1.

Таблица 1. Распределение концентраций парамагнитных дефектов в исследованных образцах кварца

Table 1. Paramagnetic defects concentrations in the studied quartz samples

| Лабор. номер | Глуби-на h, м | Изоморфные примеси                      |   |   |   |   | Радиационные дефекты                                  |   |   |  | Парамагнитные центры, присутствующие в кварце в малых количествах |           |                       |
|--------------|---------------|---|---|---|---|---|---|---|---|--|---|-----------|-----------------------|
|              |               | $N_{\text{Al}}$ ,<br>$10^{17}$<br>деф/г | $(N_{\text{Al}})^{\text{HF}}$ ,<br>$10^{17}$<br>деф/г | $N_{\text{Ti}}$ ,<br>$10^{16}$<br>деф/г | $(N_{\text{Ti}})^{\text{HF}}$ ,<br>$10^{16}$<br>деф/г | $N_{\text{Ge}}$ ,<br>$10^{15}$<br>деф/г | $(N_{\text{Ge}})^{\text{HF}}$ ,<br>$10^{15}$<br>деф/г | $(C_{\text{E}})^{\gamma+\beta}$ ,<br>$10^{15}$<br>деф/г | $(C_{\text{E}})^{\alpha}$ ,<br>$10^{15}$<br>деф/г | $(C_{\text{Al}})^{\text{HF}}$ ,<br>$(N_{\text{Al}})^{\text{HF}}$ | $(C_{\text{Ti}})^{\text{HF}}$ ,<br>$(N_{\text{Ti}})^{\text{HF}}$  | T- центры | Органические радикалы |
| 1            | 35            | 7.6                                     | 8.2   | 6.6                                     | 9.0   | 1.4                                     | 1.7   | 0.57  | 2.4   | 0.29   | 0.26  | Обн.      | Н. о.                 |
| 2            | 57            | 7.8                                     | 6.8   | 7.1                                     | 8.3   | 1.5                                     | 1.8   | 0.39  | 0.60  | 0.35   | 0.31  | Обн.      | Н. о.                 |
| 3            | 80,9          | 8.9                                     | 10.2  | 5.5                                     | 9.1   | 1.3                                     | 1.85  | 0.54  | 0.64  | 0.23   | 0.25  | Обн.      | Н. о.                 |
| 4            | 175           | 5.1                                     | 4.3   | 3.4                                     | 4.2   | 0.90                                    | 0.75  | 0.52  | 1.0   | 0.39   | 0.36  | Н. о.     | Обн.                  |
| 5            | 208           | 5.8                                     | 4.9   | 3.6                                     | 3.9   | 1.0                                     | 1.4   | 0.55  | 1.5   | 0.42   | 0.46  | Н. о.     | Обн.                  |
| 6            | 218,7         | 3.3                                     | 3.7   | 1.4                                     | 2.8   | 0.50                                    | 0.70  | 0.50  | 1.5   | 0.43   | 0.54  | Н. о.     | —                     |
| 7            | 366           | 8.5                                     | 8.4   | 7.0                                     | 9.7   | 1.4                                     | 2.0   | 0.49  | 1.7   | 0.17   | 0.15  | Обн.      | Н. о.                 |
| 8            | 393           | 8.1                                     | 8.3   | 6.3                                     | 9.1   | 1.6                                     | 2.1   | 0.44  | 1.3   | 0.16   | 0.14  | Обн.      | Н. о.                 |
| 9            | 420           | 9.1                                     | 10.0  | 8.2                                     | 11.5  | 1.2                                     | 1.7   | 0.51  | 1.6   | 0.11   | 0.13  | Обн.      | Н. о.                 |
| 10           | 460           | 9.0                                     | 10.4  | 8.2                                     | 12.4  | 1.4                                     | 1.8   | 0.57  | 2.0   | 0.10   | 0.10  | Обн.      | Н. о.                 |
| 11           | 496           | 9.5                                     | 10.9  | 6.5                                     | 13.0  | 1.2                                     | 1.7   | 0.54  | 1.9   | 0.07   | 0.10  | Обн.      | Н. о.                 |
| 12           | 599           | 8.5                                     | 10.0  | 6.5                                     | 10.7  | 1.5                                     | 1.8   | 0.77  | 2.7   | 0.10   | 0.10  | Обн.      | Н. о.                 |

Примечание. Прочерк – не определено из-за наложения на аналитическую линию посторонних сигналов ЭПР. Обн. – парамагнитные дефекты обнаружены. Н. о. – парамагнитные дефекты не обнаружены.

Note. Dash – not determined due to the imposition of extraneous EPR signals on the analytical line. Obn. – paramagnetic defects were detected. N. o. – no paramagnetic defects were detected.

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Регистрация дефектов генетического типа методом ЭПР осуществлялась в навесках кварца массой 100–150 мг после специальной терморадиационной обработки. Для каждого вида структурных дефектов она включала в себя определенный набор операций, обеспечивающий захват дефектами электронов или дырок и переход их в парамагнитное состояние.

Регистрация изоморфных примесей Al, Ti и Ge в кварце проводилась после радиационного облучения дозой, стимулирующей образование максимальной концентрации Al–O<sup>–</sup>, Ti- и Ge-центров. Для примеси Al ее значение составляло  $10^6$  Гр, а для примесей Ti и Ge –  $10^4$  Гр (Раков, 2007). При регистрации T-центров учитывалось, что их присутствие в кварце проявляется после радиационного облучения минерала дозой  $10^6$  Гр и последующего прогрева при температуре  $T = 300^\circ\text{C}$  (Раков и др., 1986).

Отжиг при  $T = 800^\circ\text{C}$  подвергались образцы кварца перед анализом на наличие органических веществ. Термообработка вызывает искусственные структурно-молекулярные преобразования органического вещества и появление сигнала ЭПР углеродных радикалов (Хасанов, Галеев, 2008).

Отжиг образцов кварца осуществлялся в муфельной печи в атмосфере. Радиационное облуче-

ние проводилось электронами с энергией 7 МэВ на ускорителе УЭЛВ-10-10-С-70.

Непосредственно перед анализом методом ЭПР образцы кварца дробились в халцедоновой ступе до крупности ( $-0.1$ ) мм. Измельчение способствовало повышению однородности анализируемого материала и снижало зависимость сигнала ЭПР от ориентации отдельных зерен кварца. Спектры ЭПР записывались при температурах  $T = 77$  и  $300\text{K}$  на радиоспектрометре ER-420 (фирма Bruker). Значения концентраций изоморфных примесей Al, Ti и Ge ( $N_{\text{Al}}$ ,  $N_{\text{Ti}}$  и  $N_{\text{Ge}}$ ) в исследуемом кварце оценивались с использованием контрольных образцов с известным содержанием этих примесей.

Распределение радиационных дефектов изучалось в образцах, не подвергнутых искусственно облучению электронами. Это давало возможность регистрировать E<sub>1</sub>–, Al–O<sup>–</sup> и Ti-центры, образующиеся в кварце под воздействием естественных  $\alpha$ -,  $\beta$ - и  $\gamma$ -излучений и сохраняющиеся в нем в течение миллионов лет (Моисеев, Раков, 1977). При изучении распределения радиационных Al–O<sup>–</sup> и Ti-центров учитывалось, что их концентрации ( $C_{\text{Al}}$  и  $C_{\text{Ti}}$ ) зависят не только от дозы природного облучения минерала, но и от содержания в кварце изоморфных примесей Al и Ti. Поэтому при оценке степени радиационного воздействия на кварц использовались нормированные концентрации этих центров, т.е. значения  $C_{\text{Al}}/N_{\text{Al}}$  и  $C_{\text{Ti}}/N_{\text{Ti}}$ .

Относительная ошибка измерений концентраций парамагнитных центров в среднем не превышала 10%. Максимальные ее значения наблюдались при измерениях содержаний  $\text{Al}-\text{O}^-$ - и  $\text{Ti}$ -центров в кварце, проводимых при  $T = 77\text{K}$ . В этом случае при низких концентрациях центров она могла достигать 15%.

Для изучения пространственного распределения структурных дефектов в зернах кварца сравнивались их концентрации в исходных образцах и частично растворенных в плавиковой кислоте. Режим растворения подбирался таким, чтобы удалить приповерхностный слой зерен, доступный для проникновения короткопробежных  $\alpha$ -частиц (Моисеев, Раков, 1977).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

### Спектры ЭПР изученных образцов кварца

Обнаружено, что спектры ЭПР кварца осадочных отложений содержат сигналы, типичные для природного поликристаллического кварца (Раков, 2007). Основная их часть обусловлена изоморфными примесями  $\text{Al}$ ,  $\text{Ti}$  и  $\text{Ge}$ .

При температуре  $T = 77\text{K}$  наблюдаются спектры ЭПР  $\text{Al}-\text{O}^-$ - и  $\text{Ti}$ -центров. На рис. 2 и 3 представлены фрагменты этих спектров и указаны реперные линии, используемые для оценки концентраций центров. В случае  $\text{Al}-\text{O}^-$ -центров это высокопольная линия с фактором спектроскопического расщепления  $g = 1.993$  (рис. 2), а для  $\text{Ti}$ -центров – уширенная линия с  $g_x = 1.912$ , являющаяся на самом деле слабо выраженным квартетом спектральных линий (рис. 3).

Природа линии с  $g_x = 1.912$  обусловлена  $\text{Ti}(\text{Li})$ -центрами, связанными с ионами-компенсаторами  $\text{Li}^+$ . Кроме них в кварце могут существовать  $\text{Ti}(\text{H})$ -центры с ионами-компенсаторами  $\text{H}^+$ , однако их количество невелико (см. рис. 3). Отсутствуют в кварце и  $\text{Ti}(\text{Na})$ -центры, хотя они могут возникать после прогрева минерала при  $T = 800^\circ\text{C}$ .

Регистрация  $\text{Ge}$ -центров осуществлялась при  $T = 300\text{K}$  после предварительного прогрева кварца при  $T = 800^\circ\text{C}$ . Отжиг вызывал спад радиационных дефектов, возникших в минерале в естественных условиях и препятствующих образованию  $\text{Ge}$ -центров (Раков, 2007). После этого в спектре ЭПР исследуемых образцов появлялся сигнал с  $g_y = 1.997$ , соответствующий  $\text{Ge}$ -центрам с ионами-компенсаторами  $\text{Li}^+$  (рис. 4, линия 1).

Кроме изоморфных примесей в кварце установлено наличие других структурных дефектов, спектры которых описаны в литературе. В ряде образцов обнаружены  $T$ -центры, локализованные в кластерах  $\beta$ -фазы (Раков и др., 1986). Их появление свидетельствует о высоких температурах образования минерала. Идентификация этих цен-

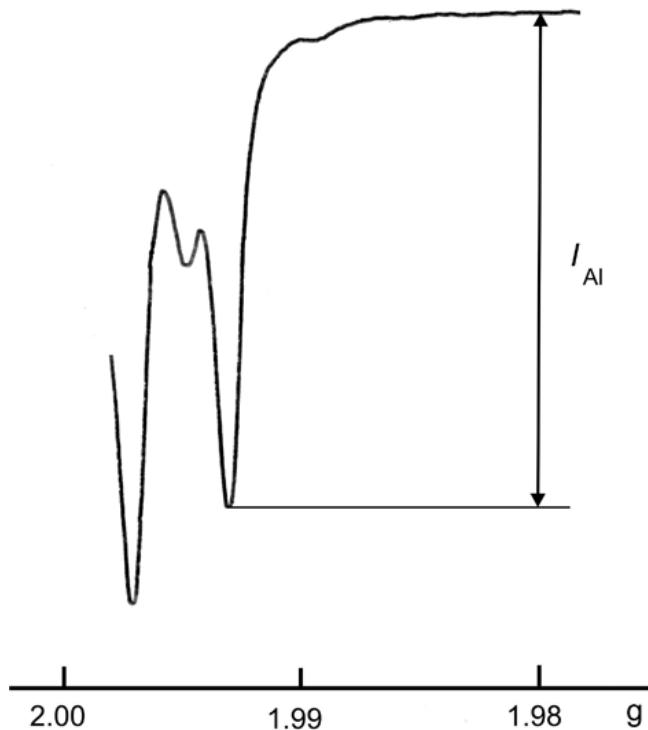


Рис. 2. Фрагмент высокопольной части спектра ЭПР  $\text{Al}-\text{O}^-$ -центров в исследованном кварце осадочных пород при  $T = 77\text{K}$ .

Указана интенсивность  $I_{\text{AL}}$  реперной линии, используемой для оценки концентрации  $\text{Al}-\text{O}^-$ -центров.

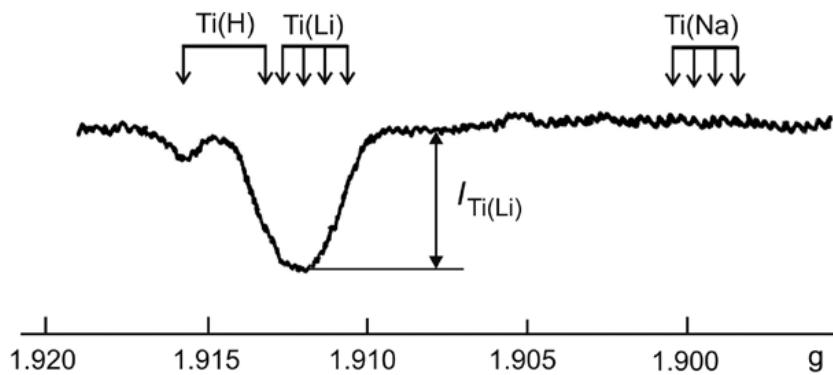
**Fig. 2.** Fragment of the high-field part of the EPR spectrum of  $\text{Al}-\text{O}^-$ -centers in the studied quartz of sedimentary rocks at  $T = 77\text{K}$ .

The intensity of the  $I_{\text{AL}}$  reference line used to estimate the concentration of  $\text{Al}-\text{O}^-$ -centers is indicated.

тров осуществлялась по линиям ЭПР с  $g_2 = 2.0131$  и  $g_3 = 2.0218$ . Высокопольная линия с  $g_1 = 2.002$ , отвечающая  $T$ -центрам, оказалась недоступной для регистрации из-за наложения на нее интенсивных сигналов других парамагнитных центров (рис. 5).

Отдельные образцы обломочного кварца содержат в спектре ЭПР узкую линию с  $g = 2.0027$ , обусловленную радикалом в органическом веществе животного происхождения (см. рис. 4, линия 2) (Хасанов, Галеев, 2008). Обработка образцов в плавиковой кислоте вызывает ее исчезновение.

Во всех образцах кварца установлено присутствие радиационных  $E_1$ -центров. Их сигнал при  $T = 300\text{K}$  представляет собой линию с  $g_y = 2.001$  (Weeks, 1956), которая трудноразличима в общем спектре ЭПР (см. рис. 4, линия 3). Поэтому ее индивидуальную регистрацию проводили при малой мощности поля СВЧ, когда интенсивность сигнала других парамагнитных центров падает, а амплитуда линии  $E_1$ -центров возрастает.

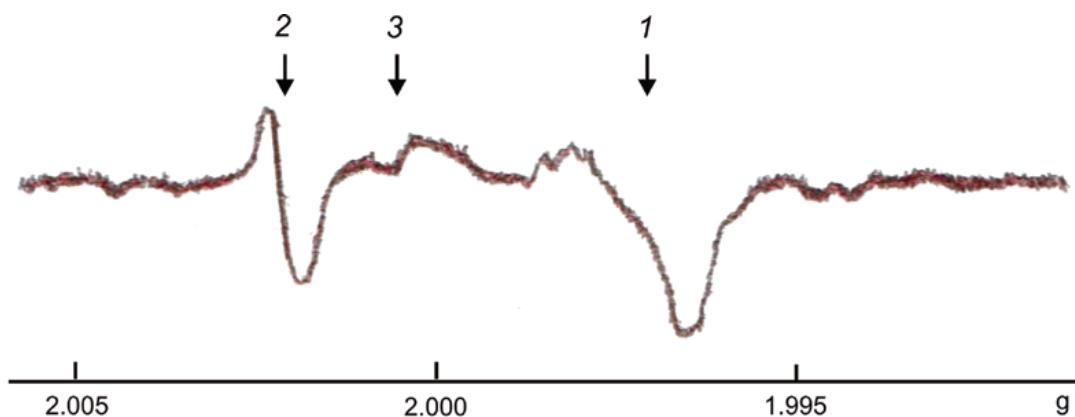


**Рис. 3.** Фрагмент высокопольной части спектра ЭПР Ti-центров в изученном кварце осадочных пород при  $T = 77\text{ K}$ .

Стрелками обозначены положения линий с  $g = g_x$ , отвечающих Ti(H)-, Ti(Li)- и Ti(Na)-центрам. Указана интенсивность  $I_{\text{Ti}}$  линии, используемой в качестве реперной при измерении концентрации Ti(Li)-центров.

**Fig. 3.** Fragment of the high-field part of the EPR spectrum of Ti-centers in the studied quartz of sedimentary rocks at  $T = 77\text{ K}$ .

The arrows indicate the positions of the lines with  $g = g_x$  corresponding to Ti(H)-, Ti(Li)- and Ti (Na)-centers. The intensity of the  $I_{\text{Ti}}$  line used as a reference line for measuring the concentration of Ti(Li) centers is indicated.



**Рис. 4.** Спектр ЭПР при  $T = 300\text{K}$  образца исследованного кварца, прогретого при  $800^\circ\text{C}$  и искусственно облученного электронами дозой  $10\text{ kGy}$ .

Линия 1 обусловлена Ge-центрами с ионами-компенсаторами  $\text{Li}^+$ , линия 2 связана с органическим радикалом. В спектре присутствует слабопроявленный сигнал  $E_1$ -центров (линия 3).

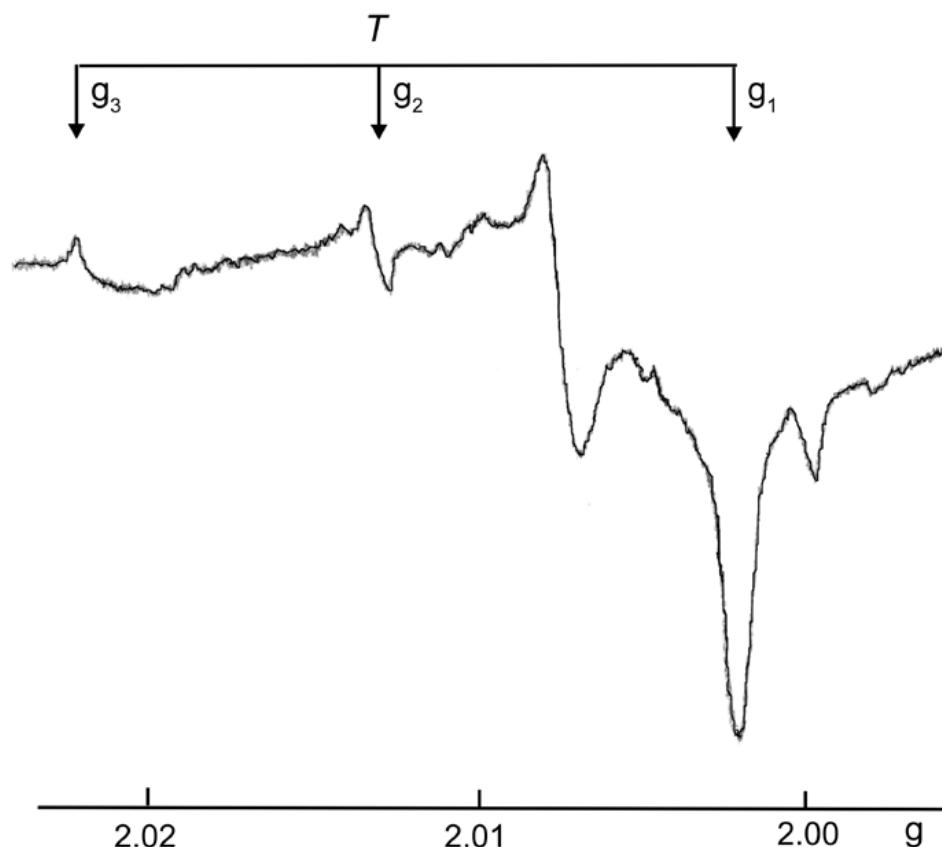
**Fig. 4.** The EPR spectrum at  $T = 300\text{K}$  of a sample of the studied quartz heated at  $800^\circ\text{C}$  and artificially irradiated with electrons at a dose of  $10\text{ kGy}$ .

Line 1 is caused by Ge centers with  $\text{Li}^+$  compensator ions, line 2 is associated with an organic radical. There is a weakly manifested signal of  $E_1$  centers in the spectrum (line 3).

### Концентрации и расположение структурных дефектов в объеме кварца

Установлено, что содержания разных центров в образцах неодинаковы. Концентрации некоторых из них достигают значений, достаточных для проведения количественной оценки. Содержания других центров оказались сопоставимыми с порогом

их обнаружения, что позволяет судить только о наличии или об отсутствии центров в кварце. В соответствии с этим была выбрана различная форма представления результатов измерений в таблице. Для концентраций изоморфных примесей и радиационных  $E_1$ -центров в таблице указаны численные значения. Для  $T$ -центров и органических радикалов, содержание которых в кварце мало и не



**Рис. 5.** Положение в спектре ЭПР линий  $T$ -центров, обнаруженных в некоторых из исследованных образцов кварца.

**Fig. 5.** The position in the EPR spectrum of the  $T$ -center lines found in some of the quartz samples studied.

требует количественной оценки, отмечается лишь факт их обнаружения.

Исследования также показали, что парамагнитные дефекты локализованы в кварцевых зернах неравномерно. Наиболее высокие концентрации изоморфных примесей Al, Ti и Ge чаще всего отмечаются во внутреннем объеме зерен и могут быть измерены после обработки кварца в HF. В табл. 1 эти концентрации обозначены как  $(N_{\text{Al}})^{\text{HF}}$ ,  $(N_{\text{Ti}})^{\text{HF}}$  и  $(N_{\text{Ge}})^{\text{HF}}$  соответственно. Частичное растворение кварца приводит также к повышению содержаний  $T$ -центров.

Еще большая разница обнаружена между локальными концентрациями  $E_1$ -центров (см. таблицу). Концентрация  $(C_E)^{\gamma+\beta}$  в глубинной части зерен, доступной для проникновения  $\gamma$ -квантов и  $\beta$ -частиц, оказалась намного ниже, чем концентрация  $(C_E)^{\alpha}$  в приповерхностном слое, куда проникают и  $\alpha$ -частицы.

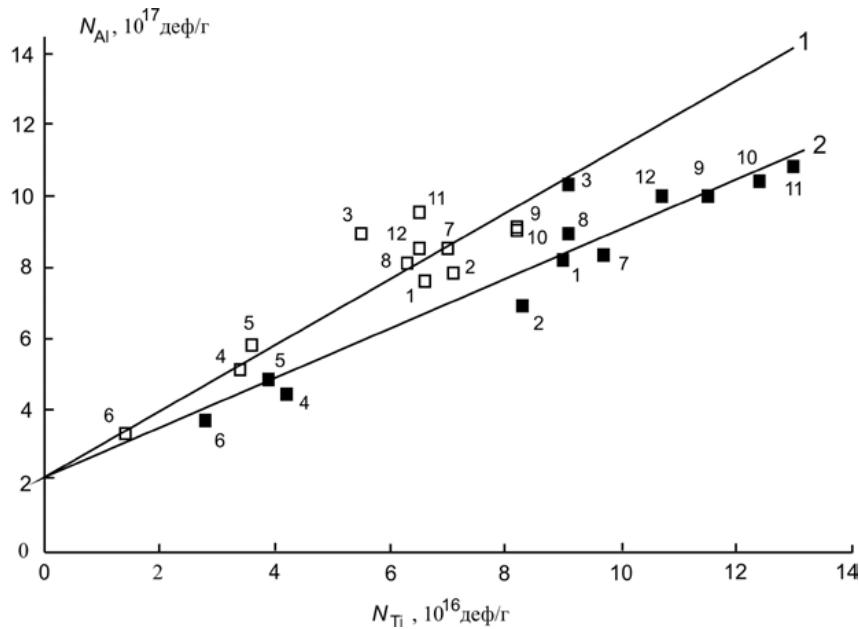
Из рассмотрения таблицы ясно, что распределение изоморфных примесей и  $E_1$ -центров по объему кварцевых зерен диаметрально противоположное. Если изоморфные примеси локализуются преимущественно в глубинной части кварцевых зерен, то  $E_1$ -центры – в их приповерхностной зоне.

### Взаимосвязь концентраций изоморфных примесей

Проведенные исследования показывают, что между концентрациями изоморфных примесей Al, Ti и Ge существует линейная корреляционная связь.

О характере зависимости между  $N_{\text{Ti}}$  и  $N_{\text{Al}}$  дает возможность судить график, показанный на рис. 6. Он состоит из двух прямых, одна из которых построена для исходных зерен кварца (прямая 1), а другая – для зерен, обработанных в HF (прямая 2). Видно, что они имеют различный угол наклона к оси абсцисс.

График зависимости концентрации Ge-центров от содержания Ti(Li)-центров в прогретых при  $T = 800^{\circ}\text{C}$ , а затем облученных образцах кварца приведен на рис. 7. Он также имеет вид прямой линии, но исходящей из начала координат. Эта особенность, типичная для изотипа  $N_{\text{Ge}}(N_{\text{Ti}})$  (Раков и др., 2019), сохраняется при учете Ti(Na)-центров, которые появляются в термообработанном кварце.

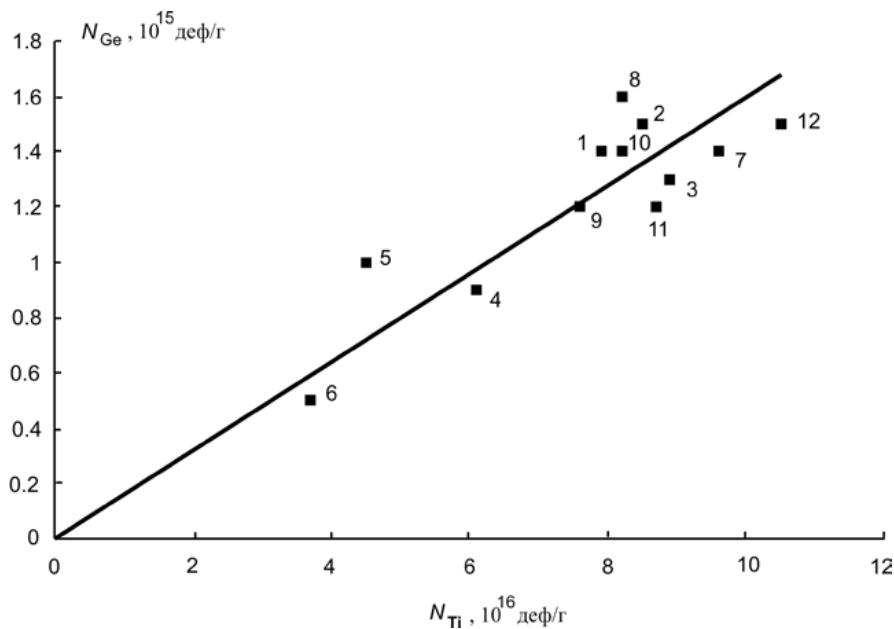


**Рис. 6.** График зависимости между концентрациями изоморфных примесей Al и Ti в изученных образцах кварца.

Прямая 1 (пустые маркеры) описывает распределение изоморфных примесей в зернах необработанного кварца, прямая 2 (заполненные маркеры) – их распределение после частичного растворения зерен в HF. Здесь и на рис. 7–9 номера точек на графике соответствуют лабораторным номерам образцов в табл. 1.

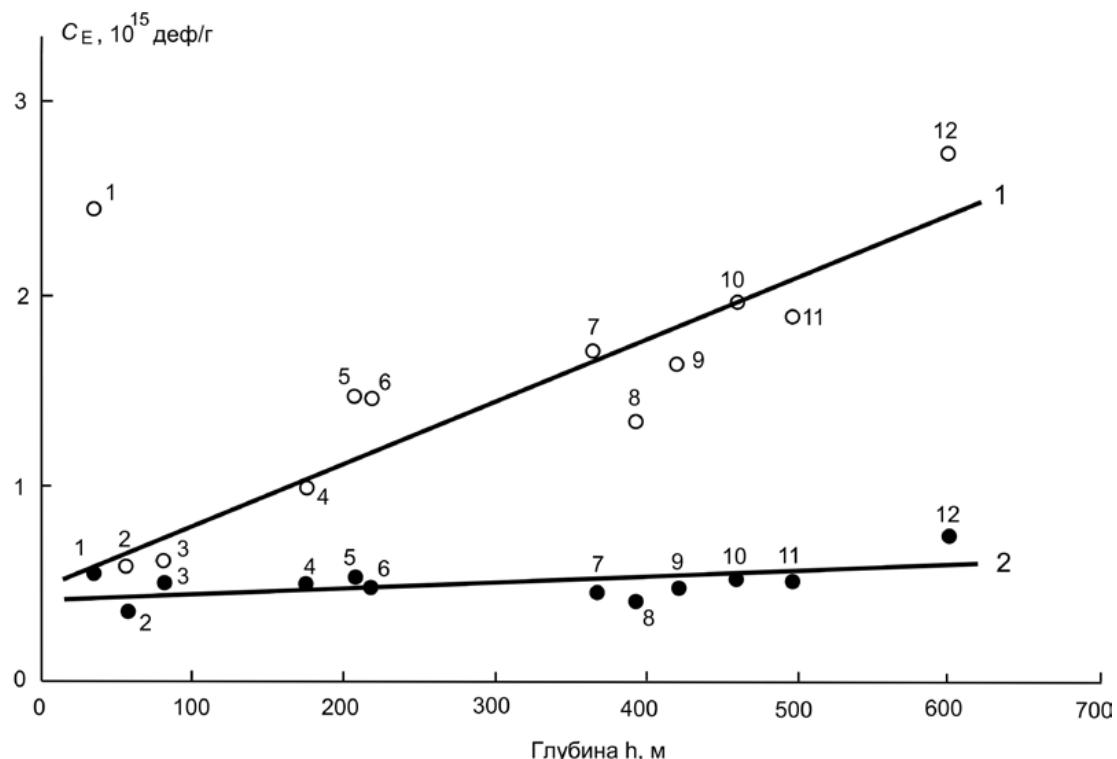
**Fig. 6.** Graph of the dependence between the concentrations of substitutional Ti and Al impurities in the studied quartz samples.

Line 1 (empty markers) describes the distribution of substitutional impurities in the grains of untreated quartz, line 2 (filled markers) – their distribution after partial dissolution of the grains in HF. Here and in Fig. 7–9 the numbers of points on the graph correspond to the laboratory numbers of samples in the Table 1.



**Рис. 7.** График зависимости между концентрациями Ge(Li)- и Ti(Li)-центров в кварцевых зернах, прогретых при  $T = 800^{\circ}\text{C}$ .

**Fig. 7.** Graph of the dependence between the concentrations of Ge (Li)-and Ti(Li) - centers in quartz grains heated at  $T = 800^{\circ}\text{C}$ .



**Рис. 8.** График зависимости концентрации  $E_1$ -центров ( $C_E$ ) в приповерхностном слое кварцевых зерен (прямая 1, пустые маркеры) и в их внутренней области (прямая 2, заполненные маркеры) от глубины залегания кварца в осадочных породах  $h$ .

**Fig. 8.** Graph of the dependence of the concentration of  $E_1$  centers ( $C_E$ ) in the near-surface layer of quartz grains (line 1, empty markers) and in their inner region (line 2, filled markers) on the depth of quartz occurrence in sedimentary rocks  $h$ .

### Связь концентраций радиационных дефектов с глубиной залегания кварца

Закономерным образом изменяются в кварце и концентрации  $E_1$ -центров ( $C_E$ ). Их значения в исходных зернах и после обработки в HF линейно возрастают с глубиной залегания кварца  $h$  (рис. 8, прямые 1 и 2).

Из общей закономерности выбивается точка, отвечающая обр. 1. Хотя этот кварц залегает на самой малой глубине, концентрация  $E_1$ -центров в его приповерхностном слое намного выше, чем во многих других образцах.

Концентрации  $Al-O^-$  и  $Ti$ -центров, наблюдавшихся в необлученных образцах, линейно возрастают с увеличением  $h$  только до глубин залегания кварца не более 220 м. Этот рост отмечается как для исходных зерен кварца, так и для обработанных в HF.

Поскольку основной вклад в образование радиационных  $Al-O^-$ - и  $Ti$ -центров в природном кварце вносят проникающие  $\gamma$ - и  $\beta$ -излучения (Моисеев, Раков, 1977), то наибольшее внимание уделялось изучению поведения центров в глубинной части

кварцевых зерен. В связи с этим данные в табл. 1 и графики зависимостей нормированных концентраций этих центров от  $h$  приведены только для кварцевых зерен, обработанных в HF (рис. 9). При рассмотрении указанных графиков можно отметить хорошее согласие экспериментальных точек с построенными прямыми. Даже точка, отвечающая обр. 1, не отклоняется от них.

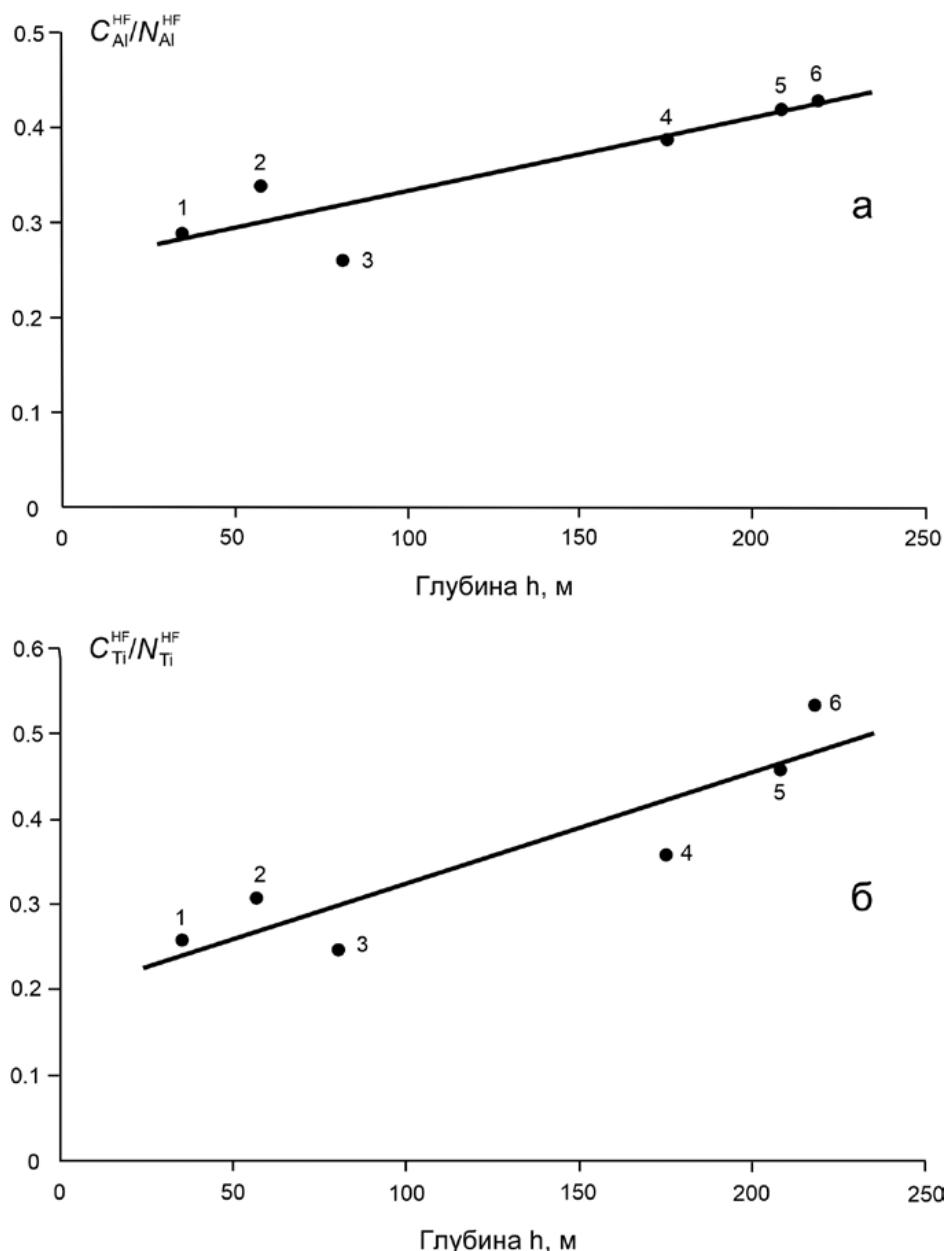
Одновременно с этим для глубин более 220 м наблюдается резкое падение значений как  $(C_{Al})^{HF}/(N_{Al})^{HF}$ , так и  $(C_{Ti})^{HF}/(N_{Ti})^{HF}$  (см. табл. 1).

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

#### Состав и природа образования структурных дефектов в кварце

Как и ожидалось, основная часть структурных дефектов в обломочном кварце принадлежит генетической и радиационной группам.

К генетической группе относятся изоморфные примеси  $Al$ ,  $Ti$  и  $Ge$ , а также кластеры высокотемпературной  $\beta$ -фазы. Все они возникают при кристаллизации или последующей динамической ре-



**Рис. 9.** График зависимости нормированных концентраций радиационных  $\text{Al}-\text{O}^-$  (а) и  $\text{Ti}$ -центров (б) во внутренней области кварцевых зерен от глубины залегания исследованного кварца в осадочных породах  $h$ .

**Fig. 9.** Graph of the dependence of the normalized concentrations of radiation  $\text{Al}-\text{O}^-$  (a) and  $\text{Ti}$ -centers (b) in the inner region of quartz grains on the depth of the studied quartz in sedimentary rocks  $h$ .

криSTALLизации кварца во время залегания в кристаллических породах (Раков и др., 1986, 2019; Раков, 2007). К группе радиационных дефектов при- надлежат  $E_1^-$ ,  $\text{Al}-\text{O}^-$  и  $\text{Ti}$ -центры в минерале, не подвергнутом искусственному облучению. Они образуются под воздействием продуктов распада  $^{238}\text{U}$  и других радиоактивных изотопов.

Среди обнаруженных парамагнитных центров особняком стоит центр, обусловленный органиче-

ским радикалом. Он связан не со структурой кварца, а с органическим веществом, проникшим в минерал при литогенезе.

Выявленные типы наноразмерных дефектов способны нести полезную информацию об условиях образования обломочного кварца и воздействия на него природного радиационного поля. В то же время необходимо учитывать, что одним из качеств, определяющих генетическую значимость струк-

турных дефектов, является их стабильность в течение геологических интервалов времени. Она определяет степень сохранности генетической информации и нуждается в более подробном рассмотрении.

### Стабильность генетических дефектов в кварце

Условия, в которых пребывает минерал, неблагоприятны для сохранения структурных дефектов, приобретенных им при кристаллизации. Воздействие химической среды в процессе физического и химического выветривания и последующего переноса может приводить к трансформации структурных нарушений в минерале. Наибольшее влияние внешних факторов должен испытывать приповерхностный слой зерен кварца, а наименьшее – внутренние области.

Из сравнения концентраций структурных дефектов в исходных зернах и обработанных в HF следует, что изоморфный Al в кварце сохраняется лучше, чем изоморфный Ti. В самом деле, между значениями  $N_{\text{Al}}$  и  $(N_{\text{Al}})^{\text{HF}}$  наблюдаются меньшие различия, чем между величинами  $N_{\text{Ti}}$  и  $(N_{\text{Ti}})^{\text{HF}}$  (см. рис. 6).

На относительную устойчивость структурного Al в кварце указывает и пересечение изогенами  $N_{\text{Al}}(N_{\text{Ti}})$  оси ординат в точке  $N_{\text{Al}} \approx 2 \cdot 10^{17}$  деф/г. Она отвечает наименьшему значению  $(N_{\text{Al}})^{\text{min}}$ , которое может наблюдаться в кварце исследуемых осадочных пород. Данное значение близко к величине  $(N_{\text{Al}})^{\text{min}}$ , характерной для кварца кристаллических пород (Раков, 2007; Раков, Шурига, 2009). Это означает, что концентрация изоморфного Al в обломочном кварце не столь заметно отличается от своего первоначального значения.

В основном изогены  $N_{\text{Al}}(N_{\text{Ti}})$  (см. рис. 6) близки друг к другу, что свидетельствует о слабом влиянии вторичных процессов на характер взаимосвязи между концентрациями изоморфных примесей Al и Ti. Разный угол наклона изоген объясняется тем, что внутри зерен ионы-компенсаторы  $\text{Na}^+$  сохраняются лучше, чем вблизи поверхности (Раков, 1992). В результате во внутренних зонах кварца наблюдается уменьшение соотношения концентраций ионов  $\text{Li}^+$  и  $\text{Na}^+$ , определяющего угол наклона изоген  $N_{\text{Al}}(N_{\text{Ti}})$  (Раков, 2009).

Изоморфный Ge в обломочном кварце также подвержен влиянию внешних факторов. На это указывает превышение значений  $(N_{\text{Ge}})^{\text{HF}}$  над величинами  $N_{\text{Ge}}$  (см. табл.). Тем не менее для изоморфного Ge наблюдается корреляционная связь с содержанием изоморфного Ti (см. рис. 7), что подтверждает сохранение изогенами  $N_{\text{Ge}}(N_{\text{Ti}})$  своего генетического значения и возможность использования их в генетическом анализе кварца.

Высокой стабильностью обладают и кластеры  $\beta$ -фазы. Они концентрируются преимущественно в глубине зерен и несут информацию о температуре образования кварца.

Заметим, что основной причиной уменьшения концентраций структурных дефектов в приповерхностном слое кварца является вынос ионов-компенсаторов  $\text{Li}^+$  и особенно  $\text{Na}^+$  во внешнее пространство (Раков, 1992, 2009). В то же время ионы  $\text{Li}^+$ , если их концентрация в минерале мала, наоборот, могут привноситься в кварц, и тогда в приповерхностном слое кварцевых зерен наблюдается рост концентрации изоморфного Al (см. таблицу).

Таким образом, результаты анализа графиков зависимостей  $N_{\text{Al}}(N_{\text{Ti}})$  и  $N_{\text{Ge}}(N_{\text{Ti}})$  (см. рис. 6 и 7) свидетельствуют, что генетические дефекты в кварце осадочных пород сохраняются, по крайней мере, в течение 90 млн лет. Их концентрации претерпевают некоторые изменения лишь в приповерхностном слое кварцевых зерен. На графиках указанных зависимостей отклонения точек носят статистический характер и не связаны с возрастом отложений, что подтверждает высокую стабильность генетических дефектов.

### Стабильность радиационных дефектов

Радиационные дефекты в кварце в природных условиях распадаются с разной скоростью. Наиболее устойчивы к геологическому времени дефекты  $E_1$  – при  $T = 300\text{K}$  их время жизни достигает нескольких сотен млн лет (Моисеев, Раков, 1977). При тех же условиях  $\text{Al}-\text{O}^-$ - и  $\text{Ti}$ -центры могут существовать в кварце около 12 млн лет (Раков, 2007).

Процесс накопления  $E_1$ -центров в кварце подчиняется известной закономерности. Если содержание радиоактивных элементов в осадочных породах не меняется, а доза облучения невелика, то их концентрация накапливается во времени с постоянной скоростью (Моисеев, 1985). Зависимость  $C_E$  от глубины  $h$  залегания кварца в этом случае должна представлять собой прямую линию с положительным углом наклона.

Именно такими графиками описывается процесс накопления  $E_1$ -центров в кварце исследуемых пород (см. рис. 8). Их угол наклона различен для радиационных дефектов, локализованных в приповерхностном слое и в глубине кварцевых зерен (прямые 1 и 2). Данная разница обусловлена тем, что эффективность образования  $E_1$ -центров под действием короткопробежных  $\alpha$ -частиц на порядок выше, чем под влиянием проникающих  $\gamma$ - и  $\beta$ -излучений (Моисеев, Раков, 1977).

Линейный рост концентраций менее стабильных  $\text{Al}-\text{O}^-$ - и  $\text{Ti}$ -центров с глубиной  $h$  наблюдается только на верхних горизонтах (см. рис. 9). На больших глубинах возросшая температура вызывает распад этих центров и их распределение теряет свою генетическую информативность.

## Перспективы использования структурных дефектов в обломочном кварце для определения источников сноса и изучения условий формирования осадочных отложений

Итак, все свидетельствует о том, что кварц осадочных отложений в основном сохраняет то распределение изоморфных примесей Al, Ti и Ge, которое образовалось в нем в процессе формирования исходных горных пород, являющихся источником обломочного материала. Причем в определяющей степени сохраняются как общие концентрации этих примесей, так и характер взаимосвязи между ними. Это создает условия для выявления в осадочных породах групп кварца, имеющих близкую природу образования.

Как упоминалось, такие образцы описываются одними и теми же изогенами  $N_{\text{Al}}(N_{\text{Ti}})$  и  $N_{\text{Ge}}(N_{\text{Ti}})$ . При этом обнаружена связь положения точек на изогенах с условиями образования кварца. С понижением температуры кристаллизации концентрация изоморфных примесей в кварце уменьшается, и точки на изогенах перемещаются в сторону более низких значений  $N_{\text{Al}}$ ,  $N_{\text{Ti}}$  и  $N_{\text{Ge}}$  (Раков и др., 2019). Данные результаты были получены при изучении кварца кристаллических горных пород. Присутствие значительных концентраций изоморфных примесей в обломочном кварце и их высокая стабильность вселяют надежду, что они могут быть столь же информативны при изучении осадочных отложений. Исходя из этого, можно полагать, что местоположения точек на изогенах  $N_{\text{Al}}(N_{\text{Ti}})$  и  $N_{\text{Ge}}(N_{\text{Ti}})$  для образцов осадочного кварца, как и в случае кристаллических пород, определяются температурами их образования.

Генетически значимыми представляются и другие структурные дефекты в образцах обломочного кварца. По наличию  $T$ -центров можно выделять наиболее высокотемпературные из них. Появление радиационных дефектов напрямую связано с контактом кварца с радиоактивными металлами во вмещающих породах. Поэтому их распределение в кварце широко используется при изучении процессов образования урановых месторождений (Моисеев, 1985). Стабильность радиационных дефектов, особенно  $E_1$ , вполне достаточна для надежной оценки степени радиационного воздействия на кварц на разных стадиях формирования осадочного чехла.

Анализ данных изучения кварца осадочных пород Центральных Кызылкум методом ЭПР дает возможность выдвинуть некоторые предположения о генетической связи рассматриваемых образцов кварца, вероятных источниках сноса и радиационной предыстории минерала. Приведенную ниже интерпретацию результатов исследований можно расценивать как первую попытку практического использования структурных дефектов в обломочном кварце для изучения процессов осадконакопления.

**Генетическое родство исследуемых образцов кварца.** Согласно результатам предыдущих исследований, количество выделяемых генетических групп кварца определяется числом изоген, выявляемых на графиках зависимостей  $N_{\text{Al}}(N_{\text{Ti}})$  или  $N_{\text{Ge}}(N_{\text{Ti}})$  (Раков, Шурига, 2009). Рис. 6 демонстрирует, что все образцы кварца, независимо от глубины залегания, описываются одной изогеной  $N_{\text{Al}}(N_{\text{Ti}})$ . Такая же картина наблюдается и на графике зависимости  $N_{\text{Ge}}(N_{\text{Ti}})$  (см. рис. 7). Из этого следует, что все исследованные образцы принадлежат одной генетической группе. Полученный вывод не представляется невероятным. Как было установлено, образцы кварца одной генетической группы могут обнаруживаться на удалении нескольких сот километров (Раков и др., 2013).

**Различия в условиях формирования кварца.** Генетическое родство означает, что изученные образцы кварца формировались из одного и того же материнского раствора. Однако температура их образования была различной.

Действительно, точки, располагающиеся на правом краю изоген  $N_{\text{Al}}(N_{\text{Ti}})$ , отвечают наиболее высокотемпературным образцам кварца, а точки, лежащие на левом краю, – самым низкотемпературным образцам. На графиках рис. 6 эти крайние точки многократно различаются друг от друга по значениям  $N_{\text{Al}}$  и  $N_{\text{Ti}}$ , что указывает на большую разницу в температурах образования кварца разных слоев осадочных отложений.

**Источники сноса терригенного материала.** Вместе с тем точки на изогенах  $N_{\text{Al}}(N_{\text{Ti}})$  обладают еще одним свойством. Они распределены не равномерно на графике, а разбиваются на две группы, удаленные друг от друга на значительное расстояние (см. рис. 6). Первую группу *A* составляют точки, расположенные на левом краю изоген и отвечающие образцам кварца 4, 5 и 6. Ко второй группе *B* можно отнести все остальные точки. Дифференциация тех же точек наблюдается и на изогене  $N_{\text{Ge}}(N_{\text{Ti}})$  (см. рис. 7).

Появление обособленных групп точек на изогенах можно объяснить существованием двух областей сноса, с которых поступали кварцы с различными температурами образования. К низкотемпературным относятся обр. 4 и 5, отобранные с глубин 175 и 208 м, и обр. 6, занимающий на глубине 218.7 м ближайшее к ним положение (см. табл. 1). Первые два образца кварца представляют формацию  $\Omega_3-N_1$  (агитминскую свиту), для которой источником материала являлись горные поднятия Тянь-Шаня. Третий образец, самый низкотемпературный, представляет отложения верхнего эоцена, накопленные в условиях открытого моря, когда область сноса становится неопределенной.

Образцы кварца группы *B* связаны с другими отложениями. Для них источником обломочного материала служили, преимущественно, местные под-

нятия. Поступающий при этом кварц имел более высокую температуру образования, что обусловило расположение точек, отвечающих кварцу группы *B*, на правом краю изоген  $N_{\text{Al}}(N_{\text{Ti}})$  (см. рис. 6).

Отсюда можно заключить, что источниками сноса являлись два разных комплекса пород, сформированных из единого материнского раствора, но при разных температурах. Только в этом случае на графике зависимости  $N_{\text{Al}}(N_{\text{Ti}})$  появляется одна изоген, а образующие ее точки разбиваются на группы. Если бы породы источников сноса формировались из разных материнских растворов, то на графике зависимости  $N_{\text{Al}}(N_{\text{Ti}})$  наблюдалось бы несколько изоген, а при одинаковой температуре их образования точки на изогене не разбивались бы на группы.

Данная гипотеза подтверждается другими особенностями спектров ЭПР кварца. Так, присутствие *T*-центров обнаружено только в образцах кварца группы *B*, а в кварце группы *A* они отсутствуют. Это обстоятельство свидетельствует, что кварц группы *B* кристаллизовался при более высоких температурах, чем кварц группы *A*.

Кроме того, наличие сигнала органического радикала с  $g = 2.0027$  обнаружено лишь в спектрах ЭПР образцов кварца 4 и 5, принадлежащих группе *A*. Обр. 6 из этой группы не мог рассматриваться, поскольку интенсивные линии других центров мешают регистрации данного сигнала. Присутствие органического радикала только в одной из выделенных групп кварца говорит об особых условиях его транспортировки.

Исчезновение линии с  $g = 2.0027$  после обработки кварца в HF указывает на то, что органическое вещество концентрируется в приповерхностном слое кварцевых зерен. Наиболее вероятным местом его локализации являются трещины, в которых органическое вещество могло сохраняться в течение геологических интервалов времени.

В целом совокупность полученных данных согласуется с представлениями о двух основных источниках сноса терригенного материала – местных поднятий и горных поднятий Тянь-Шаня (Миркамалова и др., 1972; Чедия, 1986; Раков и др., 1991).

**Радиационная предыстория обломочного кварца.** Выделяются два этапа радиационного облучения минерала, характеризующиеся разной скоростью накопления  $E_1$ -центров. Первый из них связан с залеганием кварца в кристаллических породах. Здесь основное влияние на кварц оказывают проникающие  $\gamma$ - и  $\beta$ -излучения, т. к. его контакт с урановыми минералами весьма ограничен (Моисеев, 1985). Концентрации  $E_1$ -центров, накопленной в кварце за этот период, отвечает отрезок, отсекаемый прямыми линиями 1 и 2 от оси ординат на графике  $C_E(h)$  (см. рис. 8).

Второй этап протекал после выветривания кристаллических пород, когда урановые минералы приобретают возможность более тесно контакти-

ровать с зернами кварца за счет отложения урановой минерализации на их поверхности. В результате кварц подвергается воздействию не только проникающего, но и короткобежного  $\alpha$ -излучения (Моисеев, Раков, 1977). Рост концентрации  $E_1$ -центров на этом этапе резко увеличивается и описывается графиком  $C_E(h)$  (см. рис. 8). Малый разброс точек на нем свидетельствует об относительном постоянстве скорости седиментации и непрерывности перерывов в осадконакоплении.

Исключение из общей закономерности составляет обр. 1, отобранный с глубины 35 м. В нем отмечается повышенное содержание  $E_1$ -центров в приповерхностном слое кварца. Вместе с тем на графиках зависимостей  $(C_{\text{Al}})^{\text{HF}}/(N_{\text{Al}})^{\text{HF}}$  и  $(C_{\text{Ti}})^{\text{HF}}/(N_{\text{Ti}})^{\text{HF}}$  от  $h$  этот образец не отклоняется от общего тренда (см. рис. 9).

Обнаруженная аномалия в распределении радиационных дефектов свидетельствует об особой радиационной предыстории обр. 1. Можно полагать, что этот образец подвергался радиационному облучению более 12 млн лет назад. Только в этом случае в нем могли сохраниться стабильные  $E_1$ -центры и отсутствовать сравнительно короткоживущие  $\text{Al}-\text{O}^-$ - и  $\text{Ti}$ -центры.

Так как осадочный слой, располагающийся на глубине 35 м, был сформирован менее 10 млн лет назад (см. рис. 1), то облучение кварца, скорее всего, происходило до процесса седиментации, вблизи источника сноса. При этом основное радиационное воздействие кварц испытал за счет воздействия  $\alpha$ -излучения, т. е. после выветривания кристаллических пород.

Следовательно, совместное использование  $E_1$ -,  $\text{Al}-\text{O}^-$ - и  $\text{Ti}$ -центров, имеющих различную стабильность, создает дополнительные возможности при выяснении деталей радиационной предыстории обломочного кварца.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, на примере осадочных отложений Центральных Кызылкум показано, что структурные дефекты в кварце после разрушения горных пород сохраняют свое генетическое значение. Распределение их концентраций способно нести важные сведения об источниках сноса, условиях осадконакопления и связанного с ним формирования месторождений полезных ископаемых.

Залогом успешного применения структурных дефектов в этих целях является их высокая стабильность. В частности, в обломочном кварце в течение многих миллионов лет сохраняется распределение изоморфных примесей, сложившееся во время залегания в кристаллических горных породах. Тем самым обеспечивается сохранность генетической информации, заложенной в кварце, в течение геологических интервалов времени.

Результаты анализа изоген  $N_{\text{Al}}(N_{\text{Ti}})$  и  $N_{\text{Ge}}(N_{\text{Ti}})$  могут оказаться полезными при реконструкции палеостановок древних эпох россыпейобразования. Угол наклона изоген и их положение в графическом пространстве способны служить корреляционными признаками для установления источников сноса. Диапазон их изменений шире, а точность измерения выше, чем для морфологических показателей. Поэтому применение таких признаков обеспечит более надежное определение местоположения коренных источников.

Особую актуальность использование структурных критериев в качестве индикаторов литогенеза приобретает при изучении россыпей дальнего сноса, часто не имеющих видимой связи с коренными источниками. Убедительным доказательством такой связи может явиться совпадение изоген для кварца материнских пород и осадочных отложений.

Высокая информативность свойственна и распределению радиационных дефектов в обломочном кварце. Их концентрации резко возрастают при контакте кварца с урановой минерализацией, что позволяет оценивать время этого контакта и отслеживать пути миграции радиоактивных элементов. Наряду с этим распределение радиационных дефектов дает возможность фиксировать изменения природного радиационного поля на различных этапах седиментации, которые могут быть обусловлены формированием экзогенных месторождений, например, урана. Использование радиационных дефектов, обладающих разной стабильностью, позволяет определять момент их возникновения в кварце, что весьма важно при выяснении первичной картины рудообразования.

Полученные данные свидетельствуют, что распределение структурных дефектов в обломочном кварце достаточно информативно и способно нести разнообразные взаимодополняющие сведения.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Афанасьев Г.Д., Зыков С.И. (1985) Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. М.: "Наука", 99 с.

Вотяков С.Л., Крохалев В.Я., Пуртов В.К., Краснобаев А.А. (1993) Люминесцентный анализ структурного несовершенства кварца. Екатеринбург: Урал. изд. фирма Наука, 70 с.

Давыдова Т.Н., Львова Г.Н. (1969) Формации и экзогенные эпигенетические месторождения урана. М.: ВИМС, 111 л.

Лютоев В.П., Макеев А.Б. (2013) Структурные элементы-примеси в кварце песчаников Пижемской депрессии (Средний Тиман). *Литосфера*, (4), 110-120.

Марфунин А.С. (1975) Спектроскопия, люминесценция и радиационные центры в минералах. М.: Недра, 327 с.

Миркамалова С.Х., Беленький Г.А., Морозов С.Д., Беленькая И.Г., Расулов У.М. (1972) Палеоген Западного Узбекистана. Ташкент: ФАН, 116 с.

Моисеев Б.М. (1985) Природные радиационные процессы в минералах. М.: Недра, 174 с.

Моисеев Б.М., Раков Л.Т. (1977) Палеодозиметрические свойства  $E_1$ -центров в кварце. *Докл. АН СССР*, 233(4), 679-682.

Раков Л.Т. (1992). Природная диффузия структурных примесей в кварце осадочных пород. *Докл. АН*, 323(4), 756-760.

Раков Л.Т. (2007) Научные основы применения структурных дефектов в кварце в качестве индикатора минералообразования. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ВИМС, 329 с.

Раков Л.Т. (2009) Влияние щелочных ионов на изоморфизм алюминия и титана в кварце. *Геохимия*, 47(9), 1000-1005.

Раков Л.Т., Мельников П.В., Перевозчиков Г.В., Головин Е.А., Миловидова Н.Д., Моисеев Б.М., Мишенина Т.Н. (1991) Процесс накопления радиационных дефектов в кварце осадочных пород с фоновыми содержаниями урана. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (6), 114-119.

Раков Л.Т., Плескова М.А., Моисеев Б.М. (1986) Парамагнитный центр в термообработанном кварце. *Докл. АН СССР*, 289(4), 962-965.

Раков Л.Т., Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д. (2019) Элементы-примеси в кварце месторождений золота Дарасунского рудного поля (Восточное Забайкалье, Россия): данные электронного парамагнитного резонанса. *Геология рудн. месторождений*, 61(2), 72-92.

Раков Л.Т., Ткачев А.В., Сахнов А.А. (2013) Генетический анализ кварца пегматитов Мамско-Чуйского слюдоносного района на основе использования распределения изоморфных примесей. *Геология рудн. месторождений*, 55(1), 48-67.

Раков Л.Т., Шурига Т.Н. (2009) Структурно-динамическое состояние как генетический критерий кварца. *Геохимия*, 47(10), 1086-1102.

Симанович И.М. (1978) Кварц песчаных пород. М: Наука, 156 с.

Хасанов Р.Р., Галеев А.А. (2008) Эволюция сингенетического органического вещества в палеозойских отложениях центральной части Волго-Уральской антиклизы. *Ученые записки Казанского государственного университета. Естеств. науки*, 150(3), 152-161.

Чедия О.К. (1986) Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 314 с.

Щербакова М.Я., Сотников В.И., Проскуряков А.А., Машковцев Р.И., Солицев В.П. (1976) Об использовании спектров ЭПР кварца при оценке рудоносной (на примере золоторудной и медно-молибденовой) минерализации. *Геология рудн. месторождений*, 18(5), 63-69.

Юргенсон Г.А. (1984) Типоморфизм и рудоносность жильного кварца. М.: Недра, 149 с.

Ялышева А.И. (2010) Типоморфизм кластогенного кварца из докембрийских отложений Южного и Среднего Урала. *Литосфера*, (1), 64-83.

Passchier S., Uscinowicz S., Laban C. (1997) Sediment supply and transport directions in the gulf of Gdansk as observed from SEM analysis of quartz grain surface textures. Warszawa: Polish Geological Institute.

Weeks R.A. (1956) Paramagnetic resonance of lattice defects in irradiated quartz. *J. Appl. Phys.*, 27 (11), 1376-1381.

Weil J.A. (1984) A review of electron spin spectroscopy and

its application to the study of paramagnetic defects in crystalline quartz. *Phys. Chem. Minerals*, **10**, 149-165.

## REFERENCES

Afanas'ev G.D., Zykov S.I. (1985) Geochronological scale of the Phanerozoic in the light of new values of decay constants. Moscow, Nauka Publ., 99 p. (In Russ.).

Chediya K. (1986) Morphostructures and the latest tectogenesis of the Tien Shan. Frunze, Ilim Publ., 314 p. (In Russ.).

Davydova T. N., Lvova G.N. (1969) Formations and exogenous epigenetic deposits of uranium. Moscow, VIMS Publ., 111 p. (In Russ.).

Khasanov R.R., Galeev A.A. (2008) Evolution of syngenetic organic matter in Paleozoic sediments of the central part of the Volga-Ural anteclise. *Scientific Notes of Kazan State University, Natural Sciences*, **150**(3), 152-161. (In Russ.).

Lyutoev V.P., Makeev A.B. (2013) Substitutional elements-impurities in the quartz of sandstones of the Pizhem depression (Middle Timan). *Lithosphere (Russia)*, (4), 110-120. (In Russ.).

Marfunin A.S. (1975) Spectroscopy, luminescence and radiation centers in minerals. Moscow, Nedra Publ., 327 p. (In Russ.).

Mirkamalova S.H., Belen'ky G.A., Morozov S.D., Belen'kaya I.G., Rasulov U.M. (1972) Paleogene of Western Uzbekistan. Tashkent, FAN Publ., 116 p. (In Russ.).

Moiseev B.M. (1985) Natural radiation processes in minerals. Moscow, Nedra Publ., 174 p. (In Russ.).

Moiseev B.M., Rakov L.T. (1977) Paleodosimetric properties of  $E_1$ -centers in quartz. *Dokl. Akad. Nauk SSSR* **233**(4), 679-682. (In Russ.).

Passchier S., Uscinowicz S., Laban C. (1997) Sediment supply and transport directions in the gulf of Gdansk as observed from SEM analysis of quartz grain surface textures. Warszawa, Polish Geological Institute.

Rakov L.T. (1992) Nature diffusion of lattice impurities in quartz of sedimentary rocks. *Dokl. Akad. Nauk*, **323**(4), 756-760.

Rakov L.T. (2007) Scientific bases of the use of lattice defects in quartz as an indicator of mineral formation. Doct. geol. and min. sci. diss. Moscow, VIMS, 329 p. (In Russ.).

Rakov L.T. (2009) The Effect of Alkali Ions on Al and Ti Isomorphism in Quartz. *Geochemistry International*, **47**(9), 942-947 (translated from *Geokhimiya*, **47**(9), 1000-1005).

Rakov L.T., Melnikov P.V., Perevozchikov G.V., Golovin E.A., Milovidova N.D., Moiseev B.M., Mishenina T.N. (1991) The process of accumulation of radiation defects in quartz of sedimentary rocks with background uranium contents. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol.*, **6**, 114-119. (In Russ.).

Rakov L.T., Pleskova M.A., Moiseev B. M. (1986) Paramagnetic center in heat-treated quartz. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **289**(4), 962-965. (In Russ.).

Rakov L.T., Prokof'ev V.Yu., Zorina L.D. (2019) Impurity elements in quartz from gold deposits of the Dara-sunsky ore field (Eastern Transbaikalia, Russia): electron paramagnetic resonance data. *Geol. Ore Deposits*, **61**(2), 162-184 (translated from *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **61**(2), 72-92).

Rakov L.T., Shuriga T.N. (2009) The structural dynamic state of quartz as a criterion of its genesis. *Geochemistry International*, **47**(10), 1021-1035 (translated from *Geokhimiya*, **47**(10), 1086-1102).

Rakov L.T., Tkachev A.V., Sakhnov A.A. (2013) Genetic analysis of quartz of pegmatites of the Mamsko-Chui mica-bearing region based on the use of the distribution of isomorphic impurities. *Geo. Ore Deposits*, **55**(1), 41-58 (translated from *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **55**(1), 48-67).

Shcherbakova M.Ya., Sotnikov V.I., Proskuryakov A.A., Mashkovtsev R.I., Solntsev V.P. (1976) On the use of quartz EPR spectra in the assessment of ore-bearing (on the example of gold-ore and copper-molybdenum) mineralization. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **18**(5), 63-69. (In Russ.).

Simanovich I.M. (1978) Quartz of sand rocks. Moscow, Nauka Publ., 156 p. (In Russ.).

Votyakov S.L., Krokhalev V.Ya., Purtov V.K., Krasnobaev A.A. (1993) Luminescent analysis of the structural imperfection of quartz. Ekaterinburg, Ural. publishing house Nauka, 70 p. (In Russ.).

Weeks R.A. (1956) Paramagnetic resonance of lattice defects in irradiated quartz. *J. Appl. Phys.*, **27** (11), 1376-1381.

Weil J.A. (1984) A review of electron spin spectroscopy and its application to the study of paramagnetic defects in crystalline quartz. *Phys. Chem. Minerals*, **10**, 149-165.

Yalysheva A.I. (2010) Typomorphism of clastogenic quartz from Precambrian deposits of the Southern and Middle Urals. *Lithosphere (Russia)*, (1), 64-83. (In Russ.).

Yurgenson G.A. (1984) Typomorphism and ore content of vein quartz. Moscow, Nauka Publ., 149 p. (In Russ.).

## Новые данные по геохимии и изотопии цирконов из раннекембрийских гранитов Уфалейского блока (Средний Урал): шаг к корректировке геодинамических представлений

Г. Ю. Шардакова

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: shardakovagalina@mail.ru

Поступила в редакцию 02.06.2021 г., принята к печати 01.12.2021 г.

**Объект исследований.** Состав и изотопные параметры цирконов и вмещающих их гранитов битимского комплекса, локализованного в восточной части Уфалейского блока (Ср. Урал). **Методы.** Определение микроэлементного состава и изотопов Lu-Hf в цирконах производилось методом LA-ICP-MS (ЦКП “Геоаналитик”, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). **Результаты и выводы.** Облик и geoхимические особенности главной популяции цирконов свидетельствуют об их магматическом генезисе и минимальных преобразованиях, что позволяет считать валидным венд-раннекембрийский ( $520.2 \pm 9.1$  млн лет) возраст гранитов. Более молодые цирконы (401–459 млн лет) по составу отличаются от более древних, были образованы при последующей тектонотермальной активности, возможно, под действием флюидной фазы. Изотопные параметры ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703389$ ,  $\epsilon\text{Hf(t)}_{\text{cr}} = +6.3$ ) и ряд характеристических отношений для цирконов и гранитов указывают на то, что субстрат для выплавления пород был мантийно-коровым. Скорректированы геодинамические представления об обстановке формирования гранитов битимского комплекса: в венде–начале кембрия в данном секторе развивалась окраина трансформного типа, дивергентные движения на которой сопровождались разрывом сплошности коры и внедрением глубинного мантийного диапира; допускается также участие в магмогенерации вещества слэба. **Практическое применение.** Результаты могут применяться для целей геологического картирования и создания общей геодинамической картины зоны сочленения Уральского орогена с Восточно-Европейской платформой.

**Ключевые слова:** окраина континента, трансформные процессы, плюмависимые серии, Уральский подвижный пояс, Восточно-Европейская платформа, граниты, цирконы, геохимия, геодинамика, субстрат

### Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № АААА-А18-118052590029-6, с использованием оборудования ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, соглашение № 075-15-2021-680

## New data on the trace element composition and Lu-Hf isotopic system of zircons from the Early Cambrian granites of the Ufaley block (Middle Urals): a step to the correction of geodynamic concepts

Galina Yu. Shardakova

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

Received 02.06.2021, accepted 01.12.2021

**Research subject.** Composition and isotopic parameters of zircons and their host granites of the Bitim complex, localised in the eastern part of the Ufaley block (Middle Urals). **Materials and methods.** The determination of trace element composition and Lu-Hf isotope system in zircons was carried out by LA-ICP-MS (the “Geoanalitik” shared research facilities of the IGG UB RAS, Ekaterinburg). **Results and conclusions.** The images and geochemical features of the main zircon population from granites confirm their magmatic genesis and minimal alteration, which proves previously defined Vendian-Cambrian ( $520 \pm 9$  Ma) age for the granites. Younger zircons (401–459 Ma) differing in composition from the older ones,

**Для цитирования:** Шардакова Г.Ю. (2022) Новые данные по геохимии и изотопии цирконов из раннекембрийских гранитов Уфалейского блока (Средний Урал): шаг к корректировке геодинамических представлений. *Литосфера*, 22(1), 55–74. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-1-55-74>

**For citation:** Shardakova G.Yu. (2022) New data on the trace element composition and Lu-Hf isotopic system of zircons from the Early Cambrian granites of the Ufaley block (Middle Urals): a step to the correction of geodynamic concepts. *Lithosphere (Russia)*, 22(1), 55–74. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-1-55-74>

were formed during subsequent tectonic-thermal activity, possibly under the fluid action. The mixed mantle-crustal nature of substrate for the granite melting is indicated by specific isotopic parameters ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703389$ ,  $\epsilon\text{Hf(t)}_{\text{aver}} = +6.3$ ) and a number of characteristic ratios for zircons and granites. The geodynamic concepts of the granite formation settings of the Bitim complex are corrected: in the Vendian–Early Cambrian, a transform-type margin has developed in this sector, the divergent movements on which have been accompanied by a break in the continuity of the crust and the intrusion of a deep mantle diapir; the participation of the slab substance in the magma generation might also be assumed. *Conclusions.* The results obtained can be used for the geological mapping and correction of a general geodynamic scheme for the junction zone between the Ural Mobile Belt and the East European platform.

**Keywords:** continental margin, transform processes, plume-dependent series, Ural Mobile belt, East European platform, granites, zircons, geochemistry, geodynamics, substrate

#### Funding information

*The studies were carried out as part of the IGG UB RAS state assignment (state registration No. AAAA-A18-118052590029-6), using the “Geoanalitik” shared research facilities of the IGG UB RAS. The re-equipment and comprehensive development of the “Geoanalitik” shared research facilities of the IGG UB RAS is financially supported by the grant of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (agreement No. 075-15-2021-680)*

#### Acknowledgements

The author expresses her deep gratitude to the Chief Researcher of IGG UB RAS V.V. Kholodnov and the untimely departed A.A. Krasnobaev for valuable advice when discussing the material; analysts M.V. Chervyakovskaya and V.S. Chervyakovskiy for the high-quality and timely determination of the microelement composition of zircons. We honour the memory of the remarkable geologists of the “Chelyabgeos’emka” JSC V.I. Petrov, E.A. Belgorodsky, and V.P. Saveliev. We express our sincere gratitude to B.A. Puzhakov, N.S. Kuznetsov, and A.V. Moiseev – the role of these bright scientists in shaping ideas about the structure of the eastern edge of the East European Plate is invaluable.

## ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время большое внимание уделяется последовательности проявления геодинамических процессов, происходящих в зонах сочленения континентальных блоков, между которыми ранее существовали или завершают свое развитие океанические бассейны (Хайн, 2001; Abratis, Worner, 2001; Patche, Chase, 2002; Castillo et al. 2008; Calmus et al., 2011; Гребенников и др., 2013; и мн. др.). Зоны сочленения, как правило, имеют большую протяженность и на разных участках эволюционируют асинхронно. Приграничные части континентальных блоков могли развиваться в режимах пассивной или активной окраин, к ним причленялись аккреционные терреины разного состава, возрасла и генезиса, происходили процессы интенсивного магмообразования, метаморфизма и т. п., создавая, как правило, достаточно сложную картину. Благодатным полигоном для изучения геодинамических обстановок таких гетерогенных секторов является зона сочленения Уральского подвижного пояса (УПП) с Восточно-Европейской платформой (ВЕП), имеющая большую протяженность, длительную историю развития и насыщенная разновозрастными магматическими породами (в частности, гранитоидами). В этой граничной области сосредоточен ряд блоков (антиклинальные структуры разного ранга), имеющих древнее основание

(доуралиды) – Ляпинский, Кваркушско-Каменнопоргский, Ишеримский, Уфалейский, Башкирский, Уралтауский, Эбетинский. Эволюция каждого из них имеет свои особенности, не всегда ясные с точки зрения геодинамики. Существуют различные гипотезы об их происхождении, исходной позиции и последующей миграции, но общая картина венд-кембрийских событий зоны сочленения УПП и ВЕП до сих пор находится в состоянии “пазла”.

Объектом данного исследования являются гранитоиды венд-кембрийского возраста, развитые в центральной и восточной частях Уфалейского блока (УБ). Они отнесены к битимскому комплексу (Шардакова, 2015) по аналогии со сходными породами северной части субмеридионально протяженного Уфалейского антиклиниория (Гаврилова и др., 2007). Последняя, по мнению автора, могла развиваться автономно. Предмет изучения – изотопно-geoхимические особенности гранитов битимского комплекса и цирконов из них. Цель работы – корректировка представлений о геодинамическом режиме и возрасте гранитообразования венд-кембрийского этапа развития УБ. Для ее достижения предполагалось решение следующих задач: исследование морфологии и состава цирконов из гранитов битимского комплекса и степени влияния на них метаморфизма и/или флюидного воздействия; заключение о валидности возрастных датировок; реконструкция состава субстрата (по

индикаторным отношениям ряда РЭ в цирконах и породах, Lu-Hf изотопным параметрами); сопоставление с имеющимися данными по цирконологии и петрологии вмещающих метаморфических толщ; геодинамические интерпретации на основе новых характеристических диаграмм. Результаты работы могут применяться для геологического картирования и палеогеодинамических реконструкций.

## ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДУЕМЫХ ПОРОД И ЦИРКОНОВ ИЗ НИХ

Гранитоиды, являющиеся объектом изучения, расположены в восточной части УБ и входят в состав Никольского массива, который представляет собой группу сближенных тел сложной формы. В ходе геологической съемки и последующих работ (Шардакова, Савельев, 2010, Шардакова, 2015а, 2015б, 2016) породы этого полихронного образования подразделены на ряд комплексов: битимский (венд-кембрий), уфалейкинский (карбон), кизильский (пермь). Несколько сильно деформированных гранитоидных тел, образующих ксенолиты во всех указанных образованиях, отнесены (Гаврилова и др., 2007) к чусовскому комплексу (докембрий?), более распространенному в северной части Уфалейского антиклиниория. Породы битимского комплекса занимают основную часть площади Никольского массива. Они вскрыты карьером (в 20 км к восток-юго-востоку от крайней восточной точки восточного берега Нижнеуфалейского пруда) на склоне возвышенности, а также серией канав. Гранитоиды секут апогабровые амфиболиты, гранитогнейсы, мигматиты (PR), рассекаются дайками гранитов уфалейкинского ( $C_2$ ) и кизильского (P) комплексов (Белковский, 2011; Шардакова, 2015а, 2016; и др.).

По минеральному и химическому составу породы битимского комплекса отвечают гранитам. Они характеризуются гнейсовидной, средне-крупнозернистой, порфировидной структурой, состоят из фенокристов микроклина (реже – олигоклаза) на фоне более мелкого базиса, представленного плагиоклазом, кварцем, мусковитом, биотитом (аннитом); акцессории – сфен, эпидот, циркон. Метаморфические минералы не фиксируются, наблюдается только легкий катаклаз, местами – бластез. Битимские граниты (БГ) относятся к известково-щелочному типу, умереннощелочному ряду, они являются среднекалиевыми, отвечают слабопералиюминиевым разностям. Оцененные параметры их генерации:  $P = 4–5$  кбар и  $T > 630^\circ\text{C}$ . Породы имеют довольно высокие содержания железа и титана, сумма РЗЭ = 70–160 г/т,  $\text{La/Yb} = 4–10$ ,  $\text{Eu/Eu}^* < 1$ , характерны отрицательные аномалии Nb, Ti, положительная – Th (относительно БСОХ). Петрогохимические параметры БГ – промежуточные между таковыми для рифтогенных и орогенных образо-

ваний. Подробно петрография и особенности состава данных гранитов описаны в работах (Шардакова, 2015а, 2016; Шардакова, Червяковская, 2020; и др.).

БГ датированы несколькими методами: Ar-Ar (по биотиту) –  $579 \pm 7.1$  млн лет, Rb-Sr –  $533 \pm 7$  млн лет ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703389$ ), U-Pb (по цирконам) –  $520.2 \pm 9.1$  млн лет (Червяковская, Шардакова, 2020).

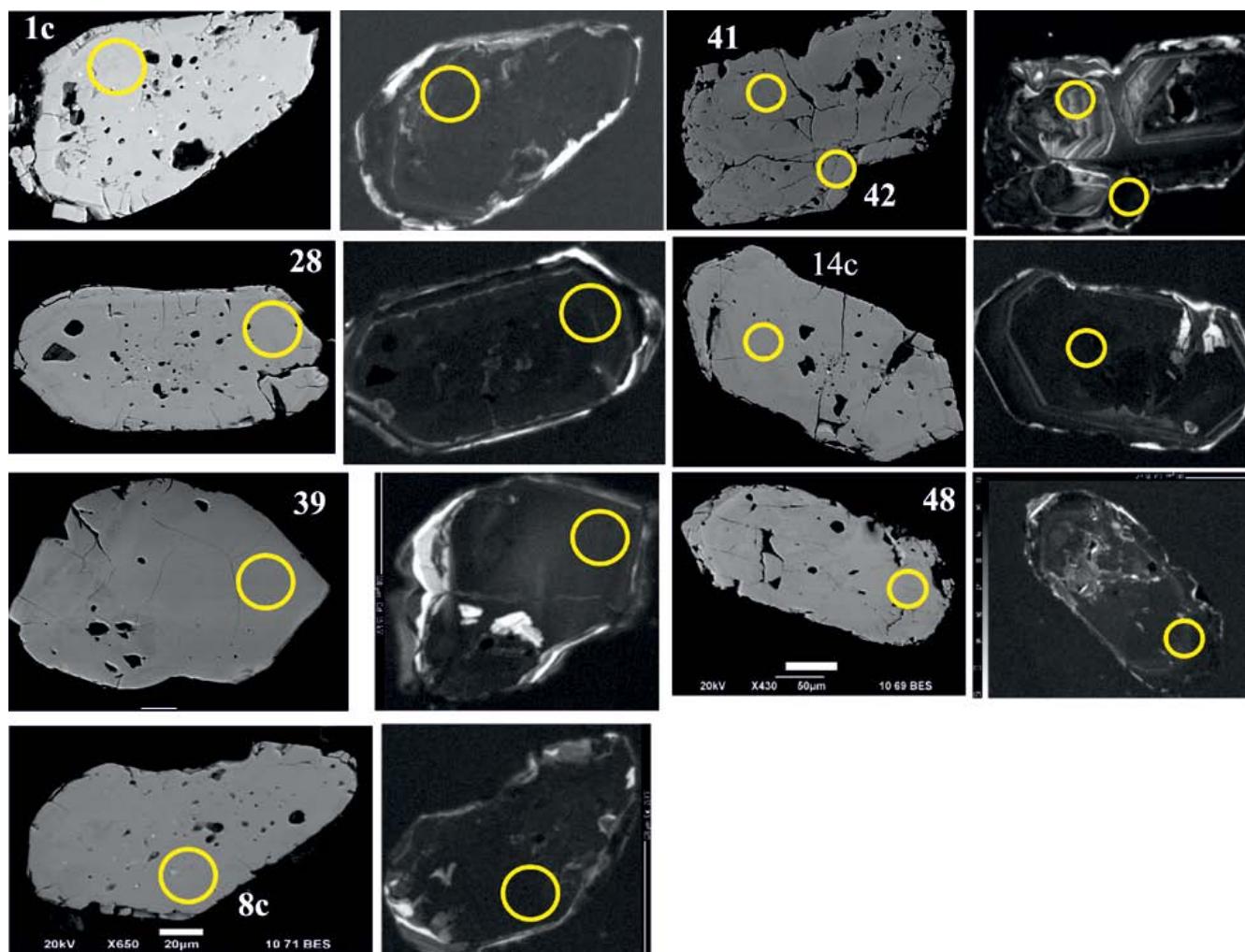
Проба гранитов битимского комплекса, из которой выделялись цирконы (рис. 1) для изучения микроэлементного состава и Lu-Hf изотопии, отобрана из центральной части субвертикальной стенки карьера (в настоящее время он почти выработан). Химический состав породы следующий, мас. %:  $\text{SiO}_2 = 71.88$ ,  $\text{TiO}_2 = 0.19$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.81$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 1.79$ ,  $\text{FeO} = 0.6$ ,  $\text{MnO} = 0.05$ ,  $\text{MgO} = 0.47$ ,  $\text{CaO} = 1.25$ ,  $\text{Na}_2\text{O} = 5.00$ ,  $\text{K}_2\text{O} = 3.71$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.08$ ;  $\text{Zr} = 55\text{г/т}$ . Размер зерен цирконов – 200–400 мкм (по удлинению).

Индивиды прозрачные или полупрозрачные, почти бесцветные или светло-розовато-коричневые; имеют призматический габитус с отношением длины к ширине от 1–2 до 1–3.5. Для них характерны грани призм (100), (110), бипирамид (101) и (211). Есть зерна со скругленными очертаниями или обломочного вида, подверженные дроблению или коррозии. На CL-изображениях иногда видны следы тонкой первичной зональности. Большая часть зерен имеет темную ядерную часть, изредка содержит светлые участки, возможно, это реликты цирконов субстрата. Почти во всех зернах присутствуют следы растворения и замещения ранних генераций новообразованными, формирующими оболочки, извилистые зоны “внедрения” или пятна. Многие зерна содержат скопления округлых пор, что может указывать на действие флюида или гидротермальные процессы (Geisler et al., 2003; Hoskin, 2005; Fu et al., 2009; Каулина, 2010; и др.). Иногда в участках, близких к каймам, фиксируются микроподключения апатита и плагиоклаза. Первичные особенности внутреннего строения цирконов сильно нарушены тектонотермальными процессами, поэтому выделить генетические популяции без изучения состава не представляется возможным.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Цирконы (пр. ПС-28/78) выделялись из протолочек по удельному весу в тяжелых жидкостях с последующей ручной разборкой под бинокуляром. Затем минералы помещались в шайбы из эпоксидной смолы. Путем полировки шайб цирконы выводились на поверхность приблизительно на половину толщины зерна. Перед аналитической процедурой препараты очищались спиртом и азотной кислотой (3%).

Измерения производились в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург. Анализ микроэлементного состава цирконов проведен на



**Рис. 1.** Оптические (слева) и катодолюминесцентные (справа) изображения цирконов из гранитов битимского комплекса.

Цветными кружками показаны точки измерения состава. Номера кружков соответствуют номерам проб в табл. 1.

**Fig. 1.** Optical (left) and CL- (right) images of zircons from granites of the Bitim complex.

Colored circles show the points of composition measurement. The circle numbers correspond to the sample numbers in Table 1.

ICP-MS NexION 300S (PerkinElmer) с приставкой для лазерной абляции NWR 213. Параметры приставки для ЛА: энергия лазерного излучения – диаметр кратера 25 мкм, частота повторения импульсов – 10 Гц, плотность энергии – 10.5–11.5 Дж/с<sup>2</sup>. Обработка результатов проводилась в программе GLITTER V4.4. с использованием внутреннего стандарта SiO<sub>2</sub>, в качестве внешнего первичного стандарта использовали стандартное стекло NISTSRM 610 (в качестве вторичного – стандартное стекло NIST SRM 612), измеренное методом “взятия в вилку” через 10–12 измерений.

Анализ Lu-Hf-изотопной системы выполнялся на многоколлекторном масс-спектрометре ICP-MS Neptune Plus (Thermo Fisher Scientific) с приставкой

для лазерной абляции NWR 213. Диаметр кратера – 25 мкм, частота повторения импульсов – 20 Гц, плотность энергии – 10.5–11.5 Дж/с<sup>2</sup>. В качестве первичного стандарта использовался циркон GJ-1, в качестве вторичных – цирконы 91500, Plesovice и Mud Tank; процедура велась методом “взятия в вилку” через 5 измерений. Средневзвешенное значение изотопного отношения <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf для стандартов GJ-1 и Plesovice составило  $0.282017 \pm 0.000009$  ( $N = 15, \pm 2\sigma$ ) и  $0.28246 \pm 0.000009$  ( $N = 6, \pm 2\sigma$ ) соответственно в рамках данной измерительной сессии. Погрешность измерения ( $2\sigma$ ) изотопного отношения <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf для стандартов циркона изменилась от 0.006 до 0.023%. Аналитики М.В. Червяковская и В.С. Червяковский.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

### Микроэлементы в гранитах БК

Содержания микроэлементов в цирконах БГ приведены в табл. 1. В ней в двух нижних строчках указаны величины  $U-Pb$  возраста и  $\epsilon Hf(t)$ , измеренные несколько ранее (Шардакова, Червяковская, 2020) в точках, максимально приближенных к тем, в которых определялись содержания микроэлементов. Заметим, что из-за особенностей данного метода (диаметр пучка 25 мкм) для ряда зерен в область замера, вероятно, попадали микроявления. Поэтому из таблицы исключен ряд элементов с “ураганными” содержаниями, указывающими на присутствие в ореоле постороннего минерала.

Считается, что важную генетическую информацию может дать анализ поведения  $U$  и  $Th$  в цирконах. Содержания их в цирконах БГ варьируют, г/т:  $U = 598-1931$ ,  $Th = 274-876$ . Большая часть точек дает почти линейную прямую зависимость между концентрациями этих элементов, что указывает на единство происхождения популяции зерен. В единственной паре (в пределах одного зерна, т. 41, 42) от центра к краю отношения поникаются, а эволюция составов идет в сторону обогащения  $U$ . Минимальное содержание  $U$  фиксируется в т. 41 – это замер в периферической части тонкозонального (светлые зоны) зерна, обрастающего более темной каймой. Возраст этого участка (401 млн лет) сильно омоложен относительно датировки самой породы (520 млн лет). Величины отношения  $Th/U$  для всей совокупности исследованных зерен лежат в интервале 0.36–0.59 (одно значение составляет 0.23) и четко не коррелируются с возрастом.

Другим индикаторным параметром может являться величина отношения  $Zr/Hf$ , которая, как правило, понижается по мере дифференцированности расплава. В нашем случае  $Zr/Hf$  изменяется от 29 до 43, при этом минимальное значение наблюдается в самом низкоурановом (почти самом “омоложенном”) зерне (т. 41), к его кайме оно растет до 38, что не указывает на единый кристаллизационный процесс.

Содержания титана в цирконах позволяют характеризовать термический режим минералообразования (Watson, 1979; Watson et al., 2006; Ferry, Watson, 2007). В исследованных зернах они лежат в диапазоне от 11 до 213 г/т, что, по (Hoskin, 2005), может свидетельствовать о различии в степени изменения, структурной упорядоченности и/или генезисе цирконов (магматический или гидротермальный). О температурах формирования будет сказано ниже при обсуждении генезиса цирконов. Концентрации других HFSE в цирконах БГ изменчивы, г/т:  $Y = 1700-6600$ ,  $Nb = 75-310$ ,  $Ta = 17-100$  (см. табл. 1).

Как правило, РЗЭ в породах и магматогенных минералах достаточно устойчивы к воздействию метаморфических и гидротермальных процессов. Для цирконов БГ их содержания таковы, г/т: сумма РЗЭ – 1323–4788, ЛРЗЭ – 54–257; величины ряда индикаторных отношений также варьируют в широких пределах (см. табл. 1). Нормированные по хондриту тренды распределения РЗЭ в цирконах БГ приведены на рис. 2. Цирконы, возраст которых отвечает возрасту породы (т. 39, 48), содержат меньше всего ЛРЗЭ (особенно La); в них максимальны величины  $(Sm/La)_n$ .

### Lu-Hf изотопная система в цирконах из гранитов битимского комплекса

Lu-Hf изотопная система считается более устойчивой к гидротермальным процессам, чем Rb-Sr и Sm-Nd. Как показано выше, цирконы из БГ в разной степени изменены. Тем не менее максимально близко к кратерам замеров возраста можно выбрать наиболее однородные участки зерен, имеющие ровную темно-серую в CL-лучах окраску. В них был измерен изотопный состав Hf, полные результаты приведены в недавней работе (Шардакова, Червяковская, 2020). Во всех измеренных точках зафиксированы положительные величины  $\epsilon Hf(t)$  (от +1.5 до +12.5), среднее значение составляет +6.3. Значения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  лежат в диапазоне 0.282533–0.282797. Двухстадийный модельный возраст  $T_{DM}^C$  (Chauvel, Blacher-Toft, 2001; Griffin et al., 2002), отражающий время пребывания в коре источника для выплавления БГ, лежит в диапазоне от 705 до 1416 млн лет (средний рифей–венд), превышая возраст кристаллизации породы.

## ДИСКУССИЯ

### О природе цирконов и валидности возраста кристаллизации пород

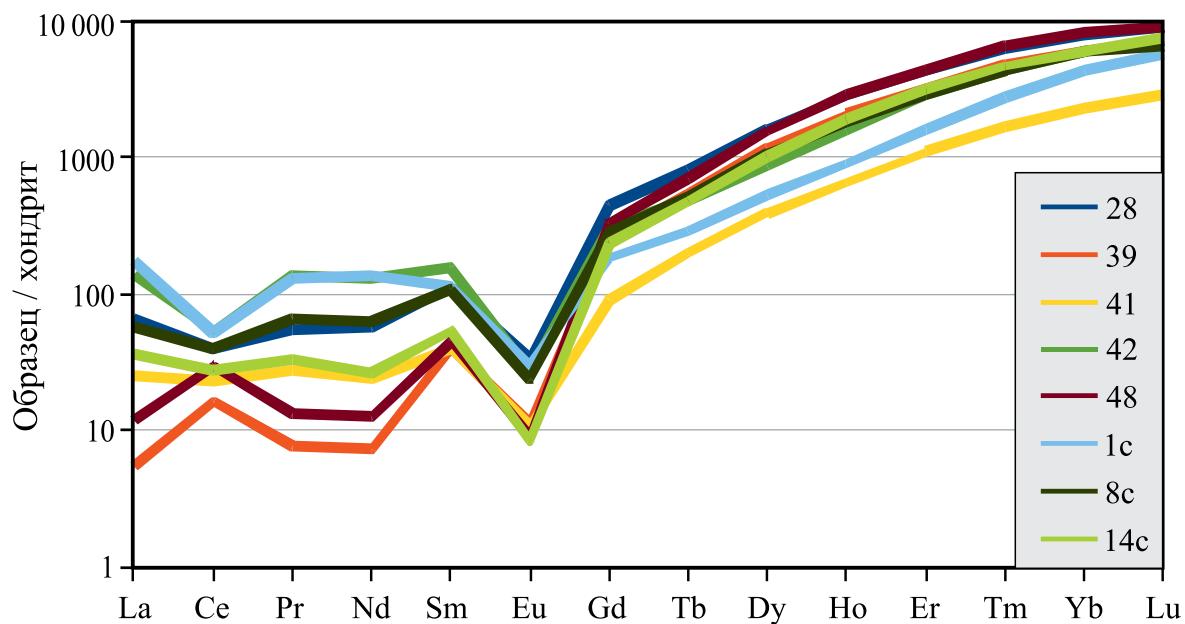
Анализ и обобщение литературных данных показывают, что для большинства магматических цирконов величина отношения  $Th/U$  составляет 0.3–0.7, более низкие значения (0.3–0.1) указывают на гидротермальное происхождение цирконов (Rubatto, 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003; Fu et al., 2009; Zhong et al., 2018; и др.). Понятие “гидротермальные цирконы” довольно расплывчато и со времени опубликования первых работ по геохимии цирконов несколько трансформировалось. Наиболее современные данные показывают, что низкое значение  $Th/U$ -отношения часто указывает не на генезис, а на степень структурной упорядоченности, особенности состава цирконов и вмещающих пород. В цирконах различной природы (ранне-, поздне-, постмагматических, метаморфогенных) реально фиксируются очень широкие вариации содер-

**Таблица 1.** Содержание элементов-примесей и расчетные индикаторные параметры для цирконов из гранитов битимского комплекса, г/т**Table 1.** Content of trace elements and calculated indicator parameters for zircons from granites of the Bitim complex, ppm

| Компонент                                      | Номера проб |           |           |          |         |          |          |          |
|--|-------------|-----------|-----------|----------|---------|----------|----------|----------|
|  | 28          | 39        | 41        | 42       | 48      | 1C       | 8C       | 14C      |
| Ca   | 10.41       | 0.5       | 0.5       | 0.5      | 4.56    | 0.5      | 0.5      | 0.5      |
| Ti   | 42.12       | 13.3      | 40.15     | 22.71    | 11.35   | 213.37   | 105.7    | 83.17    |
| Sr   | 1.79        | 0.5       | 0.5       | 0.5      | 0.93    | 2.46     | 1.17     | 7.24     |
| Y  | 6395.54     | 5126.43   | 1785.79   | 3821.8   | 6680.86 | 2350.29  | 4460.01  | 4930.93  |
| Nb   | 308.31      | 79.69     | 75.76     | 310.29   | 292.53  | 100.77   | 175.19   | 253.4    |
| Ba   | 2.25        | 0.59      | 2.03      | 2.41     | 0.5     | 1.47     | 0.97     | 6.45     |
| Hf   | 13 423.8    | 12 315.74 | 18 025.79 | 13 956.9 | 13 533  | 12 398.6 | 11 300.2 | 13 599.3 |
| Th   | 876.58      | 613.77    | 274.84    | 790.52   | 847.64  | 344.5    | 788.18   | 597.65   |
| U  | 1682.75     | 1040.15   | 598.64    | 1931.92  | 1805.27 | 1505.46  | 1398.51  | 1668.4   |
| La   | 24.35       | 2.03      | 9.26      | 50.54    | 4.37    | 63.58    | 21.25    | 13.45    |
| Ce   | 37.55       | 15.61     | 22.18     | 51.51    | 28.27   | 49.82    | 37.59    | 26.91    |
| Pr   | 7.34        | 1.06      | 3.8       | 18.85    | 1.8     | 17.81    | 9.05     | 4.5      |
| Nd   | 40.21       | 5.19      | 17.33     | 90.55    | 9       | 96.55    | 44.92    | 18.74    |
| Sm   | 25.66       | 9.19      | 9.26      | 35.72    | 10.48   | 26.23    | 24.74    | 12.39    |
| Eu   | 2.9         | 0.96      | 0.93      | 2.36     | 0.78    | 2.6      | 2.05     | 0.72     |
| Gd   | 134.73      | 80.37     | 27.68     | 96.43    | 100.44  | 56.11    | 87.3     | 72.15    |
| Tb   | 46.82       | 30.75     | 11.56     | 28.18    | 41.27   | 16.73    | 29.76    | 27.8     |
| Dy   | 625.44      | 444.55    | 150.47    | 339.28   | 595.55  | 201.39   | 410.13   | 388.93   |
| Ho   | 240.53      | 175.71    | 55.99     | 133.97   | 242.45  | 76.63    | 153.15   | 161.51   |
| Er   | 1061.97     | 784.94    | 271.15    | 703.17   | 1071.98 | 396.05   | 714.29   | 783      |
| Tm   | 222.64      | 168.01    | 58.64     | 155.14   | 229.63  | 97.68    | 156.46   | 166.15   |
| Yb   | 1966        | 1493.33   | 573.04    | 1500.25  | 2039.49 | 1070.34  | 1465.88  | 1474.79  |
| Lu   | 351.94      | 274.01    | 111.76    | 275.87   | 344.68  | 222.42   | 254.28   | 281.9    |
| (REE)t   | 4788.08     | 3485.71   | 1323.05   | 3481.82  | 4720.19 | 2393.94  | 3410.85  | 3432.94  |
| Th/U   | 0.52        | 0.59      | 0.46      | 0.41     | 0.47    | 0.23     | 0.56     | 0.36     |
| Zr/Hf  | 41.83       | 43.52     | 29.78     | 38.26    | 40.38   | 41.16    | 39.68    | 39.72    |
| (Sm/La)n                                       | 18.00       | 22.92     | 25.55     | 19.20    | 25.05   | 23.54    | 20.72    | 25.22    |
| (Pr/Nd)n                                       | 1.67        | 7.21      | 1.59      | 1.12     | 3.81    | 0.66     | 1.85     | 1.46     |
| Ce/Ce*   | 0.66        | 2.50      | 0.88      | 0.39     | 2.36    | 0.35     | 0.64     | 0.81     |
| Eu/Eu*   | 0.15        | 0.11      | 0.18      | 0.12     | 0.07    | 0.21     | 0.14     | 0.07     |
| T°C  | —           | 773       | —         | —        | 757     | —        | —        | —        |
| <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U<br>млн лет | 447         | 504       | 401       | 447      | 534     | 442      | 374      | 504      |
| εNd(t)   | 7.90        | 7.10      | 7.30      | H. o.    | 2.40    | 3.60     | H. o.    | H. o.    |

Примечание. Авторские номера точек соответствуют таковым в работе (Шардакова, Червяковская, 2020), где приведены данные по <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U возрасту пород (табл. 1), величине εNd(t) (табл. 2). Температура рассчитана по (Watson et al., 2006; Ferry, Watson, 2007) для активности Ti = 1. Прочерк означает непригодность зерна для расчета температуры кристаллизации. Н. о. – не определялось.

Note. The author's numbers of points correspond to those in (Shardakova, Chervyakovskaya, 2020), where data on the <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U age of rocks (Table 1) and the εNd (t) value (Table 2) are given. The temperature was calculated according to (Watson et al., 2006; Ferry, Watson, 2007) for the activity Ti = 1. A dash means the grain is unsuitable for calculating the crystallization temperature. H. o. – not determined.



**Рис. 2.** Нормированные по хондриту (Sun, McDonoug, 1989) содержания РЗЭ в цирконах БГ.

Номера трендов соответствуют номерам проб в табл. 1.

**Fig. 2.** Chondrite-normalized (Sun, McDonoug, 1989) REE contents in BG zircons.

The trend numbers correspond of the samples numbers in the Table 1.

жаний U и Th (Pelleter et al., 2007; Каулина, 2010; Балашов, Скублов, 2011; Wang et al., 2013; и мн. др.).

В цирконах БГ величина Th/U-отношения составляет 0.36–0.59 (за единичным исключением – 0.23), однако облик и строение многих кристаллов указывают на сильные преобразования структуры и, вероятно, состава. Тем не менее ряд зерен (участков), безусловно, сохраняют первичные геохимические (и изотопные) характеристики. Для уточнения генезиса цирконов использованы известные диаграммы Хоскина (Hoskin, 2005; Fu et al., 2009). Отметим, что анализ массива современных литературных и авторских данных показывает, что область магматических составов (поле M) следовало бы “растянуть вниз”. На рис. 3 точки цирконов БГ образуют узкое поле, протягивающееся от области, близкой к полю M, к “промежуточным” составам и далее к “гидротермальным” (H), частично попадая в область последних. К полю, указывающему на магматический генезис (минимальную степень изменений), тяготеют составы т. 39 ( $504 \pm 10$ ) и 48 ( $534 \pm 12$ ), имеющие возраст, отвечающий (с учетом погрешности, полные данные приведены в (Шардакова, Червяковская, 2020)) времени кристаллизации породы ( $520.2 \pm 9.1$  млн лет).

Отметим некоторые важные закономерности в поведении ряда элементов и отношений в цирконах БГ. Как правило, в цирконах из одной поро-

ды с ростом их структурной разупорядоченности и/или степени изменений, или эволюции состава постмагматической флюидной фазы возрастает содержание неформульных элементов (считая формульными Zr и  $\text{SiO}_2$ ), падает значение отношения  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$ , растут концентрации ЛРЗЭ, особенно показательным является поведение La. Его содержания увеличиваются, как правило, в поздних (или преобразованных) генерациях цирконов (Trail et al., 2012; Loucks et al., 2018; Балашов, Скублов, 2011; и др.). Синхронное изменение указанных параметров показано на рис. 4. Для La и  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  характерна практически линейная обратная зависимость. При этом отдельную позицию занимают именно магматогенные (т. 39, 48) зерна, что подтверждает их максимальную сохранность. Наибольшую степень изменений (или генерацию на поздней стадии эволюции флюида) демонстрируют т. 1c (пятилистый участок зерна, датировка 444 млн лет), 42 (440 млн лет, темная кайма, обрастающая субдиоморфное зерно с реликтовой (первичной?) зональностью в кайме (см. рис. 1)).

Позиция большей части цирконов с возрастом более молодым, чем время кристаллизации породы, близка к полю H или лежит внутри него. Содержания микроэлементов, за исключением закономерного роста РЗЭ, в этих “молодых” зернах сильно варьируют. При этом позднемагмати-

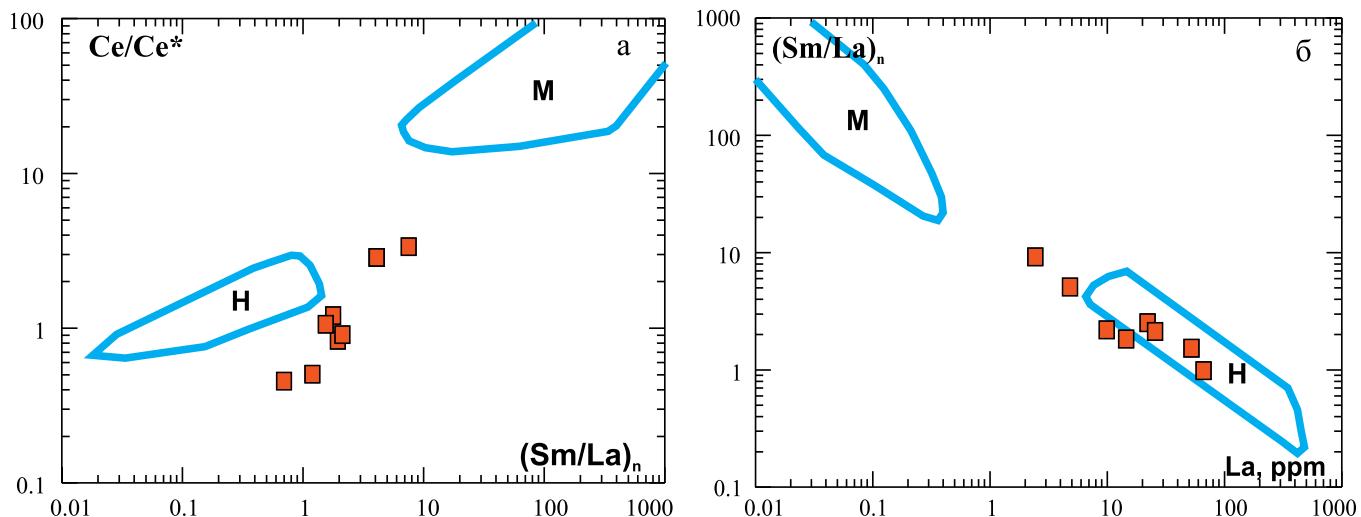


Рис. 3. Диаграммы Хоскина (Hoskin, 2005; Fu et al., 2009), определяющие генетические особенности цирконов.

Fig. 3. Genetic diagrams (Hoskin, 2005; Fu et al., 2009) for zircons.

ческий генезис (кристаллизацию из остаточного флюида) можно предполагать уверенно только для однородной по окраске широкой каймы т. 42, обрастающей идиоморфные зерна магматического облика (состав которых не определен, но возраст явно омоложен (см. (Шардакова, Червяковская, 2020). По совокупности параметров к нему также близко зерно (кайма) 1с. В частности, в этих каймах фиксируются самые высокие содержания ЛРЭ и минимальные величины отношения  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$ . Между тем почти линейная связь этих величин во всей совокупности молодых цирконов может свидетельствовать в пользу единства процесса, их формирующего, например эволюции состава поздне- или постстмагматического флюида.

Температуры, подсчитанные с учетом содержаний  $\text{Ti}$  в цирконах БГ, реальны только для точек с минимальными содержаниями этого элемента (39, 48), составляя 750–770°C. В связи с неопределенностью парагенетических соотношений циркона с минералами титана активность последнего принята за единицу, т. е. расчетные величины являются минимально возможными. Они превышают температуры гранитного минимума и (наряду с другими признаками) характеризуют эти зерна как явно магматические. Независимый расчет температур насыщения расплава  $\text{Zr}$ , проведенный по составу пород (Hanchar, Watson, 2003; Kostitsyn et al., 2015), дает близкий интервал температур кристаллизации (Шардакова, Червяковская, 2020).

Таким образом, по совокупности особенностей химического состава цирконы с возрастом 504–534 млн лет действительно представляют собой минимально измененные разности, которые кристаллизовались из расплава в ходе генерации гранитов.

Это позволяет утверждать, что приводимая ранее конкордантная  $\text{U-Pb}$  датировка  $520.2 \pm 9.1$  млн лет является возрастом породы, а не отражает этап метаморфических преобразований.

Уфалейский блок – фрагмент пояса доуралид, испытавший несколько активнейших тектонотермальных эпизодов (Белковский, 2011; Шардакова, 2016, Огородников и др., 2016). Поэтому многолетние попытки установить действительный древний возраст пород основания УБ большей частью безрезультатны. Предполагаемые ранее “машакские” (средний рифей) датировки для вмещающих БГ амфиболитов и гнейсов, близких по составу аналогичным породам Башкирского мегантиклиниория, но часто превращенных в бластомилюниты, не были получены. Отмечается (Краснобаев и др., 2010), что “дорифейский возраст Уфалейского блока вообще основывается на косвенных соображениях (особенности состава пород, однородный метаморфизм, соотношения с вмещающими комплексами и др.)”. Самая древняя из старых приводимых датировок – возраст иттреэпидота из пегматитовой жилы, прорывающей слюдяные сланцы куртинского комплекса в районе пос. Слюдорудник ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 1470$  млн лет), не принадлежит породам центра УБ. Куртинская пластина, относимая к его восточной части, по нашему и многих других исследователей мнению (Краснобаев, Русин, 2010; Белковский, 2011; Пучков, 2010; и др.), – это сегмент, чужеродный по отношению к гнейсам и амфиболитам данного блока. Существуют  $\text{Pb-Pb}$  датировки в интервале 1100–900 млн лет (Нечеухин и др., 2000), которые даже авторы указанной работы не считают самыми древними. В ходе исследований постоянно модифицируется возрастная гисто-

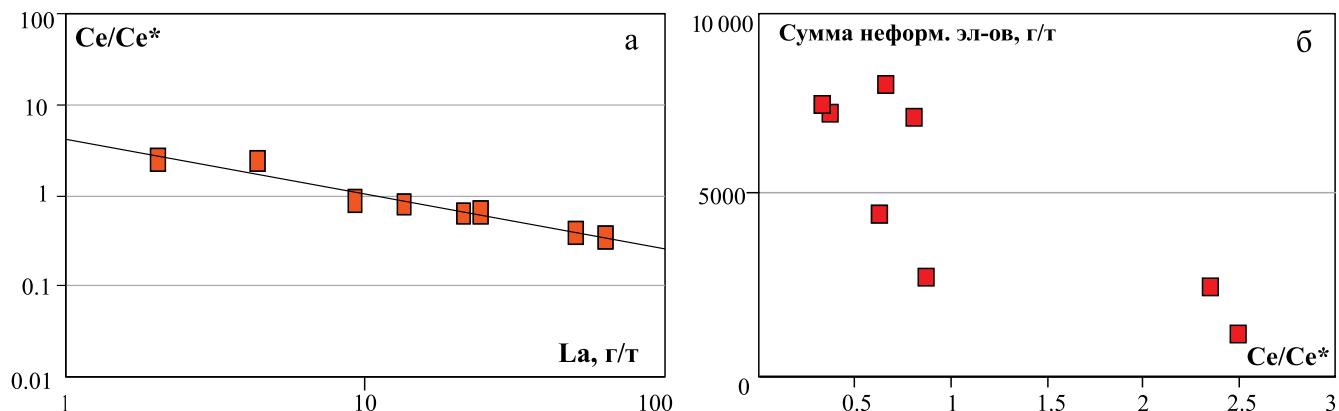


Рис. 4. Диаграмма соотношений La–Ce/Ce\* (а), суммы неформульных элементов (включая РЗЭ) и величины аномалии церия (б) для цирконов БГ.

Fig. 4. Diagram of the La–Ce/Ce\* ratios (a), the total content of non-modular elements (including REE) and the magnitude of the Ce-anomaly (б) for BG zircons.

грамма Кейльмана (Кейльман, 1974; Отчет..., 2009; Огородников и др., 2016; Шардакова, 2016; и др.), пополняется новыми разнородными датировками, среди которых нет докембрийских. В одной из последних статей А.А. Краснобаева с соавторами (2010), касающейся эволюции метаморфических пород “рамы” БГ, приведены конкордантные датировки млн лет:  $511 \pm 15$  (амфиболит) и  $472 \pm 19$  (гранитогнейс). Авторы отмечают следующее: “...эти возрастные рубежи соответствуют реальным процессам цирконообразования, ...которое происходило в относительно сухих, но высокобарических условиях, что не мешало росту кристаллов, но вызывало их хрупкое разрушение и коррозионную обработку поверхностей излома (сглаживание как способ снижения поверхностной энергии). Хрупкие деформации могли происходить в обстановке литосферного растяжения только в кристаллических, уже метаморфизованных породах, и это можно трактовать как косвенное свидетельство более древнего возраста протолита”.

Приводимые выше цифры (с учетом погрешностей) очень близки к возрасту БГ. Замечено было бы счастье их результатом одного процесса, но в таком случае содержания элементов U–Th–Pb системы в обоих случаях должны быть хотя бы сопоставимы, чего не наблюдается: в цирконах БГ они совершили другие, чем в метаморфогенных. Поэтому определенный нами возраст ( $520.2 \pm 9.1$  млн лет) можно считать временем образования БГ, а близкие цифры по вмещающим породам – датировкой очередного метаморфического эпизода, синхронного с гранитообразованием (венд)-кембрийского этапа. В неоднородном облике цирконов БГ, по мнению автора, отражено участие флюидной составляющей. “Стресс” древних датировок в

зернах, несущих в ядрах реликтовое вещество субстрата, тоже указывает на интенсивные и неоднократные преобразования в U–Pb изотопной системе. Многократно отмечено, что один из главных этапов метаморфизма в УБ (Кейльман, 1974; Коротеев и др., 2009; Огородников и др., 2016; Шардакова, 2016) происходил в интервале 540–515 млн лет.

### О составе субстрата

Пониженное первичное отношение  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.703389$  (Шардакова, 2016) для БГ указывает на значительную долю мантийного компонента в субстрате. Об этом же свидетельствуют параметры Lu–Hf системы. Среднее значение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  составляет 0.5136144. Единичный циркон с возрастом, отвечающим времени кристаллизации породы, с максимальной величиной  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  (+12.5), приближается к деплетированному мантийному тренду. Отметим, что данное зерно сильно изменено, оно могло быть захвачено из вмещающих пород, и его возраст, вероятно, омоложен.

В целом по выборке величина  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  меняется от +1.5 до +12.5 (в среднем +6.3), указывая на смешанный источник расплава, участие в нем мантийного и корового компонентов. Колебания отношения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  (Шардакова, Червяковская, 2020) в БГ также свидетельствуют в пользу неоднородного источника (Lenting et al., 2010).

Температуры кристаллизации гранитов, оцененные по насыщению расплава Zr (Hanchar, Watson, 2003; Kostitsyn et al., 2015), отвечают диапазону 650–720°C, точки лежат в поле I-гранитов и частично – А-гранитов (Шардакова, Червяковская, 2020), что также не противоречит смешанной природе источника.

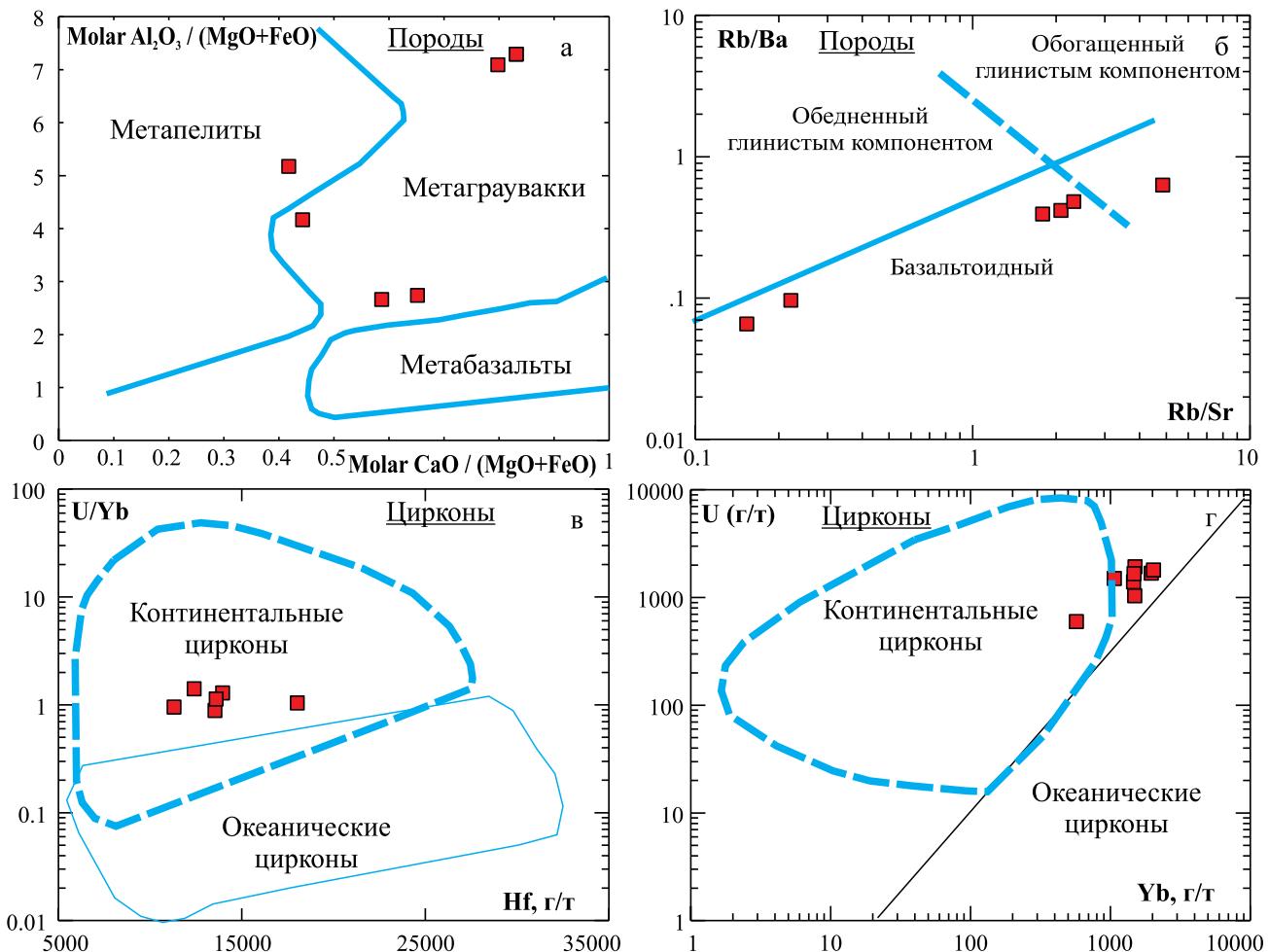


Рис. 5. Диаграммы, позволяющие определить состав субстрата для выплавления гранитоидов.

а, б – по параметрам состава пород (Altherr et al., 2000; Sylvester, 1998), в, г – по параметрам состава цирконов (Grimes et al., 2007).

Fig. 5. Diagrams that allow determining the composition of the substrate for the smelting of granitoids.

а, б – rock composition parameters (Altherr et al., 2000; Sylvester, 1998), в, г – zircon composition parameters (Grimes et al., 2007).

На диаграмме Rb/Ba–Rb/Sr точки БГ лежат в базальтоидном поле (рис. 5а), близ границы с “ковым” материалом. По расчетным отношениям  $\text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$ – $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeO})$  (Altherr et al., 2000), отражающим составы экспериментально полученных расплавов – производных различных субстратов, БГ большей частью попадают в поле грауваккового источника (вещество фундамента ВЕП?) (рис. 5б). Неоднозначность в индикаторных отношениях также свидетельствует в пользу неоднородности субстрата.

Дополнительную информацию можно получить на основе геохимии цирконов (рис. 5в, г). Точки их составов лежат в облаке “континентальных” цирконов (Grimes et al., 2007), близко к границе с “оceanic” разностями, т. е. важная роль вещества

коры в генезисе БГ очевидна. Hf-двуходийный модельный возраст  $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ , отражающий время пребывания в коре источника для выплавления гранитов, отвечает интервалу 1416–1066 млн лет, указывая на присутствие древнего (сиалического) материала в субстрате.

#### Геодинамические заключения, роль плюмового фактора

В венде–начале кембрия на протяженной границе УПП с ВЕП тектонические движения происходили нестабильно и асинхронно. Кислые магматиты с возрастом 600–500 млн лет, распространенные на Северном и Приполярном Урале, по мнению разных авторов, связаны с существованием участ-

ков зоны субдукции, этапами тиманского орогенеза, коллапсом орогена (Кузнецов и др., 2005; Кузнецов, 2008; Удоратина и др., 2006; Хераскова и др., 2010; Пучков, 2010; Пыстин, Пыстин, 2010; и др.). Среди них выделены граниты I-, S- и A-типов. К A-гранитам Л.В. Махлаев (1996) и другие исследователи относят кислые члены контрастных габбро-гранитных и базальт-риолитовых серий (массивы Лемвинский, Тынаготский, Воргавожский, Мань-Хамбо, Кулемшорский, Народинский (сев. часть), Торгово-Кефталыкский, Кожымский и др.). Их главной фазой являются гранодиориты и граниты, нормальные или субщелочные; на геодинамических диаграммах точки этих пород тяготеют к полю внутриплитных гранитоидов. Отмечается, что внедрение A-гранитов (и ассоциирующих контрастных вулканитов) начиналось на фоне поздних этапов внедрения гранитоидов I-типа. Заметим, что термин “A-граниты” в настоящее время несколько расширен, пояснения даны ниже.

Интузии I-типа, в которых развиты гранодиориты, граниты или лейкограниты (Вангырский, Лапчавожский, Малдинский, юг Народинского, Ильязский, Малотынаготский, Йджидлягский, Торрепорреизский массивы), входят в состав известково-щелочных непрерывно-дифференцированных габбро-диорит-гранодиорит-гранитных и базальт-андезит-риодицитовых серий; по комплексу признаков близки к надсубдукционным образованиям. Отдельные тела высокоглиноземистых лейкогранитов по минеральному составу и петро-геохимии отнесены к S-гранитам (Западно-Свободненский, Николайшорский, Хальмерьюсский, Базисный и др.) (Соболева и др., 2005).

Кислые магматиты венд-кембрийского возраста присутствуют в северной части Башкирского мегантиклиниория, фрагментами – в зоне Уралтау (Рыкус и др., 2002; Самыгин и др., 2010). Большая часть их обладает “промежуточными” (между рифтогенными и орогенными) характеристиками; при этом изотопные метки сильно варьируют от чисто “коровых” (граниты ряда массивов Ляпинского антиклиниория (Андреичев, 2010) и юрминского комплекса БМА (данные автора настоящей работы) до величин, указывающих на наличие в субстрате мантийного компонента (БГ). Между тем Lu-Hf изотопия по гранитам Приполярного Урала практически отсутствует, а имеющиеся высокие первичные отношения Sr, по мнению А.А. Соболевой с коллегами (устное сообщение), не отражают состав источника из-за интенсивности последующих преобразований.

В.Н. Пучковым отмечено, что “переходные” геохимические параметры и переменные изотопные метки могут возникать в случае влияния плюма (с разной глубиной генерации и/или внедрения) на процесс гранитообразования. Для диапира венд-кембрийского возраста им предложен термин

“маньхамбовский плюм”, активность которого, по мнению данного автора, проявлена и в более южных секторах зоны сочленения УПП с ВЕП.

Какие же движения имели место в это время в УБ, и “был ли плюм”?... Дальнейшие наши рассуждения исходят из гипотезы, что во времени генерации БГ Уфалейский блок принадлежал к краевой части композитного континента, который в разных работах именуется по-разному, но Восточно-Европейский континент, по-видимому, также входил в его состав (Зоненшайн и др., 1990; Torsvik, Smethurst, 1999; Свяжина, Петров, 2011; и др.). У такого континента существовала протяженная окраина, хотя в литературе обсуждаются и другие варианты геодинамики данного периода (Кузнецов, 2008; Хераскова и др., 2010; Пучков, 2010; и мн. др.). Перечислим важные для дальнейших заключений черты БГ.

1. Геологическая позиция – “внутриплитная”, внедрены в восточной краевой части блока доуралид, испытавшего впоследствии несколько эпизодов тектонотермальной активности (Пучков, 2010; Огородников и др., 2016; Шардакова, 2016).

2. В блоке широко развиты разрывные нарушения (С3, СВ. и субмеридионального направлений) – свидетели разновозрастных тектонических движений (в том числе докембрийских?).

3. Главная фаза – граниты, известково-щелочные, пералюминиевые; субщелочного ряда; базитовые разности не фиксируются.

4. В породах присутствуют мусковит и аннит; в крайних дифференциатах (аплиты) изредка встречается гранат.

5. Позиции на диаграммах: граница полей WPG и VAG или WPG и SynCOLG (Pearce, 2008) (рис. 6а); поле FG (фракционированных гранитов) (Whalen et al., 1979) на границе с A-гранитами или в их поле (рис. 6б).

6. Y/Nb-отношение составляет (в среднем) около 1.2, что отвечает, по (Eby, 1992), широкому набору геодинамических режимов, возникающих за счет базальтового источника континентальных окраин и островных дуг (IAB) или в результате частичного плавления коры.

7.  $FeO_t/(FeO_t + MgO)$  пород около 0.9.

8. Апатиты из БГ содержат много F (до 3.5%) при низком Cl (0.1%), что указывает на влияние “корового” флюида (Холоднов, Бушляков, 2002).

9. По составу и геохимическим особенностям БГ близки к одновозрастным плюмависимым сериям Приполярного Урала.

По набору этих факторов БГ близки к A-гранитам в современной широкой интерпретации данного термина (Frost et al., 2001; C.D. Frost, B.R. Frost, 2011; Гребенников, 2014). Их позиция на новой диаграмме  $(Na_2O + K_2O) - 5Fe_2O_3 - 5(CaO + MgO)$  (моль. к-ва) (рис. 7а) (Гребенников, 2014) позволяет уточнить обстановку внедрения. Точки пород попадают

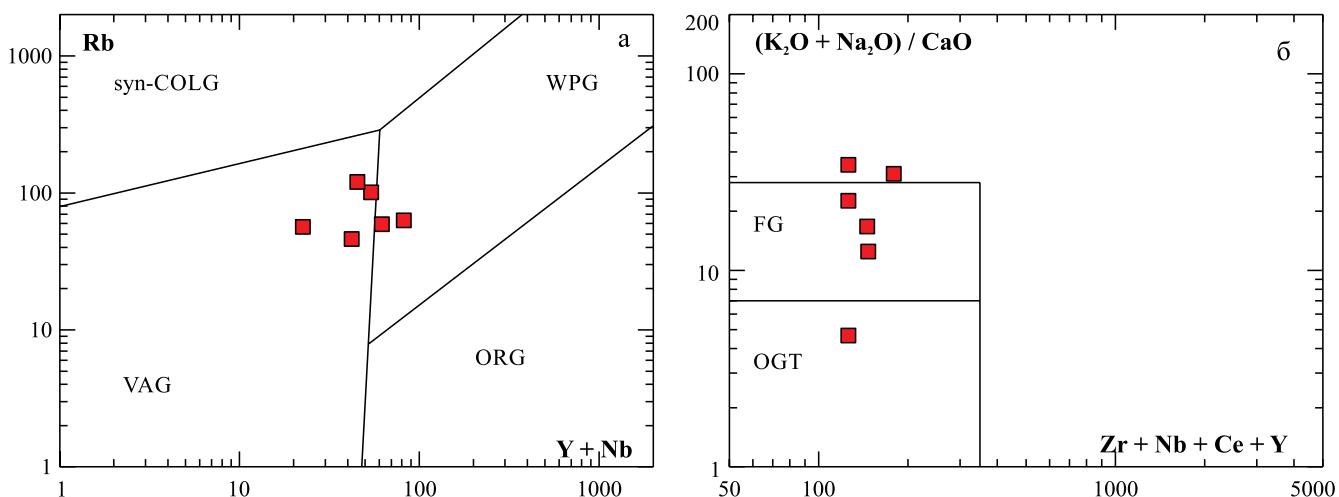


Рис. 6. Позиция гранитов битимского комплекса на диаграммах Пирса (Pearce, 2008) (а) и Вейлина (Whalen et al., 1979) (б).

Fig. 6. Position of granites of the Bitim complex on the diagrams of Pearce (Pearce, 2008) (a) and Whalen (Whalen et al., 1979) (b).

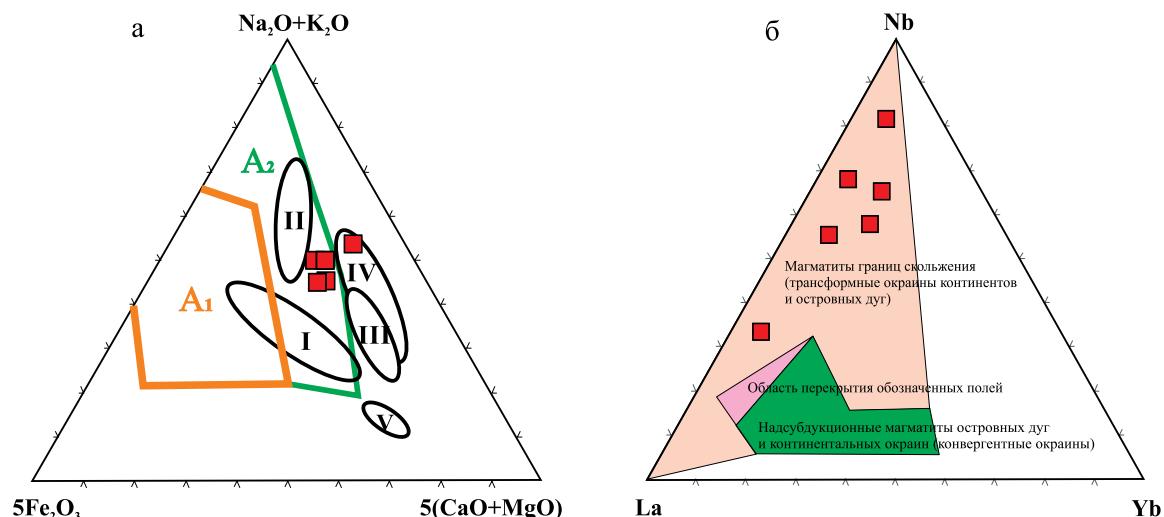


Рис. 7. Тройные петрогенетические диаграммы.

а – (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)–5Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–5(CaO + MgO) (мол. кол-ва) для гранитов А-типа, по (Eby, 1992); б – соотношения La–Nb–Yb, для интерпретации геодинамических обстановок магматических пород окраин континентов различного типа (Гребенников, Ханчук, 2021).

Fig. 7. Triple petrogenetic diagrams.

а – (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)–5Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–5(CAO + MgO) (mol.) for A-type granites, according to (Eby, 1992); б – La–Nb–Yb ratios, for the interpretation of geodynamic settings of igneous rocks of the margins of continents of various types (caption in the figure) (Grebenников, Khanchuk, 2021).

в поле A<sub>2</sub>, характеризующее в самом общем случае магматические ассоциации локальных режимов растяжения в геодинамических условиях внутриконтинентальных и окраинно-континентального типов (одна точка – в поле активных окраин (IV) с вовлечением континентальной коры). Это подразу-

мевает их связь с растяжением и утонением континентальной коры вследствие постконвергентных процессов с частичным разрывом ее сплошности и последующим заполнением образовавшихся трещин глубинным мантийным материалом (плум, мантийный диапир). При этом отношение I<sub>Sr</sub> в БГ

низкое, что для гранитов  $A_2$ -типа не очень характерно. Есть ли тут противоречие?

Ясно, что на геохимии пород прежде всего отражается состав источника, зависящий от сложного сочетания характеристик коровых расплавов, основных (мантийных) магм и осадочного компонента. Поэтому необходим комплексный анализ данных по структурной позиции, возрасту, геохимии и изотопии пород, чтобы понять их происхождение и геодинамический режим формирования. В работе (Гребенников, 2014) отмечается, что состав гранитоидов  $A_2$ -типа может быть обусловлен “дискретной проницаемостью литосферных плит мантийными расплавами, сопровождающейся существенно восстановленным характером флюидов, которые несут следы взаимодействия коровых магм с обогащенным материалом подлитосферной мантии...” Реально они имеют место в секторах (запад США, Дальний Восток России, Юго-Восточная Австралия и др.), где наблюдается «...глобальная смена геодинамической обстановки, когда ортогональное (встречное) движение плит у конвергентной границы (субдукция) может смениться на их сдвиговое перемещение относительное друг друга, что соответствует понятию “трансформная континентальная окраина”...» (Wilson, 1965; Гребенников, Ханчук, 2021). На относительно небольших глубинах в слэбе могут образоваться разрывы, проницаемые для мантийного вещества. Также граниты  $A_2$ -типа могут внедряться на участках конвергентных границ плит, ориентированных под углом к направлению их сближения. Тогда наряду со сжатием будут иметь место сдвиговые движения; “...формируются оперяющие структуры растяжения, простирание которых совпадает с направлением перемещения плиты (СЗ Индии, Тянь-Шаня, Южной Гренландии, ЮЗ Сибирского кратона и др.)” (там же). Отметим, что в случае завершающих стадий конвергентных процессов (“внутриплитовая субдукция”, по (Аплонов, 2001)) слэб начинает погружаться в мантию, но еще не переходит в стадию “падения”, при этом при стечении ряда факторов (в т. ч. трансформных движений), он может разрываться, давая “slab window”.

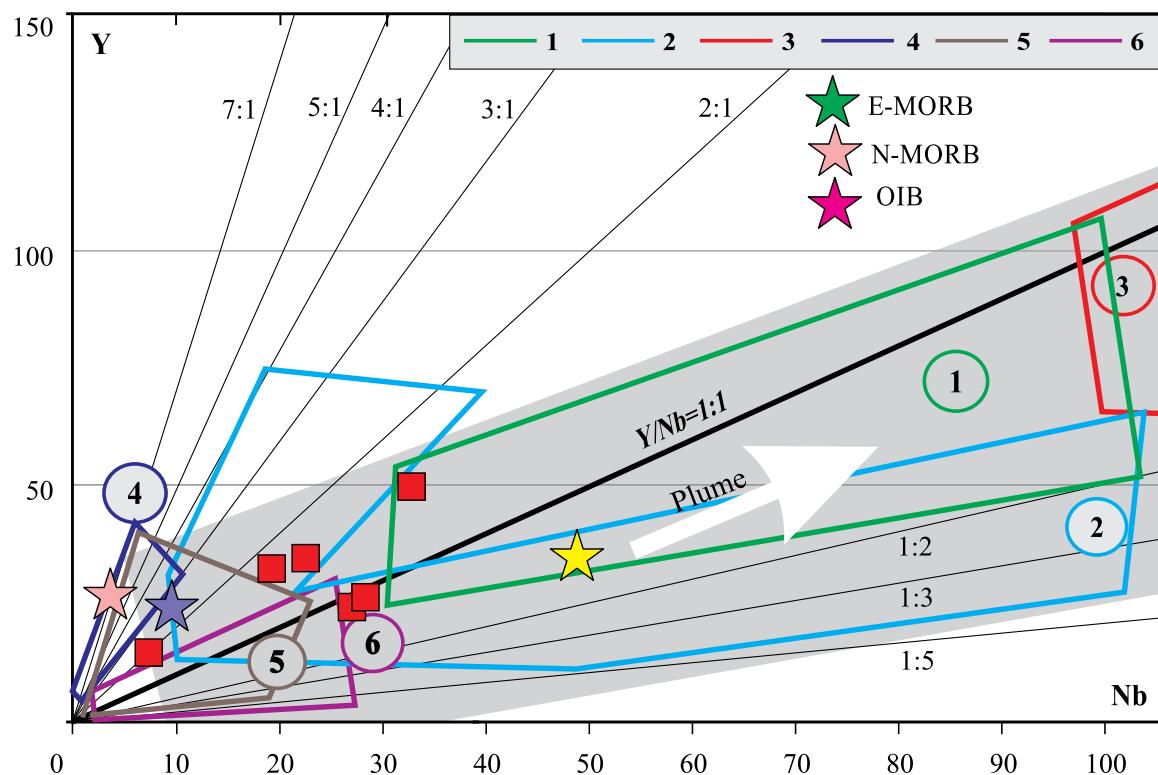
Понятие о трансформных континентальных окраинах (ТО) в настоящее время эволюционирует, идет накопление данных о современных ТО и их палеоаналогах. Подробно примеры охарактеризованы в работах (Goring, 2001; Castillo, 2008; Диденко, Ханчук, 2019; Гребенников и др., 2014; и др.). На основе анализа большого количества геохимических данных А.В. Гребенников и А.И. Ханчук (2021) предложили диаграмму, позволяющую “разделять магматические породы, образовавшиеся над зонами субдукции в островной дуге и окраине континента (связанных с конвергентными окраинами) от пород, образовавшихся в текто-

нической обстановке трансформных окраин вдоль континентов или островных дуг”. На ней (рис. 7б) точки БГ четко лежат в поле ТО, и это вполне укладывается в представления авторов.

Уфалейский блок насыщен разрывными нарушениями, что означает определенную проницаемость. Поэтому трансформные движения, которые, возможно, имели место в УБ в венде–кембрии под влиянием тиманской активизации (ее природу мы здесь не обсуждаем), миграции и вероятном повороте ВЕП, могли способствовать нарушению сплошности коры и внедрению мантийного диапира (плюма, по В.Н. Пучкову (2010, 2018)). Низкое первичное отношение Sr и высокие (положительные) величины эпсилон Hf и Nd могут, вероятно, указывать на глубинную, существенно не депонированную природу такого вещества, влияющего на состав пломбированных гранитов. Трудно сказать, было ли это в условиях “слэб-виндоу” и принимало ли участие в генерации БГ, помимо пломбового, вещество оторванного слэба. Не имеется четких свидетельств в пользу существования в это время зоны субдукции, имеющей западное падение (в сторону ВЕП). Реконструкции данного рода существуют (Шенгер и др., 1994; Linnemann et al., 1998; Scarrow, 2001; и др.), однако не все они предусматривают полное сближение континентальных блоков и формирование единой протяженной окраины ВЕП в венде–кембрии. При этом, когда и куда мигрировал к ней УБ (или был ее частью?), не ясно. Но величины отношений изотопов Sr, Hf позволяют допустить участие в Уфалейском блоке вещества слэба.

Кроме того, особенности геохимии цирконов и пород, Hf-двуэтадийный модельный возраст указывают и на важную роль сиалического материала в источнике. Отметим, что многие петрогенетические модели допускают происхождение А-гранитов только из вещества земной коры, однако экспериментальных доказательств существования выплавок, близких по составам к А-гранитам, получить не удалось (Bonin, 2007). Более того, самые новые изотопные данные для типичных А-гранитов, распространенных на Приполярном Урале, также свидетельствуют в пользу мантийно-коровой природы субстрата для их выплавления (Udaratina et al., 2021).

Есть еще один аргумент в пользу смешанного состава источника. В одной из последних статей на примере уральского материала нами вслед за Дж. Эби (Eby, 1992) показано, что ориентировочным показателем геодинамического типа источника (N-, E-MORB, OIB) может являться отношение Y/Nb в породах (Холоднов и др., 2021). В магматиках УПП и его ближайшего обрамления, сформированных на разных стадиях цикла Уилсона, величина Y/Nb варьирует от 0.2 до 7 (и более) (рис. 8). При этом пломбированные образования разного



**Рис. 8.** Обобщенная диаграмма Y–Nb для главных геодинамических типов гранитоидов Урала (рифей–триас), по (Холоднов и др., 2021) с изменениями.

Серии: 1 – внутриплитные рифтогенные плюмзависимые серии, R<sub>2,3</sub> (западный склон Урала, край ВЕП); 2 – плюмзависимые “тиманского” этапа, V- $\epsilon$  (Ишеримский, Ляпинский антиклиниории и др.); 3 – субщелочные плюмзависимые, O<sub>1</sub> (там же); 4 – островодужные (O<sub>3</sub>-D<sub>2</sub>); 5 – надсубдукционные окраинно-континентальные габбро-тоналит-гранодиорит-гранитного типа (D<sub>3</sub>-C<sub>3</sub>), Средний Урал (Верхисетский, Шарташский, Каменский массивы и др.); 6 – коллизионные корово-анатектические гранитные, P<sub>1,2</sub> (Джабыкский, Мурзинский, Адуйский массивы и др.). Серое поле объединяет главные плюмзависимые гранитоидные серии Урала. Средние составы разных мантийных источников показаны звездочками разного цвета, по (Sun, McDonough, 1989). Позиция гранитов БГ обозначена красными прямоугольниками.

**Fig. 8.** Generalized Y–Nb diagram for the main geodynamic types of Ural granitoids (Riphean–Triassic), modified after (Kholodnov et al., 2021).

Series: 1 – intraplate riftogenic plume-dependent series, R<sub>2,3</sub> (western slope of the Urals, edge of the VEP); 2 – plume-dependent “Timan” stage, V- $\epsilon$  (Ishermisky, Lyapinsky anticlinoriums, etc.); 3 – subalkaline plume-dependent, O<sub>1</sub> (there same); 4 – island-arc (O<sub>3</sub>-D<sub>2</sub>); 5 – suprasubduction marginal-continental GTGG-type (D<sub>3</sub>-C<sub>3</sub>), Middle Urals (Verkhisetsky, Shartashsky, Kamensky massifs, etc.); 6 – collisional crustal anatectic granite, P<sub>1,2</sub> (Dzhabyksky, Murzinsky, Aduisky massifs, etc.). The gray field unites the main plume-dependent granitoid series of the Urals. The average compositions of different mantle sources are shown by asterisks of different colors, after (Sun, McDonough, 1989). The position of BG granites is indicated by red rectangles.

возраста характеризуются большим разбросом концентраций Y и Nb, указывая на один или несколько типов источника (OIB, E-MORB или оба). БГ попадают в общее поле плюмзависимых образований, и их позиция как раз промежуточная между этими “маркерами”, что также подтверждает неоднородность субстрата и роль плюмового фактора.

## ВЫВОДЫ

Анализ геохимических особенностей цирконов из битимских гранитов показал наличие минимально измененных магматогенных разностей,

имеющих возраст 504–534 млн лет. В связи с этим полученные автором датировки 520.2  $\pm$  9.1 млн лет (U-Pb), 533  $\pm$  7 млн лет (Rb-Sr) следует считать валидными, т. е. возраст БГ отвечает верхам нижнего кембрия. В это время во вмещающих породах были также проявлены метаморфические (и флюидные) события, вероятно отражающие процессы тиманской активности, идущие в более северных частях зоны сочленения УПП и ВЕП. Они же послужили причиной омоложения предположительно древних ядер в цирконах УБ и изменения их состава.

Значения  $\epsilon\text{Hf}(t)$  в цирконах БГ (в среднем +6) согласуются с довольно низкой величиной первично-

го отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703389$ , указывая на наличие мантийного компонента в источнике. Важная роль вещества древней континентальной коры подчеркивается Hf-модельными возрастами цирконов, параметрами характеристических геохимических отношений для цирконов и пород. Величина Y/Nb может служить косвенным признаком источника смешанного типа (OIB + E-MORB).

Породы битимского комплекса по совокупности признаков могут быть отнесены к А-гранитам. Согласно современным геодинамическим построениям, применяемым к гранитам такого типа, они могут принадлежать к магматическим ассоциациям локальных режимов растяжения в геодинамических условиях внутри- и окраинно-континентального типов (поле A<sub>2</sub>, по (Гребенников, 2014); сериям трансформных окраин континентов (Гребенников, Ханчук, 2021).

Геологическая позиция, возраст, комплекс изотопно-геохимических признаков, особенности состава флюидной фазы, гетерогенный состав источника, сходство с плюмависимыми сериями УПП и его обрамления указывают на участие мантийного диапира в формировании гранитов битимского комплекса.

Общую геодинамическую обстановку конца венда–начала кембрия в данном секторе можно охарактеризовать как режим трансформной окраины, на которой происходили дивергентные движения (возможно, по уже существующим трещинам), сопровождавшиеся разрывом сплошности коры и внедрением в ослабленную зону глубинного мантийного вещества. Изотопные метки пород допускают также участие в магмогенерации вещества фрагмента слэба.

### Благодарности

Автор выражает глубокую признательность гл.н.с. ИГГ УрО РАН В.В. Холоднову и безвременно ушедшему А.А. Краснобаеву – за ценные советы при обсуждении материала; аналитикам М.В. Червяковской и В.С. Червяковскому – за качественное и своевременное выполнение определений микроэлементного состава цирконов. Мы чтим память замечательных геологов-съемщиков ОАО “Челябгосъемка”: В.И. Петрова, Е.А. Белгородского, В.П. Савельева, выражаем искреннюю благодарность Б.А. Пужакову, Н.С. Кузнецовой, А.В. Моисееву – роль этих ярких ученых в формировании представлений о строении восточного края ВЕП неоценима.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреичев В.Л. (2010) Эволюция фундамента Печорской плиты по изотопно-геохронологическим данным. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 47 с.

Аплонов С.В. (2001) Геодинамика: СПб.: Изд-во СПбГУ, 360 с.

Балашов Ю.А., Скублов С.Г. (2011) Контрастность геохимии магматических и вторичных циркононов. *Геохимия*, **6**, 622–633. <https://doi.org/10.1134/S0016702911040033>

Белковский А.И. (2011) Геология и минералогия кварцевых жил Кыштымского месторождения (Средний Урал). Миасс, Екатеринбург, ИМиН УрО РАН, 234 с.

Гаврилова С.П., Градовский И.Ф., Караулов В.Б., Малютин С.А., Пресс Д.А., Соколовский А.К., Успенская Е.А. (2007) Позднепротерозойский магматизм Уфалейского антиклиниория. *Изв. вузов. Геология и разведка*, **1**, 11–21.

Гребенников А.В. (2014) Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики. *Геология и геофизика*, **55**(9), 1356–1373. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.08.003>

Гребенников А.В., Попов В.К., Ханчук А.И. (2013) Опыт петрохимической типизации кислых вулканических пород различных геодинамических обстановок. *Тихоокеан. геология*, **32**(3), 68–73. <https://doi.org/10.1134/S1819714013030044>

Гребенников А.В., Ханчук А.И. (2021) Геодинамика и магматизм трансформных окраин тихоокеанского типа: основные теоретические аспекты и дискриминантные диаграммы. *Тихоокеан. геология*, **40**(1), 3–24. <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2021-40-1-3-24>

Диденко А.Н., Ханчук А.И. (2019) Смена геодинамических обстановок в зоне перехода Тихий океан–Евразия в конце раннего мела. *Докл. АН*, **487**(4), 56–59. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524874405-408>

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Наталов Л.М. (1990) Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 2. М: Недра, 334 с.

Каулина Т.В. (2010) Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты, Кольский НЦ РАН, 144 с.

Кейльман Г.А. (1974) Мигматитовые комплексы подвиговых поясов. М.: Недра, 200 с.

Коротеев В.А., Огородников В.Н., Ронкин Ю.Л., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. (2009) Полигенность и полихронность пегматитов гнейсово-амфиболитовых комплексов как результат прерывисто-непрерывного развития шовных зон. *Докл. АН*, **429**(4), 513–518. DOI: 10.1134/S1028334X09090074

Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Чередниченко Н.В., Давыдов В.А. (2010) Состав, цирконы и цирконовая геохронология метаморфитов уфалейского комплекса. *Ежегодник-2009*. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 273–279.

Кузнецов Н.Б. (2008) Кембрийский орогенprotoуралид-тиманид: структурные доказательства коллизионной природы. *Докл. АН*, **423**(6), 774–779. <https://doi.org/10.1134/S1028334X08090122>

Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В. (2005) Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюцияprotoуралид-тиманид. Сыктывкар: Геопринт, 100 с.

Махлаев Л.В. (1996) Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия: Полярный и Приполярный Урал. Екатеринбург: УрО РАН, 149 с.

Нечеухин В.М., Краснобаев А.А., Соколов В.Б. (2000) Геохронология и структурное положение нижнего докембрия в Уральском аккреционно-складчатом обрамлении Русской плиты. *Общие вопросы расчленения докембра*. Апатиты: КНЦ РАН, 201–203.

Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Недосекова И.Л., Са-

вичев А.Н. (2016) Гранитные пегматиты, карбонатиты и гидротермалиты Уфалейского метаморфического комплекса. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 283 с.

Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогенеза). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.

Пучков В.Н. (2018) Плюм-зависимый гранит-риолитовый магматизм. *Литосфера*, **5**, 692-705. DOI:10.24930/1681-9004-2018-18-5-692-705.

Пыстин А.И., Пыстинна Ю.А. (2010) Гранитоидные комплексы и геохронология процессов гранитообразования на Приполярном Урале. Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Мат-лы XI Всерос. петрограф. совещ. Т. 2. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 163-164.

Рыкус М.В., Сначёв В.И., Насибуллин Р.А., Рыкус Н.Г., Савельев Д.Е. (2002) Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части зоны Уралтау. Уфа, 266 с.

Отчет по объекту “Геологическая съемка ГДП-200 N-41-1 (Кыштымская площадь). (2009). Челябинск: Челябинскгеосъемка, ч. 1, 259 с.

Самыгин С.Г., Белова А.А., Рязанцев А.В., Федотова А.А. (2010) Фрагменты вендской конвергентной окраины на Южном Урале. *Докл. АН*, **432** (5), 644-649.

Свяжина И.А., Петров Г.А. (2011) Миграция террейнов Уральского подвижного пояса и палеозойские аккреционные события на уральской окраине Восточно-Европейского палеоконтинента. *Литосфера*, **6**, 3-13.

Соболева А.А., Кузенков Н.А., Удоратина О.В., Ларионов А.Н., Матуков Д.И., Пресняков С.Л. (2005) Возраст цирконов из гранитов ядра Хобеизского гранитогнейсового купола (Приполярный Урал). *Происхождение магматических пород: Матер. Междунар. петрограф. совещ.* Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 236-238.

Удоратина О.В., Соболева А.А., Кузнецова Н.Б., Родионов Н.В., Пресняков С.Л. (2006) Возраст гранитоидов Маньхамбовского и Ильязовского массивов (Северный Урал): U-Pb данные. *Докл. АН*, **406**(6), 810-815. DOI:10.1134/S1028334X06020309

Хайн В.Е. (2001) Тектоника континентов и океанов. М.: Науч. мир, 606 с.

Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. (2010) Распад Родинии и ранние стадии развития палеоазиатского океана. *Геотектоника*, **1**, 5-28. <https://doi.org/10.1134/S0016852110010024>

Холднов В.В., Бушляков И.Н. (2002) Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 391 с.

Холднов В.В., Шардакова Г.Ю., Пучков В.Н., Петров Г.А., Шагалов Е.С., Салихов Д.Н., Коровко А.В., Прибакин С.В., Рахимов И.Р., Бородина Н.С. (2021) Палеозойский гранитоидный магматизм Северного, Среднего и Южного Урала как отражение этапов геодинамической и геохимической эволюции коллизионного орогена. *Геодинамика и тектонофизика*, **12**(2), 225-245. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-2-0527>

Шардакова Г.Ю. (2015а) Состав минералов и условия формирования гранитоидов битимского комплекса (Никольский массив, Уфалейский блок). *Ежегодник-2014*. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 162, 144-147.

Шардакова Г.Ю. (2015б) Новые данные о Rb-Sr возрасте гранитов Никольского массива (Уфалейский блок). *Литосфера*, **4**, 93-98.

Шардакова Г.Ю. (2016) Гранитоиды Уфалейского блока: геодинамические обстановки, возраст, источники, проблемы. *Литосфера*, **4**, 133-137.

Шардакова Г.Ю., Савельев В.П. (2010) Полихронные гранитоиды Никольского массива как отражение сложной геологической истории Уфалейского блока. *Ежегодник-2009*. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 157, 93-96.

Шардакова Г.Ю., Червяковская М.В. (2020) Венд-кембрийские гранитоиды Уфалейского блока (Средний Урал): новые изотопные данные, состав субстрата, потенциальная рудоносность. *Изв. Уральского государственного горного университета*, **2**(58), 48-63. doi.org/10.21440/2307-2091-2020-2-48-63

Шенгер А.М., Натальин Б.А., Буртман В.С. (1994) Тектоническая эволюция алтайд. *Геология и геофизика*, **35**(7-8), 41-58.

Abbratis M., Worner G. (2001) Ridge collision, slab-window formation, and the flux of Pacific asthenosphere into the Caribbean realm. *Geol.*, **29**(2), 127-130. [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029%3C0127:RCSWFA%3E2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029%3C0127:RCSWFA%3E2.0.CO;2)

Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H. (2000) High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, **50**, 51-73. [http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00052-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00052-3)

Bonin B. (2007) A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, **97**, 1-29.

Calmus T., Pallares C., Maury R.C., Aguillon-Robles A., Bellon H., Benoit M., Michaud F. (2011) Volcanic markers of the post-subduction evolution of Baja California and Sonora, Mexico: Slab tearing versus lithospheric rupture of the Gulf of California. *Pure Appl. Geophys.*, **168**, 1303-1330. <http://dx.doi.org/10.1007/s00024-010-0204-z>

Castillo P.R. (2008) Origin of the adakite-high-Nb basalt association and its implications for postsubduction magmatism in Baja California, Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **120**, 451-462. <http://dx.doi.org/10.1130/B26166.1>

Chauvel C., Blichert-Toft J. (2001) A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **190**(3-4), 137-151. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00379-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00379-X)

Eby G.N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geol.*, **20**, 641-644.

Ferry J.M., Watson E.B. (2007) New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **154**, 429-437. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0>

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.*, **42**, 1771-1802. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>

Frost C.D., Frost B.R. (2011) On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin. *J. Petrol.*, **52**, 39-53. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egq070>

Fu B., Mernagh T.P., Kita N.T., Kemp A.I.S., Valley J.W. (2009) Distinguishing magmatic zircon from hydrothermal zircon: a case study from the Gidginbung high-sulphidation Au-Ag-(Cu) deposit, SE Australia. *Chem. Geol.*, **259**, 131-142. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.10.035>

Geisler T., Pidgeon R.T., Kurtz R., Van Bronswijk W., Schleicher H. (2003) Experimental hydrothermal alteration of partially metamict zircon. *Amer. Miner.*, **88**(10), 1496-1513. <https://doi.org/10.2138/am-2003-1013>

Gorring M.L., Kay S.M. (2001) Mantle processes and sources of Neogene slab window magmas from southern Patagonia, Argentina. *J. Petrol.*, **42**, 1067-1094. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/42.6.1067>

Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Xu X.S., Zhou X.M. (2002) Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, **61**, 237-269. doi:10.1016/S0024-4937(02)00082-8

Grimes C.B., Joh B.E., Kelemen P.B., Mazdab F.K., Wooden J.L., Cheadle M.J., Hanghoj K., Schwartz J.J. (2007) Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance. *Geol.*, **35**, 643-646. <https://doi.org/10.1130/G23603A>

Hanchar J.M., Watson E.B. (2003) Zircon saturation thermometry. *Rev. Mineral. Geochem.*, **53**(1), 89-112. <https://doi.org/10.2113/0530089>

Hoskin P.W.O. (2005) Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**, 637-648. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2004.07.006>

Hoskin P.W.O., Ireland T.R. (2000) Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geol.*, **28**, 627-630. [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28%3C627:RECOZ%3E2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28%3C627:RECOZ%3E2.0.CO;2)

Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 7-62. <http://dx.doi.org/10.2113/0530027>

Kostitsyn Y.A., Belousova E.A., Silant'ev S.A., Bortnikov N.S., Anosova M.O. (2015) Modern problems of geochemical and U-Pb geochronological studies of zircon in oceanic rocks. *Geochem. Int.*, **53**(9), 759-785. <https://doi.org/10.1134/S0016702915090025>

Lenting C., Geisler T., Gerdies A., Kooijman E., Scherer E.E., Zeh A. (2010) The behavior of the Hf isotope system in radiation-damaged zircon during experimental hydrothermal alteration. *Amer. Miner.*, **95**(8-9), 1343-1348. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3521>

Linnemann U., Gehmlich M., Tichomirova M., Bushmann B., Bombach K. (1998) Tectonostratigraphic Events of the Peri-Gondwanan Basement of the SaxoThuringian Composite Terrane (Central European Variscides) *Schr. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden.*, **1**(9), 159-161.

Loucks R.R., Fiorentini M.L., Rohrlach B.D. (2018) Divergent T-fO<sub>2</sub> paths during crystallisation of H<sub>2</sub>O-rich and H<sub>2</sub>O-poor magmas as recorded by Ce and U in zircon, with implications for TitaniQ and TitaniZ geothermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **173**(12), 1-21. doi: [j.g/00410-018-1529-3](https://doi.org/10.1007/s00410-018-1529-3).

Patchett P.J., Chase C.G. (2002) Role of transform continental margins in major crustal growth episodes. *Geol.*, **30**, 39-42

Pearce J.A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, **100**(1), 14-48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>

Pelleter E., Cheilertz A., Gasquet D., Mouttaqi A., Anrich M., Hakour A.E., Deloule E., Feraud G. (2007) Hydrothermal zircons: A tool for ion microprobe U-Pb dating of gold mineralization (Tamlalt-Menhouhou gold deposit – Morocco). *Chem. Geol.*, **245**, 135-161. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.07.026>

Rubatto D. (2002) Zircon Trace Element Geochemistry: Partitioning with Garnet and the Link between U-Pb Ages and Metamorphism. *Chem. Geol.*, **184** (1-2), 123-138. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00355-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00355-2)

Scarow J.H., Pease V., Fleutelot C., Dushin V. (2001) The late Neoproterozoic Enganepe ophiolite, Polar Urals, Russia: an extension of the Cadomian arc. *Precambr. Res.*, **110**, 255-275.

Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. Lond.*, **42**, 313-345.

Sylvester P.J. (1998) Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, **45**, 29-31.

Torsvik T.H., Smethurst M.A. (1999) Plate tectonic modelling: virtual reality with GMAP. *Comp. Geosci.*, **25**, 395-402.

Trail D., Watson E.B., Tailby N.D. (2012) Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **97** (1), 70-87

Udaratina O.V., Kulikova K.V., Shuyskii A.S., Soboleva A.A., Andreichev V.L., Golubeva I.I., Kapitanova V.A. (2021) Granitoid magmatism in the north of the Urals: U-Pb age, evolution, sources. *Geodynam. Tectonophys.*, **12**(2), 287-309.

Wang F.Y., Liu S.A., Li S.G., Yongsheng H. (2013) Contrasting Zircon Hf-O Isotopes and Trace Elements between Ore-Bearing and Ore-Barren Adakitic Rocks in Central-Eastern China: Implications for Genetic Relation to Cu-Au Mineralization. *Lithos*, **156-159**. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.10.017>

Watson E.B. (1979) Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and applications to trace element geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**, 407-419. <https://doi.org/10.1007/BF00371047>

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. (2006) Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **151**(4), 413-433. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0068-5>

Whalen J.B., Currle K.L., Chappell B.W. (1979) A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Geol. Soc. Amer. Abstract with Programs*, 539.

Wilson J.T. (1965) A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, **207**, 343-347.

Zhong S., Feng C., Seltmann R., Li D., Qu H. (2018) Can magmatic zircon be distinguished from hydrothermal zircon by trace element composition? The effect of mineral inclusions on zircon trace element composition. *Lithos*, **314-315**, 646-657. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.06.029>

## REFERENCES

Abratis M., Worner G. (2001) Ridge collision, slab-window formation, and the flux of Pacific asthenosphere into the Caribbean realm. *Geol.*, **29**(2), 127-130. [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029%3C127:RCSWFA%3E2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029%3C127:RCSWFA%3E2.0.CO;2)

Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H. (2000) High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, **50**, 51-73.

http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00052-3

Andreichev V.L. (2010) The evolution of the Pechora plate basement on the isotopic-geochronological data. *Doct. Geol. and min. sci. diss. Ekaterinburg*, 47 p. (In Russ.)

Balashov Yu.A., Skublov S.G. (2011) Contrast of geochemistry of magmatic and secondary zircons. *Geokhimiya*, **6**, 622-633. (In Russ.) https://doi.org/10.1134/S0016702911040033

Bonin B. (2007) A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, **97**, 1-29.

Didenko A.N., Khanchuk A.I. (2019) Change in the Geodynamic Settings In The Pacific-Eurasia Transition Zone at the End of the Early Cretaceous. *Dokl. Earth Sci.*, **487**(2), 873-876. https://doi.org/10.31857/S0869-56524874405-408

Gavrilova S.P., Gradovskii I.F., Karaulov V.B., Malyutin S.A., Press D.A., Sokolovskii A.K., Uspenskaya E.A. (2007) Late Proterozoic Metamorphism of the Ufaley Anticlinorium (Middle Urals). *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geol. i Razvedka*, 1, 11-21. (In Russ.)

Grebennikov A.V., Popov V.K., Khanchuk A.I. (2013) Experience of petrochemical typification of acid volcanic rocks from different geodynamic settings. *Tikhookean. Geol.*, **7**(3), 212-216. (In Russ.) https://doi.org/10.1134/S1819714013030044

Grebennikov A.V., Khanchuk A.I. (2021) Geodynamics and Magmatism of the Pacific-Type Transform Margins. Aspects and Discriminant Diagrams. *Tikhookean. Geol.*, **40**(1), 3-24. (In Russ.) https://doi.org/10.30911/0207-4028-2021-40-1-3-24

Calmus T., Pallares C., Maury R.C., Aguillon-Robles A., Bellon H., Benoit M., Michaud F. (2011) Volcanic markers of the post-subduction evolution of Baja California and Sonora, Mexico: Slab tearing versus lithospheric rupture of the Gulf of California. *Pure Appl. Geophys.*, **168**, 1303-1330. http://dx.doi.org/10.1007/s00024-010-0204-z

Castillo P.R. (2008) Origin of the adakite-high-Nb basalt association and its implications for postsubduction magmatism in Baja California, Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **120**, 451-462. http://dx.doi.org/10.1130/B26166.1

Chauvel C., Blichert-Toft J. (2001) A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **190**(3-4), 137-151. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00379-X

Eby G.N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geol.*, **20**, 641-644.

Ferry J.M., Watson E.B. (2007) New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **154**, 429-437. https://doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.*, **42**, 1771-1802. http://dx.doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033

Frost C.D., Frost B.R. (2011) On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin. *J. Petrol.*, **52**, 39-53. http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egq070

Fu B., Mernagh T.P., Kita N.T., Kemp A.I.S., Valley J.W. (2009) Distinguishing magmatic zircon from hydrothermal zircon: a case study from the Gidginbung high-sulphidation Au-Ag-(Cu) deposit, SE Australia. *Chem. Geol.*, **259**, 131-142. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.10.035

Geisler T., Pidgeon R.T., Kurtz R., Van Bronswijk W., Schleicher H. (2003) Experimental hydrothermal alteration of partially metamict zircon. *Amer. Miner.*, **88**(10), 1496-1513. https://doi.org/10.2138/am-2003-1013

Gorring M.L., Kay S.M. (2001) Mantle processes and sources of Neogene slab window magmas from southern Patagonia, Argentina. *J. Petrol.*, **42**, 1067-1094. http://dx.doi.org/10.1093/petrology/42.6.1067

Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Xu X.S., Zhou X.M. (2002) Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, **61**, 237-269. doi:10.1016/S0024-4937(02)00082-8

Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B., Mazdab F.K., Wooden J.L., Cheadle M.J., Hanghoj K., Schwartz J.J. (2007) Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance. *Geol.*, **35**, 643-646. https://doi.org/10.1130/G23603A

Hanchar J.M., Watson E.B. (2003) Zircon saturation thermometry. *Rev. Mineral. Geochem.*, **53**(1), 89-112. https://doi.org/10.2113/0530089

Hain V.E. (2001) Tectonics of continents and oceans. Moscow, Nauchnyi mir Publ., 606 p. (In Russ.)

Hoskin P.W.O. (2005) Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**, 637-648. http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2004.07.006

Hoskin P.W.O., Ireland T.R. (2000) Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geol.*, **28**, 627-630. http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28%3C627:RECOZ%3E2.0.CO;2

Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 7-62. http://dx.doi.org/10.2113/0530027

Kaulina T.V. (2010) Formation and transformation of zircon in polymetamorphic complexes. Apatity, 144 p. (In Russ.)

Keil'man G.A. (1974) Migmatitic complexes of Mobile Belts. Moscow, Nedra Publ., 200 p. (In Russ.)

Kheraskova T.N., Bush V.A., Didenko A.N., Samygin S.G. (2010) Breakup of Rodinia and Early Stages of Evolution of The Paleoasian Ocean. *Geotectonics*, **44**(1), 3-24. https://doi.org/10.1134/S0016852110010024

Kholodnov V.V., Bushlyakov I.N. (2002) Halogens in endogenic mineralization. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 391 p. (In Russ.)

Kholodnov V.V., Shardakova G.Yu., Puchkov V.N., Petrov G.A., Shagalov E.S., Salikhov D.N., Korovko A.V., Pribavkin S.V., Rakhimov I.R., Borodina N.S. (2021) Paleosoic Granitoid Magmatism of the Urals: the Reflection of the Stages of the Geodynamic and Geochemical Evolution of a Collision Orogen. *Geodinamika i Tektonofiz.*, **12**(2), 222-245 (In Russ.) https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-2-0522

Koroteev V.A., Ogorodnikov V.N., Ronkin Yu.L., Sazonov V.N., Polenov Yu.A. (2002) Polychronity and polygenicity of pegmatites of gneissic-amphibolitic complexes as a result of continuous-discontinuous development of suture zones: example of the Ufaley metamorphic block in the Middle Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **429**(2), 1443-1446. https://doi.org/10.1134/S1028334X09090074

Kostitsyn Y.A., Belousova E.A., Silant'ev S.A., Bortnik-

ov N.S., Anosova M.O. (2015) Modern problems of geochemical and U-Pb geochronological studies of zircon in oceanic rocks. *Geochem. Int.*, **53**(9), 759-785. <https://doi.org/10.1134/S0016702915090025>

Krasnobaev A.A., Rusin A.I., Busharina S.V., Cherednichenko N.V., Davydov V.A. (2010) Composition, zircons and zirconium geochronology of metamorphites of the Uphaley complex. *Ezhegodnik-2009*. Proc. IGG UrO RAN, v. 157. 273-279. (In Russ.)

Kuznetsov N.B. (2008) *The Cambrian Pre-Uralide-Timanie Orogen: Structural Evidence for Its Collisional Origin*. Dokl. Earth Sci., **423**, 1383-1387. <https://doi.org/10.1134/S1028334X08090122>

Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udaratina O.V., Gertseva M.V. (2005) Pre-Ordovician Granitoids of the Timan-Ural region and the evolution of Protouraledes-Timanes. Syktyvkar, Geoprint Publ., 100 p. (In Russ.)

Lenting C., Geisler T., Gerdes A., Kooijman E., Scherer E.E., Zeh A. (2010) The behavior of the Hf isotope system in radiation-damaged zircon during experimental hydrothermal alteration. *Amer. Miner.*, **95**(8-9), 1343-1348. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3521>

Linnemann U., Gehmlich M., Tichomirova M., Bushmann B., Bombach K. (1998) Tectonostratigraphic Events of the Peri-Gondwanan Basement of the SaxoThuringian Composite Terrane (Central European Variscides). *Schr. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden*, **1**(9), 159-161.

Loucks R.R., Fiorentini M.L., Rohrlach B.D. (2018) Divergent T- $fO_2$  paths during crystallisation of  $H_2O$ -rich and  $H_2O$ -poor magmas as recorded by Ce and U in zircon, with implications for TitaniQ and TitaniZ geothermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **173**(12), 1-21. doi. [jrg/00410-018-1529-3](https://doi.org/10.1007/s00410-018-1529-3)

Makhlaev L.V. (1996) Granitoids of the north of Central Ural Raising: Polar and Polar Urals. Ekaterinburg, UrO RAN 149 p. (In Russ.)

Necheukhin V.M., Krasnobaev A.A., Sokolov V.B. (2000) Geochronology and Structural Position of Lower Precambria in the Ural Accretionary Folding Framing of the Russian Plate. General issues of dismemberment of the Precambrian. Apatity, KSC RAS, 201-203. (In Russ.)

Ogorodnikov V.N., Polenov Yu.A., Nedosekova I.L., Savichev A.N. (2016) Granite pegmatites carbonatites and hydrothermalites of the Uphaley metamorphic complex. Ekaterinburg, IGG UB RAS, UGGU Publ., 283 p. (In Russ.)

Patchett P.J., Chase C.G. (2002) Role of transform continental margins in major crustal growth episodes. *Geol.*, **30**, 39-42

Pearce J.A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, **100**(1), 14-48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>

Pelleter E., Cheillett A., Gasquet D., Mouttaqi A., Annich M., Hakour A.E., Deloule E., Feraud G. (2007) Hydrothermal zircons: A tool for ion microprobe U-Pb dating of gold mineralization (Tamlalt-Menhouhou gold deposit – Morocco). *Chem. Geol.*, **245**, 135-161. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.07.026>

Puchkov V.N. (2010) A Geology of the Urals and the Cis-Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russ.)

Puchkov V.N. (2018) Plum-dependent granite-ryolite magmatism. *Lithosphere (Russia)*, **18**(5), 692-705. (In Russ.) DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-692-705

Pystin A.I., Pystina Yu.A. (2010) Granitoid complexes and geochronology of granite formation processes on the Polar Urals. *Magmatism and metamorphism in the history of the Earth. Materials of the All-Russian Petrographic meeting*. V. 2. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 163-164. (In Russ.)

Report on the object “Geological mapping GDP-200, N-41-I (Kyshtym region)”. (2009) Chelyabinsk, Chelyabinskgeos”emka, Publ., pt. 1, 259 p. (In Russ.)

Rubatto D. (2002) Zircon Trace Element Geochemistry: Partitioning with Garnet and the Link between U-Pb Ages and Metamorphism. *Chem. Geol.*, **184**(1-2), 123-138. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00355-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00355-2)

Rykus M.V., Snachev V.I., Nasibullin R.A., Rykus N.G., Savel’ev D.E. (2002) Sedimentology, magmatism and ores of the northern part of the Uraltau zone. Ufa, 266 p. (In Russ.)

Samygin S.G., Belova A.A., Ryazantsev A.V., Fedotova A.A. (2010) Fragments of the Vendian Convergent Margin in the Southern Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **432**(5), 644-649. (In Russ.)

Scarrow, J.H., Pease, V., Fleutelot, C., Dushin, V. (2001). The late Neoproterozoic Enganepe ophiolite, Polar Urals, Russia: an extension of the Cadomian arc. *Pre-camb. Res.*, **110**, 255-275.

Shardakova G.Yu. (2015a) Composition of minerals and conditions for the formation of granitoids of the bitim complex (Nikolsky massif, Ufaley block). *Ezhegodnik-2014*. Proc. IGG UrO RAS, v. 162, 144-147. (In Russ.)

Shardakova G.Yu. (2015b) New data about Rb-Sr age of granite from Nickolsky massif (Ufaley block). *Lithosphere (Russia)*, **4**, 93-98. (In Russ.)

Shardakova G.Yu. (2016) Granites of the Ufaley block: geodynamic environments, age, sources, problems. *Lithosphere (Russia)*, **4**, 133-137. (In Russ.)

Shardakova G.Yu., Chervyakovskaya M.V. (2020) Vendian-Cambrian granites of the Ufaley block (Middle Urals): a new isotope data, source composition, potential ore content. *Izvestiya Ural’skogo Gosudarstvennogo Gornogo Universiteta*, **2**(58), 48-63. (In Russ.) doi. [10.21440/2307-2091-2020-2-48-63](https://doi.org/10.21440/2307-2091-2020-2-48-63).

Shardakova G.Yu., Savelyev V.P. (2010) Polychronic granitoids of the Nikolsky massif as a reflection of the complex geological history of the Ufaley block. *Ezhegodnik-2009*. Proc. IGG UB RAS, v. 157, 93-96.

Shenger A.M., Natal’in BA., Burtman V.S. (1994) Tectonic evolution of the altaides. *Geol. Geofiz.*, **35**(7-8), 41-58. (In Russ.)

Soboleva A.A., Kuzenkov N.A., Udaratina O.V., Larionov A.N., Matukov D.I., Presnyakov S.L. (2005) The age of zircons from the granites of the kernel of the Hobiesky Granite Gneis Dome (Cispolar Urals). *Origin of igneous rocks: Materials. Intern. Petrogr. Meeting*. Apatity, KSC RAS, 236-238. (In Russ.)

Sylvester P.J. (1998) Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, **45**, 29-31.

Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. Lond.*, **42**, 313-345.

Svyazhina I.A., Petrov G.A. (2011) Migration of terrains of the Ural mobile belt and Paleozoic accretionary events

on the urals margin of the Eastern European paleoplatform. *Lithosphere (Russia)*, **6**, 3-13. (In Russ.)

Torsvik T.H., Smethurst M.A. (1999) Plate tectonic modelling: virtual reality with GMAP. *Comp. Geosci.*, **25**, 395-402.

Trail D., Watson E.B., Tailby N.D. (2012) Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **97** (1), 70-87

Udoratina O.V., Soboleva A.A., Kuzenkov N.A., Rodionov N.V., Presnyakov S.L. (2006) Age of Granitoids in The Man'khambo and Il'yaiz Plutons, The Northern Urals: U-Pb Data. *Dokl. Earth Sci.*, **407**(2), 284-289. DOI: 10.1134/S1028334X06020309.

Udoratina O.V., Kulikova K.V., Shuiskii A.S., Soboleva A.A., Andreichev V.L., Golubeva I.I., Kapitanova V.A. (2021) Granitoid magmatism in the north of the Urals: U-Pb age, evolution, sources. *Geodynam. Tektonofiz.*, **12**(2), 287-309.

Wang F.Y., Liu S.A., Li S.G., Yongsheng H. (2013) Contrasting Zircon Hf-O Isotopes and Trace Elements between Ore-Bearing and Ore-Barren Adakitic Rocks in Central-Eastern China: Implications for Genetic Relation to Cu-Au Mineralization. *Lithos*, **156-159**, 97-111. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.10.017>

Watson E.B. (1979) Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and applications to trace element geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**, 407-419. <https://doi.org/10.1007/BF00371047>

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. (2006) Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **151**(4), 413-433. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0068-5>

Whalen J.B., Currle K.L., Chappell B.W. (1979) A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Geol. Soc. Amer. Abstract with Programs*, **539**.

Wilson J.T. (1965) A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, **207**, 343-347.

Zhong S., Feng C., Seltmann R., Li D., Qu H. (2018) Can magmatic zircon be distinguished from hydrothermal zircon by trace element composition? The effect of mineral inclusions on zircon trace element composition. *Lithos*, **314-315**, 646-657. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.06.029>

Zonenshain L.P., Kuz'min M.I., Natalov L.M. (1990) Plate tectonics of the USSR area. Pt 2. Moscow, Nedra Publ., 334 p. (In Russ.)

## Нижнелудфордские (верхний силур) склоновые отложения в разрезе Лягадин (р. Ильч, Северный Урал)

Е. С. Пономаренко

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, e-mail: esponomarenko@geo.komisc.ru

Поступила в редакцию 24.05.2021 г., принята к печати 07.09.2021 г.

**Объект исследований.** Верхнесилурийские (нижнелудфордские) склоновые отложения разреза Лягадин (р. Ильч, Северный Урал). **Материалы и методы.** В работе рассматриваются состав и строение пород (40 образцов), отобранных из разреза во время полевых исследований в 2019 г. Шлифы изучались под поляризационным микроскопом; 8 образцов – с использованием силикатного анализа; глинистые минералы из 2-х образцов определялись рентгенодифрактометрическим методом. **Результаты.** Разрез Лягадин видимой мощностью 70 м представлен неравномерно чередующимися глинисто-кремнисто-известковыми сланцами, микрозернистыми известняками с ходами илодов, микро-тонкозернистыми слоистыми известняками, известняковыми песчаниками тонкозернистыми и мелкозернистыми, известняковыми песчаниками крупно- и среднезернистыми, известняковыми конглобравелитами и известняковыми конглобрекчиями. Глинисто-кремнисто-известковые сланцы и микрозернистые известняки с ходами илодов характеризуют фоновые периплатформенные глинисто-карбонатные осадки. Часть микро-тонкозернистых слоистых известняков (их горизонтально-слоистые вариететы) представляют отложения донных течений. Отложения гравитационных потоков представлены ассоциацией обломочных пород. Наиболее значимой из них является ассоциация, сложенная известняковыми конглобравелитами с эрозионным основанием, которые переходят в градационно-слоистые известняковые песчаники сначала крупно- и среднезернистые, а далее в тонко- и мелкозернистые их разности. Они покрываются, в свою очередь, микро-тонкозернистыми известняками с косой или конволютной слоистостью. Эта ассоциация представляет собой кальцитурбидиты. Они сложены известняковыми конглобрекчиями. Отложения зерновых потоков (?) представлены слоями известняковых песчаников, не показывающих обычных особенностей последовательности Боума. **Вывод.** Реконструируемое фоновое осадконакопление на континентальном склоне в раннелудфордское время характеризовалось накоплением гемипелагических глинистых отложений совместно с некоторым количеством микроскопического кварца, ортоклаза и органического вещества. Периодически проявляющиеся тонкие слои микрозернистых известняков с ходами илодов отвечают повторяющимся периодам увеличения поступления карбонатного материала, который мог относиться к “морскому снегу”. Беспорядочный характер распределения отложений гравитационных потоков в разрезе Лягадин позволяет предположить, что изученные склоновые отложения представляют, скорее всего, образования внешнего шлейфа основания склона, нежели кальцилластические веера.

**Ключевые слова:** Северный Урал, верхний силур, нижний лудфордий, континентальный склон, гемипелагическая аккумуляция, отложения гравитационных потоков

### Источник финансирования

Работа выполнена в рамках проектов государственной программы № 1021051101626-4

## Lower Ludfordian (Upper Silurian) slope deposits in the Lyagadin section (Ilych River, the Northern Urals)

Evgeniy S. Ponomarenko

N.P. Yushkin Institute of Geology Komi Science Center of RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167982, Russia,  
e-mail: esponomarenko@geo.komisc.ru

Received 24.05.2021, accepted 07.09.2021

**Research subject.** Upper Silurian (Lower Ludfordian) slope deposits of the Lyagadin section (Ilych River, Northern Urals). **Materials and methods.** The composition and structure of 40 rock samples collected across the section during fieldworks in 2019 were studied. Thin sections were examined under a polarising microscope. Eight samples were investigated

**Для цитирования:** Пономаренко Е.С. (2022) Нижнелудфордские (верхний силур) склоновые отложения в разрезе Лягадин (р. Ильч, Северный Урал). *Литосфера*, 22(1), 75–100. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-1-75-100>

**For citation:** Ponomarenko E.S. (2022) Lower Ludfordian (Upper Silurian) slope deposits in the Lyagadin section (Ilych River, the Northern Urals). *Lithosphere (Russia)*, 22(1), 75–100. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-1-75-100>

by silicate analysis, and clay minerals from 2 samples were determined by X-ray diffraction analysis of oriented samples. *Results.* The Lyagadin section with a visible thickness of 70 m is represented by an uneven alteration of clayey-siliceous-calcareous schists, micro-grained limestones with burrows, micro-fine-grained layered limestones, fine lime sandstones, coarse- and medium-grained lime sandstones, lime conglogravelites and lime conglobreccias. Clayey-siliceous-calcareous schists and micro-grained limestones with burrows characterise the background periplatform clayey-carbonate deposits. The part of micro-fine-grained layered limestones (their horizontally layered varieties) are bottom current sediments. Gravity flow deposits are represented by clastic rock assemblage. The most characteristic of them is the assemblage composed of lime conglogravelites with an erosional bottom, which pass into gradational-layered lime sandstones, first coarse- and medium-grained, and further into their fine-grained varieties. They are covered, in turn, with micro-fine-grained limestones with cross or convolute stratifications. That association is interpreted as calciturbidites. Calcidebrites are characterised by lime conglobreccias. The deposits of grainy flows (?) are represented by the layers of lime sandstones not revealing the characteristic features of the Bouma sequence. *Conclusion.* The reconstructed background sedimentation on the continental slope during Early Ludfordian was characterised by the accumulation of hemi-pelagic clay deposits together with a certain amount of microscopic quartz, orthoclase and organic matter. Periodically appearing thin layers of micro-grained limestones with burrows correspond to the periods of increased supply of carbonate material, which could be attributed to "marine snow". The irregular nature of the distribution of gravity flow deposits in the Lyagadin section suggests that the studied slope deposits are, most likely, the formation of the outer apron of slope bottom, rather than calciclastic fans.

**Keywords:** Northern Urals, Upper Silurian, Lower Ludfordian, continental slope, hemi-pelagic sedimentation, gravity flow deposits

#### Funding information

The work was carried out within the framework of projects of the State Program No. 1021051101626-4

#### Acknowledgements

The author is grateful to Dr.Sci. (Geol.-Min.) A.I. Antoshkina, Ph.D. V.A. Saldin, Ph.D. Yu.S. Simakova and Ms. N.S. Inkina for their advice during writing the article and expresses his gratitude to S.T. Neverov and V.M. Mikhailov for their assistance during the field research.

## ВВЕДЕНИЕ

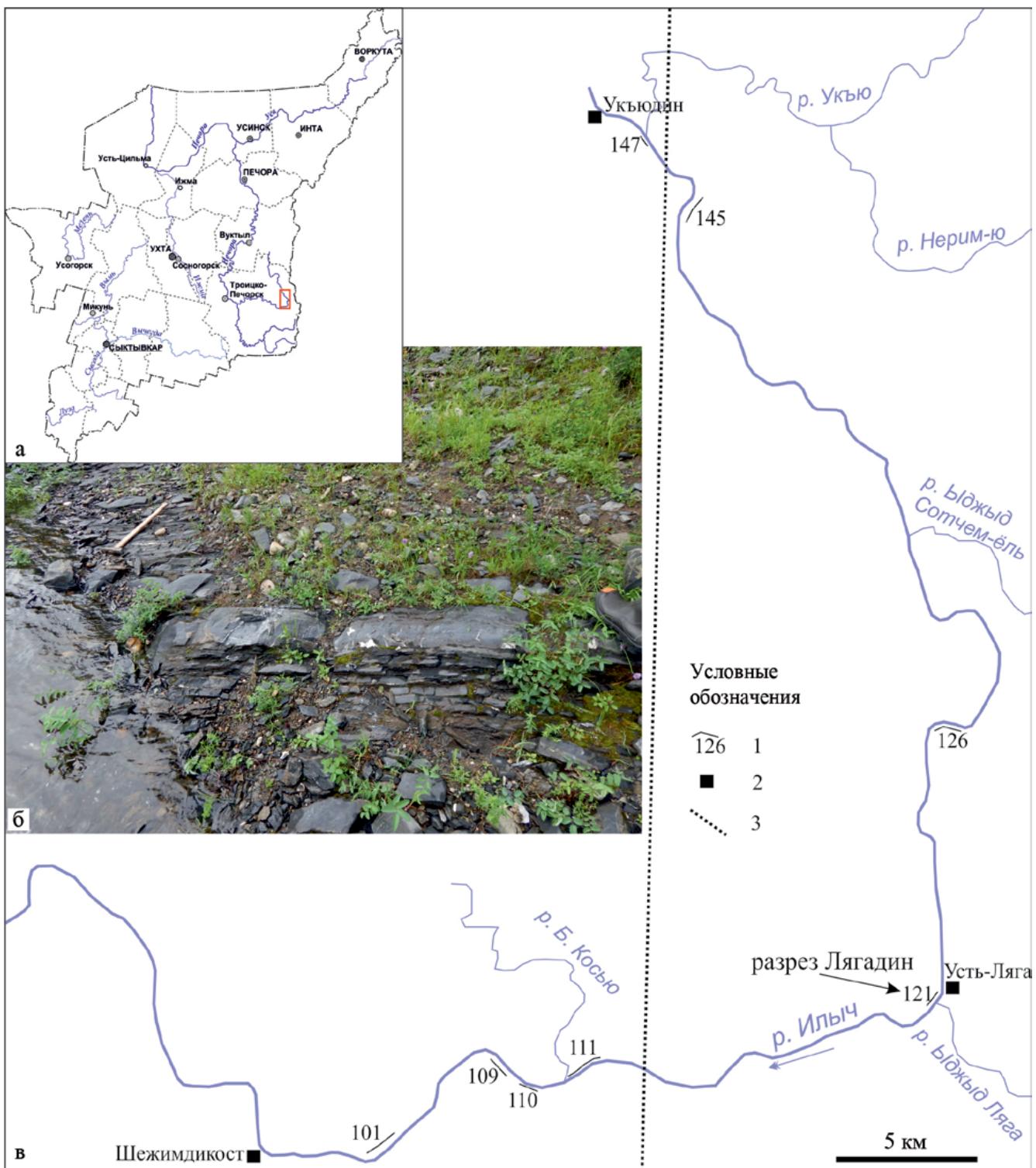
На западном склоне Северного Урала, в бассейне Верхней Печоры<sup>1</sup>, прослеживаются три различных фациальных комплекса (ФК) ордовикских и силурийских отложений (Варсанофеева, 1963): западный (шежимский), восточный (шантымский) и верхнепечорский (лемвинский). Шантымский ФК развит в бассейне р. Илыч, где вскрывается по берегам этой реки и его притокам от устья р. Йыкыд Ляга на юге до устья р. Укью на севере (рис. 1). Этот фациальный комплекс прослеживается также на север в бассейны рек Подчерема и Щугор (Варсанофеева, 1963).

Шантымский фациальный комплекс до сих пор остается достаточно слабоизученным. Первые сведения о наличии силурийских отложений на севере Урала появились после исследований, проведенных А.А. Кейзерлингом и П.И. Круценштерном в 1843 г. в бассейне р. Илыч. В 1847, 1848 и 1850 гг. на Урале и Пай-Хое проводила работы большая экспедиция, организованная Русским географическим обществом. Ее руководитель, Эрнст Карлович Гофман, отмечал своеобразие ордовик-

ских и силурийских отложений в области меридионального участка среднего течения р. Илыч (Варсанофеева, 1963). Исследованиями В.А. Варсанофеевой (1940) по геологическому строению Печоро-Илычского заповедника силурийские отложения были разделены на западную и восточную фации. В последующие годы, с легкой руки Веры Александровны, эти фации получат собственные названия: шежимский и шантымский фациальные комплексы соответственно (Варсанофеева, 1963). В послевоенные годы исследования проводились А.Г. Кондиайн (1967), А.И. Першиной (Першина и др., 1971) и др. Отложения шантымского ФК были расчленены О.А. Кондиайн и А.Г. Кондиайн на ряд свит (шантымская, маркочукская и укьюдинская свиты силура), которые не были приняты в решениях IV Уральского Межведомственного стратиграфического совещания. В то же время, эти свиты представляют литостратиграфические подразделения, которые часто сложно сопоставлять с другими стратонами в пределах Елецкой или Лемвинской структурно-фациальных зон (Государственная..., 2013).

В 1974 г. в бассейне р. Илыч работала А.И. Антошкина. В результате ее литологических исследований были установлены условия осадконакопления силурийских отложений (Антошкина, 1992, 2003, 2006, 2007). Шантымский ФК, таким образом, получил палеогеографическую и генетиче-

<sup>1</sup> Под бассейном Верхней Печоры автор, вслед за В.А. Варсанофеевой, традиционно понимает бассейн верхнего течения р. Печора от истоков до устья р. Илыч включительно.



**Рис. 1. а.** Изученный район на географической карте Республики Коми, РФ. **б.** Характер выходов нижнелудфордских склоновых отложений в разрезе Лягадин. **в.** Основные выходы верхнесилурийских разнофациальных отложений на р. Ильч.

Нумерация обнажений – по (Варсаноффьева, 1940): 101, 109 – лагунные фации; 110, 111, 147 – фации рифовых отмелей; 121, 126, 145 – выходы склоновых отложений. 1 – обнажения, 2 – кордоны Печоро-Ильчского заповедника, 3 – граница мелководных шельфовых (слева) и относительно глубоководных склоновых (справа) верхнесилурийских отложений.

**Fig. 1.** a. The studied area on the geographical map of the Komi Republic, Russian Federation. б. The outcrop character of the Lower Ludfordian slope deposits in the Lyagadin section. в. The main outcrops of the Upper Silurian deposits of various facies on the Ilych River.

The numbering of the outcrops is according to: [Varsanofieva, 1940]. 101, 109 – lagoon facies; 110, 111, 147 – reef shoals facies; 121, 126, 145 – outcrops of slope deposits. 1 – outcrops, 2 – the Pechora-Ilych Nature Reserve cordons, 3 – boundary of the Upper Silurian of shallow shelf (left) and relatively deep-water slope (right) deposits.

скую интерпретацию как образования внешней рампы и континентального склона.

Объект наших исследований – разрез Лягадин – расположен в южной части Шантымского ФК. Он относится к лёк-елецкой градации горстийско-нижнелудфордской субформации и отвечает образованиям континентального склона (Антошкина, 2006; Елисеев и др., 2006). Однако, несмотря на такие генетические интерпретации, о составе и строении этих отложений известно мало. По данным В.А. Варсанофьевой (1940 1963), они сложены углисто-глинистыми сланцами (аргиллитами) и известняками. А.И. Антошкина и А.И. Першина (Антошкина, 1992, 1994, 2006; Першина и др., 1971) отмечали здесь развитие известняковых брекчий, в составе обломков которых имеются фрагменты рифовых пород.

В этой статье автор ставит целью дать представление о детальном строении верхнесилурийских склоновых отложений в разрезе Лягадин. Основными решаемыми задачами являются: 1) детальная литологическая характеристика горных пород, вскрытых в разрезе Лягадин; 2) описание цикличности этих отложений. Важно сказать, что изученные породы несут на себе следы сильных эпигенети-

ческих изменений, поэтому краткое их описание также входит в задачи этой статьи.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Разрез Лягадин охарактеризован 40 образцами, представляющими все типы вскрытых здесь пород, которые изучались под поляризационным микроскопом Полам РП-1. Полированные поверхности (15 образцов) были изготовлены для уточнения структурных и текстурных особенностей пород. Применился силикатный анализ (8 обр, табл. 1), обработка проводилась по методике Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис (2000). Фазовый состав глинистой фракции (2 обр.) определялся рентгенодифрактометрическим анализом ориентированных образцов (дифрактометр Shimadzu XRD-6000, излучение-CuK $\alpha$ ), подвергнутых стандартным диагностическим обработкам. Изучались дифрактограммы воздушно-сухого образца (а) и обработанные этиленгликолем (б) (аналитик Ю.С. Симакова). Все остатки образцов, шлифы и дубликаты растертых проб хранятся в геологическом музее имени А.А. Чернова в Институте геологии имени академика Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (колл. № 425).

**Таблица 1.** Химический состав изученных пород по данным химического силикатного анализа, мас. %

**Table 1.** Chemical composition of the studied rocks according to the data of chemical silicate analysis, wt %

| Литотип                            | ЛТ-1   |        | ЛТ-2   | ЛТ-3  |         | ЛТ-4   | ЛТ-5   |        |
|------------------------------------|--------|--------|--------|-------|---------|--------|--------|--------|
| № обр.                             | 121/7а | 121/33 | 121/12 | 121/2 | 121/31а | 121/34 | 121/5а | 121/56 |
| SiO <sub>2</sub> , %               | 29.95  | 34.57  | 9.28   | 11.99 | 20.79   | 12.54  | 0.37   | 0.27   |
| TiO <sub>2</sub> , %               | 0.32   | 0.21   | 0.12   | 0.13  | 0.18    | 0.10   | 0.01   | 0.01   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , % | 6.31   | 4.74   | 2.43   | 1.88  | 3.64    | 0.88   | 0.18   | <1.00  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , % | 2.68   | 1.78   | 1.22   | 0.74  | 1.31    | 1.01   | 0.072  | <0.25  |
| MnO, %                             | <0.01  | 0.014  | <0.01  | <0.01 | 0.035   | <0.01  | <0.01  | <0.01  |
| CaO, %                             | 28.30  | 28.68  | 46.41  | 44.53 | 38.87   | 45.28  | 54.34  | 55.85  |
| MgO, %                             | 2.42   | 1.88   | 1.07   | 1.61  | 1.34    | 0.80   | 1.06   | 0.52   |
| K <sub>2</sub> O, %                | 1.53   | 1.39   | 0.55   | 0.59  | 0.34    | 0.48   | <0.05  | 0.05   |
| Na <sub>2</sub> O, %               | 0.92   | 0.38   | 0.41   | 0.54  | 1.25    | 0.43   | 0.14   | 0.15   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , %  | 0.078  | 0.061  | 0.025  | 0.032 | 0.033   | 0.059  | 0.029  | 0.009  |
| П.п.п., %                          | 25.95  | 24.77  | 37.78  | 36.95 | 32.18   | 37.00  | 43.47  | 43.13  |
| Σ, %                               | 98.46  | 98.47  | 99.29  | 98.98 | 99.95   | 98.57  | 99.68  | 100.05 |
| FeO, %                             | 2.33   | 1.27   | 0.76   | 0.42  | 1.03    | 0.78   | 0.19   | 0.28   |
| H <sub>2</sub> O, %                | 0.27   | 0.47   | 0.49   | 0.14  | 0.25    | 0.17   | 0.28   | 0.14   |
| CO <sub>2</sub> , %                | 22.23  | 22.26  | 36.35  | 35.40 | 31.36   | 35.82  | 43.01  | 42.81  |

## ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

Разрез Лягадин (обн. 121 по нумерации В.А. Варсанофьевой (1940)) вскрывается на правом берегу р. Ильч напротив устья р. Йджыд Ляга. Он представляет собой выходы на бечевнике у уреза воды видимой мощностью 70 м. К сожалению, этот разрез постепенно застает<sup>2</sup> и в будущем, по всей видимости, большей частью будет не доступен для изучения. Залегание слоев моноклинальное: азимут падения – 260°, угол – 50°. Вскрытые здесь отложения относятся к укьюдинской свите (толще, по (Государственная..., 2013)) верхнего силура, выделенной О.А. и А.Г. Кондиайна-ми в 1960 г. (Кондиайн, 1960). Из линз с обломками рифовых пород в разрезе Лягадин были определены табуляты *Thechia swinderniana* (Goldf.), *Laceripora* sp., *L. cribrosa* Eichw., *Favosites forbesi* Edw. et H., строматопороиды *Clathrodictyon savalience* Riab. и брахиоподы *Conchidium* sp., *C. novosemelicum* Nal. (Першина и др., 1971; Антошкина, 1992, 2003). Этот комплекс отвечает сизимскому региональному горизонту, коррелируемому с нижнелудфордским подъярусом Международной стратиграфической шкалы (Зональная стратиграфия..., 2006; Состояние..., 2008).

Разрез Лягадин (рис. 2) представлен неравномерным чередованием семи литотипов (ЛТ): глинисто-кремнисто-известковых сланцев; микрозернистых известняков с ходами илоедов; микротонкозернистых известняков слоистых; известняковых песчаников тонкозернистых и мелкозернистых; известняковых песчаников крупно- и среднезернистых; известняковых конглобравелитов и известняковых конглобрекций (табл. 2).

В основу классификаций пород обычно принято включать описательные или генетические признаки (Шванов и др., 1998); при этом совместить в одной схеме генетическую и петрографическую классификацию невозможно (Фролов, 1987, с. 27). Учитывая обзоры классификаций, сделанные в последние несколько десятилетий (например, Шванов и др., 1998; Кузнецов, 2007), наиболее приемлемыми для описания являются структурные классификации осадочных пород с генетической интерпретацией осадков, из которых породы и были образованы. Однако, так как многие осадочные компоненты иногда ясно указывают на условия и механизмы образования пород, в названии последних полезно включать эти условия и механизмы, как “подсказки” для последующих интерпретаций. Как правило, первично известняковые осадки – органогенные, а группа обломочных карбонатов раз-

вита значительно реже. В основном для классификации известняков берется схема Р. Данхэма (Dunham, 1962) с дополнениями А. Эмбри и Дж. Кловена (Embry, Klovan, 1971), согласно которой большинство обломочных известняков в разрезе Лягадин будут аттестоваться как литокластовые или интракластовые грейнстоуны и/или рудстоуны. Существующая классификация А. Грабау (Graau, 1904) (кальцирудит, калькаренит, кальцисилит и кальциллюит) не дает столь дробного деления по размерам аллохем (обломков известняков). Такие термины, как “известняковый песчаник” и “известняковый гравелит” использовались для обозначения обломочных известняков среднего и верхнего карбона Русской платформы (Хворова, 1958). Карбонаты обломочной структуры В.Г. Кузнецова предлагал “...подразделять, как и обычные обломочные породы, с выделением известняковых (доломитовых) песчаников, алевролитов, гравелитов и т.д....” (Кузнецов, 2007, с. 345). Такое подразделение кажется автору этой статьи наиболее адекватным, так как позволяет более дробно (и унифицировано с силикокластическими) разделять размеры обломочных компонентов, а также подчеркивает механическую природу первичного осадка.

### Основные литотипы

**ЛТ-1. Глинисто-кремнисто-известковые сланцы.** Макроскопически это зеленовато-серые, иногда почти черные породы с лепидогранобластовой структурой, свилеватой текстурой и листовой отдельностью. Слагают прослои от первых мм до 6.0 см, чередующиеся с микрозернистыми известняками (ЛТ-2) и образующие пачки от 0.3 до 5.0 м. По нормативному пересчету силикатного анализа ( $n = 2$ ), глинисто-кремнисто-известковые сланцы состоят из (об. %): кальцита (50.55–50.93), кварца (15.87–27.88), хлорита (6.38–10.39), мусковита (6.37–7.17), альбита (3.15–7.87), ортоклаза (1.37–3.90), оксидов титана (0.24–0.32) и пирита (0.16–0.32). Рентгенодифрактометрическим анализом установлено наличие хлорита и мусковита (его политипа 2M<sub>1</sub>) и отсутствие смешанных фаз. Порода выглядит как разнозернистая (0.02–0.25 мм) полевошпатово-кварц-кальцитовая гранобластовая мозаика (рис. 3е), в которой встречаются обрывки (от 0.2 мм) и линзовидные участки (до первых сантиметров) гофрированного аргиллита (см. рис. 3а–ж). Последние очень тонкослоистые, сложены чешуйками хлорита и мусковита длиной до 0.03 мм (см. рис. 3в, ж). Между глинистыми минералами иногда отмечаются примазки органического вещества (?) или пирита, количество которых повышается в зонах развития сутурных швов, расположенных вдоль напластования глинистых чешуй или косо к ним (см. рис. 3г). В некоторых случаях аргиллиты рассечены густой се-

<sup>2</sup> Так, по данным А.И. Першиной (1971), видимая мощность вскрытых в разрезе Лягадин слоев составляла 113 м.

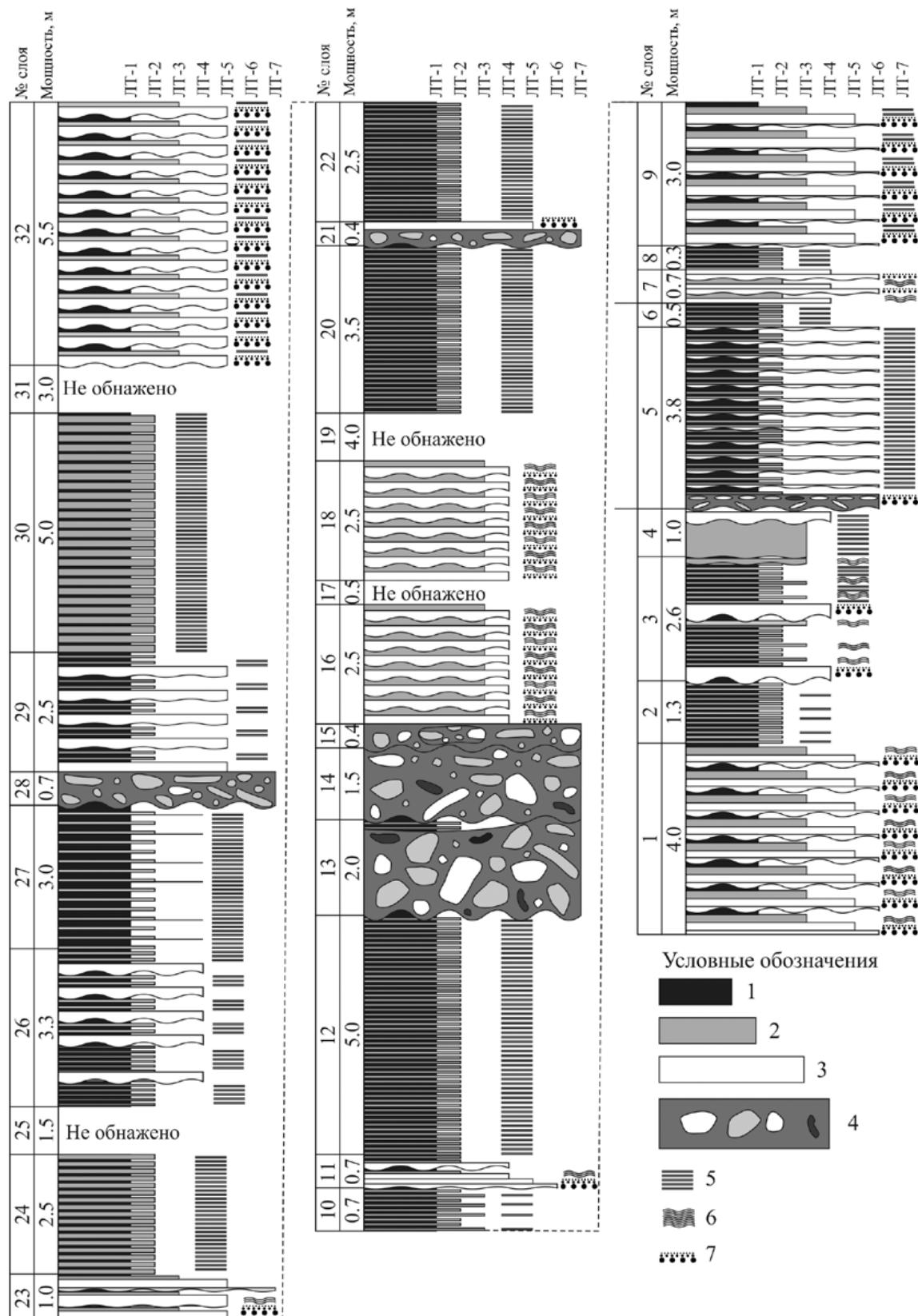


Рис. 2. Литологическая колонка разреза Лягадин.

1 – глинисто-кремнисто-известковые сланцы (ЛТ-1); 2 – известняки микро-тонкозернистые (ЛТ-2 и ЛТ-3); 3 – известняковые песчаники (ЛТ-3 и ЛТ-4) и конглоравелиты (ЛТ-5); 4 – известняковые конглобрекции (ЛТ-7); 5 – тонкая горизонтальная слоистость; 6 – косая и конволютная слоистость; 7 – градационная слоистость.

Fig. 2. Lithological column of the Lyagadin section.

1 – clayey-siliceous-calcareous shales (LT-1); 2 – micro-finegrained limestones (LT-2 and LT-3); 3 – limestone sandstones (LT-3 and LT-4) and conglagravelites (LT-5); 4 – limestone congobreccias (LT-7); 5 – thin horizontal bedding; 6 – cross-bedding and convolute bedding; 7 – gradational bedding.

тыю тончайших (до 0.05 мм) жил, залеченных преимущественно хлоритом (см. рис. 3в), чьи чешуйки ориентированы перпендикулярно ориентировке глинистых минералов в основной массе. Принимая во внимание тот факт, что преобладающие в этом литотипе кальцит и кварц, по всей видимости, являются эпигенетическими минералами, образованными при рассланцевании, протолитами, вероятно, были аргиллиты, чьи фрагменты сейчас отмечаются лишь в виде небольших участков.

**ЛТ-2. Известняк микрозернистый с ходами илоедов.** Макроскопически – это тонкоплитчатые породы с микрозернистой структурой и ихнитовой текстурой. Слои мощностью от менее 1.0 мм и до 0.1 м (в основном 2.0–5.0 см), тесно ассоциируют с глинисто-кремнисто-известковыми сланцами. По нормативному пересчету силикатного анализа ( $n = 1$ ), порода состоит из (об. %): кальциита (82.74), альбита (3.67), хлорита (3.65), мусковита (2.39), ортоклаза (0.95), оксидов титана (0.16). Участки с новообразованным кварцем, по всей видимости, не попали в тот образец, который был растерп для силикатного анализа. Основная масса этих пород сложена микрокристаллическим кальцитом ( $<0.01$  мм) (рис. 4в). Важной особенностью этого литотипа являются ходы илоедов (диаметром до 0.2 мм), заполненные спаритовым кальцитом и иногда частично микрозернистым спаритовым кальцитом (см. рис. 4а) (несколько более светлым, чем вмещающий микрозернистый кальцит), образуя структуры типа геопетальных (см. рис. 4д). Ходы илоедов (в основном *Scolithos*, иногда, возможно, *Chondrites*) ориентированы как перпендикулярно, так и наклонно, а иногда и параллельно поверхностям напластования. Края этих ходов часто подчеркиваются пиритом от “напыления” мельчайшими (до 0.01 мм) зернами до сростков до 0.2 мм (см. рис. 4а, д). Иногда отмечаются более крупные (до 5.0–7.0 мм в диаметре) субвертикальные ходы, заполненные обычно микроспаритом и мелкозернистым известняковым песчаником (рис. 4б, г). В последнем случае микрозернистые известняки перекрываются известняковыми песчаниками. Органогенный материал достигает в некоторых образцах 30% и представлен отдельными створками брахиопод, остракод (?) и члениками криноидей (см. рис. 4Fe) с некоторым количеством неопределенных микробиокластов ( $<0.1$  мм).

В некоторых образцах отмечаются тонкие (до 0.2 мм) линзы и прослои, обогащенные новообразованным кварцем и альбитом (рис. 4е), вероятно развитых по участкам, обогащенным терриген-

ным материалом. Альбитизация и окварцевание также могут быть распространены по всей породе (до 1–2%), но обычно концентрируются в тонких ходах илоедов (или рядом с ними (рис. 4д)), а также возле сутурных швов, обогащенных углеродистым(?) и глинистым веществом. Кварц и альбит (0.02–0.1 мм) встречаются в основном в сростках до 0.5 мм. Для этого литотипа также характерно множество тончайших (до 0.05 мм) кальцитовых жил, секущих породу косо к поверхностям напластования (см. рис. 4а, б, г, д).

**ЛТ-3. Известняк микро-тонкозернистый слоистый.** Макроскопически – это темно-серые плитчатые известняки с микро-тонкозернистой структурой и слоистой текстурой, слагающие слои мощностью до 5.0 см. Эти породы, как правило, ассоциируются как с микрозернистыми известняками (ЛТ-2), так и с известняковыми песчаниками (ЛТ-4 и ЛТ-5). Они сходны с ЛТ-2, но характеризуются большим количеством новообразованного кварца и альбита, расположенного в основном в виде слойков, подчеркивая текстурные особенности породы. Слоистость, как правило, тонкая горизонтальная или волнистая, но иногда косая и конволютная (рис. 5а–в). По нормативному пересчету силикатного анализа ( $n = 2$ ), порода состоит (об. %) из: кальциита (68.48–75.45), кварца (6.07–12.32), доломита (2.21–5.72), альбита (4.72–10.49), ортоклаза (0–3.34), хлорита (1.86–4.33) и оксидов титана (0–0.16). Основная масса породы представлена кристаллами кальциита от  $<0.01$  до 0.1 мм, иногда примесью пелоидов (0.05–0.2 мм) (см. рис. 5г) и с неопределенным ( $<0.1$  мм) органогенным материалом. Порода содержит волнистые или косые прослои (0.2–2.5 мм мощностью), обогащенные полевыми шпатами (альбит и в меньшей степени ортоклаз) и кварцем (см. рис. 5г). Двойники полевых шпатов и кварца имеют размеры от 0.02 до 0.1 мм; часто собраны в сростки размером от 0.2 до 0.5 мм, редко до 1.0 мм (см. рис. 5г, д). Косая и волнистая слоистость иногда нарушается субвертикальными ходами *Scolithos* (см. рис. 5в). Иногда отмечаются прослои (до 1.0–1.5 см) глинистых (хлоритовых) микрозернистых известняков, в которых также отмечаются кристаллы полевых шпатов и кварца (0.03–0.1 мм). Эти породы рассечены тонкими тектоническими трещинами перпендикулярно или под углом 45–60° к поверхностям напластования.

**ЛТ-4. Известняковые песчаники мелко- и/или тонкозернистые слоистые** (рис. 6). Макроскопически – это тонкоплитчатые темно-серые породы с мелко-тонкозернистой обломочной струк-

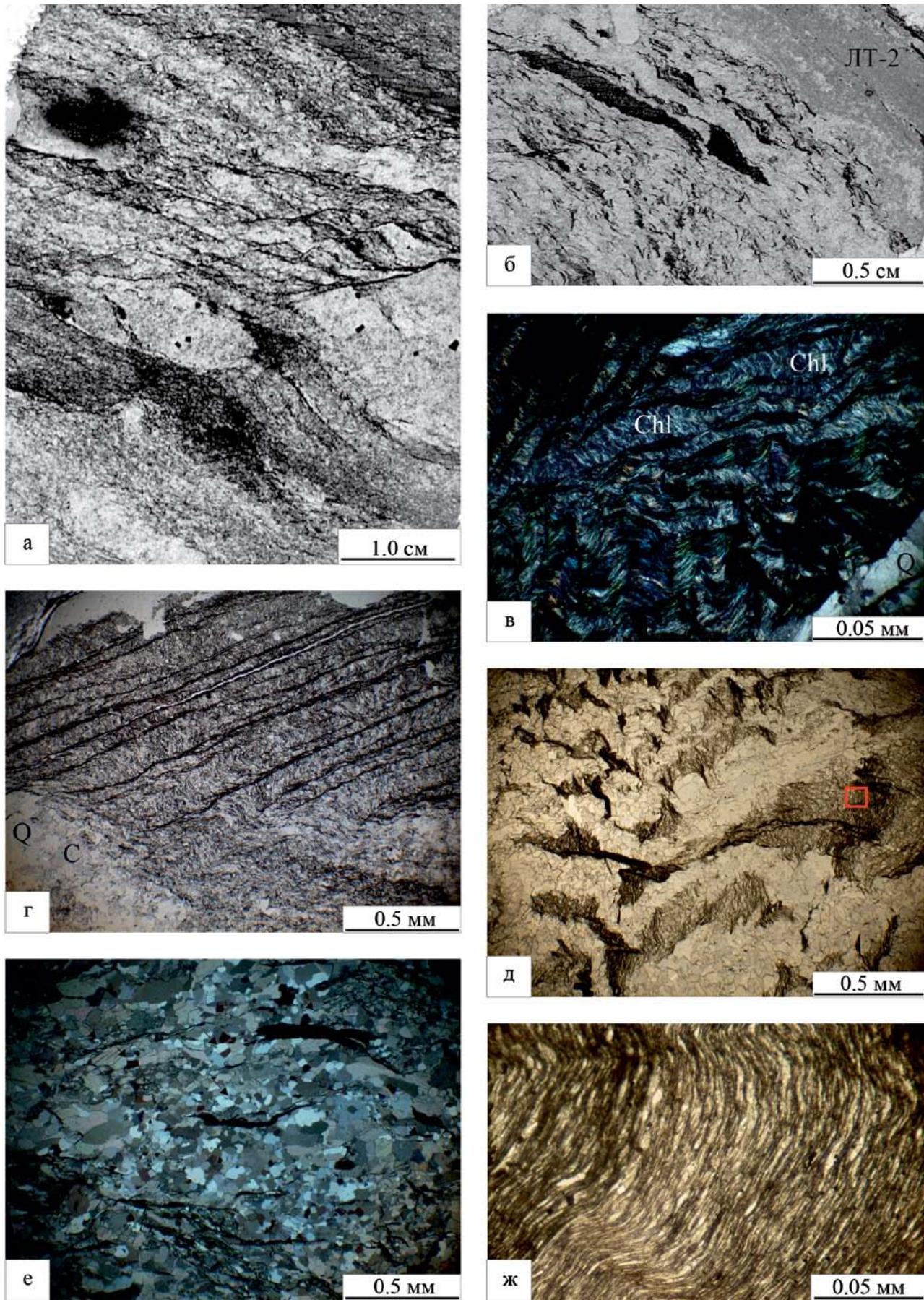
Таблица 2. Основные типы пород

Table 2. Main types of rocks

| Литотип  | Текстура  | Краткое описание  | Минеральный состав            |                                       |                              |  |                         | Вторичные изменения   |
|--|---|---|-------------------------------|---------------------------------------|------------------------------|--|-------------------------|---|
|  |   |   | Кальцит<br>+ доломит (%)      | Кварц<br>+ ортоклаз (%)               | Альбит                       | Хлорит   | Другое (%)              |   |
| ЛТ-1. Глинисто-кремнисто-известковый спанец                              | —   | Очень тонкослоистые породы сложены чешуйками хлорита и мусковита. Между глинистыми минералами наблюдается примазки органического вещества   | 50.55–50.93+0<br>27.88        | 15.87–<br>(3.15–7.87)+<br>(1.37–3.90) | (6.38–10.39)+<br>(6.37–7.17) | TiO<br>(0.24–0.32),<br>FeS <sub>2</sub><br>(0.16–0.32) |                         | Сильное рассланцевание, порода пронизана густой сетью полеоплатово-кварц-кальцитовых жил; стилолитизация  |
| ЛТ-2. Известняк микрозернистый с ходами иллюдов                          | Биогубриор-ванная   | Основная масса сложена микрокристаллическим кальцитом, на фоне которого отмечаются многочисленные ходы иллюдов, в основном <i>Scolithos</i> , иногда, вероятно, <i>Chondrites</i> . Изредка отмечается органогенный материал  | 82.74+0                       | —                                     | 3.67+0.95                    | 3.65+2.39  | TiO (0.16)              | Окварцевание и альбитизация, рассланцевание косо к поверхности напластования, стилолитизация  |
| ЛТ-3. Известняк микро-тонкозернистый слоистый                            | В основном тонкая горизонтальная слоистость, иногда косая и конволютная | Основная масса породы сложена микро-тонкозернистым кальцитом, иногда с примесью пелоидов и неопределенными микробиокластами. Многогигиенические тонкие прослои, обогащенные полевыми шпатами и кварцем. Иногда слоистость нарушена ходами иллюдов   | (68.48–75.45)+<br>(2.21–5.72) | 6.07–<br>12.32                        | (4.72–10.49)+<br>(0–3.34)    | (1.86–4.33)+0  | TiO 0–0.16              | Окварцевание и альбитизация, рассланцевание   |
| ЛТ-4. Известняковые песчаники мелко- и/или тонкозернистые                | Градационная слоистость   | Порода сложена обломками микрозернистых известняков тонко- и мелкотесченой размерности. Редкие биокласты в основной кристалловой, брахиоподовой и остракод. Цемент в основном стартитовый, но в отдельных прослоях с глинистой примесью   | 80.37+0.92                    | 9.13%                                 | 3.67+0                       | 3.17+0   | FeS <sub>2</sub> 0/16   | Рассланцевание, окварцевание, альбитизация, толстые субперпендикулярные кварц-кальцитовые жилы, мраморизация?   |
| ЛТ-5. Известняковый песчаник крупно- и среднезернистый                   | Слабая градационная слоистость, нижняя граница часто эрозионная         | Преобладают обломки микрозернистых известняков. В единичных случаях отмечаются обломки цианобактериальных известняков. Немногочисленные биокласти, в основном членники криноидей, брахиопод, раковинные фрагменты членников длизиодов водорослей, брахиопод и остракод. Цемент спаритовый, друзовый или гранулярный | 95.80–96.00+<br>1.29–1.84     | —                                     | 1.05+0                       | (1.21–1.24)+0  | FeS <sub>2</sub> (0.32) | Сильное рассланцевание перпендикулярно или косо к поверхности напластования, незначительное окварцевание и альбитизация, толстые кварц-кальцитовые жилы |
| ЛТ-6. Известняковый конгломерат с магрик-ком из известнякового песчаника | Нижняя граница эрозионная   | Присутствуют крупные окатанные обломки пород (в основном микрозернистых известняков и аригиллитов, в единичных случаях – обломки биогермных известняков). Матрикс представлен известниками песчаниками (ЛТ-4/ЛТ-5). Цемент спаритовый, друзовый и гранулярный   | Н.о.                          | Н.о.                                  | Н.о.                         | Н.о.   | Н.о.                    | Толстые кварц-кальцитовые жилы, альбитизация и окварцевание   |
| ЛТ-7. Известняковый конгломерат с магрик-ком из известнякового песчаника | —   | Обломки разного размера (0.2 м – 1.0 м) и состава (представлены в основном породами, описанными в предыдущих литотипах). Единичны обломки биогермных пород. Цемент глинисто-доломитовый с единичными биокластами криноидей и брахиопод  | Н.о.                          | Н.о.                                  | Н.о.                         | Н.о.   | Н.о.                    | Толстые кварц-кальцитовые жилы, окварцевание и альбитизация   |

Примечание. Н.о. – химический и, следовательно, минеральный состав не определялся.

Note. N.о. – chemical and mineral composition are not determined.



**Рис. 3. LT-1 – глинисто-кремнисто-известковые сланцы.**

а. Общий вид. Большая часть породы сложена полевошпат-кварц-кальцитовой мозаикой, внутри которой “плавают” обрывки аргиллитов. Черные квадратики и прямоугольники в центральной и правой части изображения – кристаллы пирита. Шлиф П-Ил121/10в-2019. б. Линзовидные участки и обрывки аргиллитов в основной полевошпат-кварц-кальцитовой мозаике. В верхней правой части шлифа прослой микрозернистого известняка с ходами илоедов (ЛТ-2), с которыми в основном ассоциируют сланцы. Шлиф П-Ил121/11-2019. в. Участок гофрированного хлорит-мусковитового аргиллита, прорванный трещинами, которые залечены преимущественно хлоритом (*Chl*), чьи чешуйки ориентированы перпендикулярно глинистым минералам из вмещающей массы. Внизу справа трещина, залеченная кварцем (Q). Шлиф П-Ил121/28б-2019. Скрешенные николи. г. Гофрированные хлорит-мусковитовые аргиллиты. Темные косые линии – сутурные швы. Внизу слева кварц(Q)-кальцитовая(C) мозаика. Шлиф П-Ил121/10б-2019. д. Обрывки серицит-хлоритового аргиллита в полевошпат-кварц-кальцитовой мозаике. Красный квадрат указывает место, изображенное на фрагменте “ж”. Шлиф П-Ил121/30-2019. е. Полевошпат-кварц-кальцитовая мозаика с редкими обрывками углеродистых аргиллитов. Стрелки указывают на двойники полевых шпатов. Шлиф П-Ил121/28б-2019. Скрешенные николи. ж. Деталь фрагмента “г”. Чешуйки глинистых минералов с микрокристаллами полевых шпатов, кварца и кальцита между ними. Шлиф П-Ил121/30-2019. Все снимки, за исключением микрофото в и е, сделаны без анализатора.

**Fig. 3. LT-1 – clayey-siliceous-calcareous shales.**

а. General view. The rock mostly composed by feldspar-quartz-calcite mosaic, with fragments of mudstones “floated” inside. The black squares in the central and right parts of the picture are pyrite crystals. Thin section П-Ил 121/10в-2019. б. Lenticular areas and fragments of mudstones in the feldspar-quartz-calcite mosaic. In the upper right part of the thin section, there is an interlayer of micro-grained limestone with burrows of mud-eaters (LT-2), with which shales are mainly associated. Thin section П-Ил 121/11-2019. в. A section of corrugated chlorite-muscovite mudstone, broken by cracks, healed mainly by chlorite (*Chl*), whose flakes are oriented perpendicular to the clay minerals from the host mass. Below right is a quartz-healed crack (Q). Thin section П-Ил 121/28б-2019. Crossed nicols. г. Corrugated chlorite-muscovite mudstones. Dark oblique lines are suture seams. Bottom left quartz (Q)-calcite (C) mosaic. Thin section П-Ил 121/10в -2019. д. Fragments of sericite-chlorite mudstone in the feldspar-quartz-calcite mosaic. The red square indicates the place depicted on “ж”. Thin section П-Ил 121/30-2019. е. Feldspar-quartz-calcite mosaic with rare fragments of carbonaceous mudstones. Arrows point to feldspar twins. Thin section П-Ил 121/28б-2019. Crossed nicols. ж. Detail of “г”. Flakes of clay minerals with microcrystals of feldspars, quartz and calcite between them. Thin section П-Ил121/30-2019.

турой и градационной текстурой; слагают слои до 5.0–7.0 см, ассоциируясь с микрозернистыми известняками (ЛТ-2) и глинисто-кремнисто-известковыми сланцами (ЛТ-1). По нормативному пересчету силикатного анализа ( $n = 1$ ), известняковые песчаники состоят из (об. %): кальцита (80.37), кварца (9.13), альбита (3.67, хлорита (3.17), доломита (0.92) и пирита (0.16). Порода сложена тонкими (0.05–0.1 мм) и мелкими (0.1–0.25 мм) обломками пелитоморфных известняков (см. рис. 6в, д). Их окатанность в разных образцах может меняться от хорошей (для мелкой размерности) до плохой (для тонкой размерности). До 5–20% породы представлено органогенным материалом, среди которого обычно отмечаются членики криноидей (см. рис. 6д), фрагменты створок брахиопод и острокод до 0.25 мм. В некоторых случаях для этого типа пород свойственна градационная сортировка, характеризующаяся прослойями (0.5–1.0 мм), сложенными тонкими и мелкими обломками пелитоморфных известняков. В некоторых случаях градационная слоистость подчеркивается большим или меньшим количеством органогенного материала. Цемент представлен микрозернистым спаритовым кальцитом то более светлым, то более темным (обогащенным глинистым веществом), что также подчеркивает часто слоистую текстуру породы (см. рис. 6б).

Для этого типа пород характерно большое разнообразие эпигенетических изменений. Наиболее частым из них является рассланцевание (см.

рис. 6а), из-за чего многие осадочные зерна удлинены косо или перпендикулярно первичной осадочной слоистости (см. рис. 6д), но согласно сечущим породу тонким кальцитовым жилам. Другой характерной чертой для этих пород являются многочисленные толстые (0.2–5.0 мм шириной) субперпендикулярные поверхностям напластования жилы, залеченные грубокристаллическими (1.0–2.5 мм) кварцем и кальцитом (см. рис. 6б). Вокруг этих жил отмечается “ореол” (1.0–4.0 мм) развития аутигенных кварца и альбита (см. рис. 6б, г, е). Важно отметить, что здесь кристаллы альбита значительно крупнее (0.2–0.5 мм), а его количество в измененных участках может достигать 10% (в целом его количество в породе не превышает 1%). Перекристаллизация (мраморизация?) также часто “сопровождает” эти трещины (см. рис. 6в, г): порода в этих частях представляет собой кристаллический (от 0.25–0.5 до 1.0–2.5 мм) кальцит с теневой первичной структурой.

**ЛТ-5. Известняковый песчаник крупно- и среднезернистый** (рис. 7). Макроскопически это плитчатые темно-серые породы с крупно-среднезернистой обломочной структурой и слоистой текстурой мощностью 0.1–0.2 (редко до 0.3 м). Нижняя граница этих известняков, как правило, ровная, но иногда отмечается выгнутые книзу утолщения до 5.0 см. Этот тип пород в основном ассоциируется с микрозернистыми известняками (ЛТ-2) и глинисто-кремнисто-известковыми сланцами (ЛТ-1), а также с известняковыми конгломератами

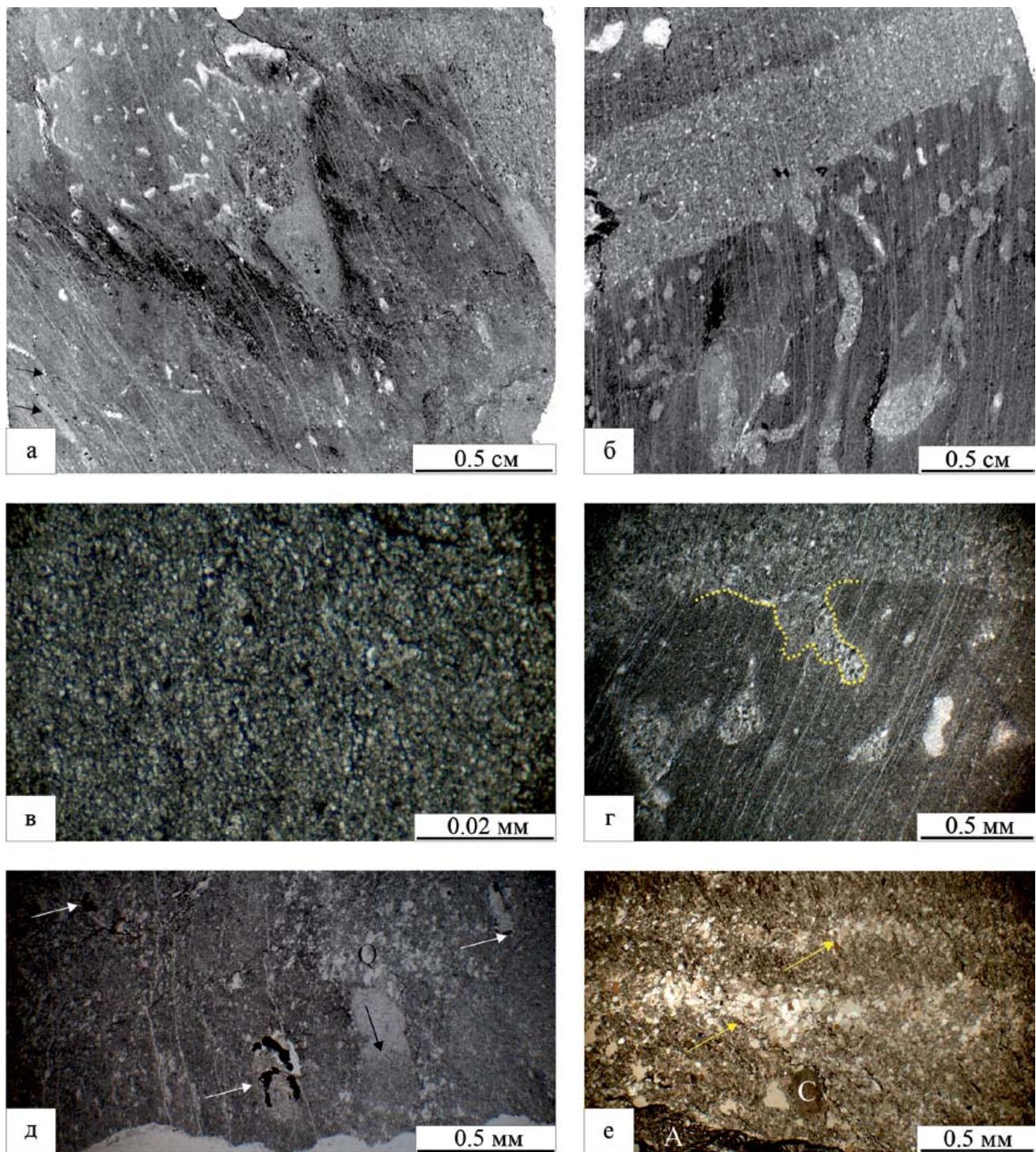
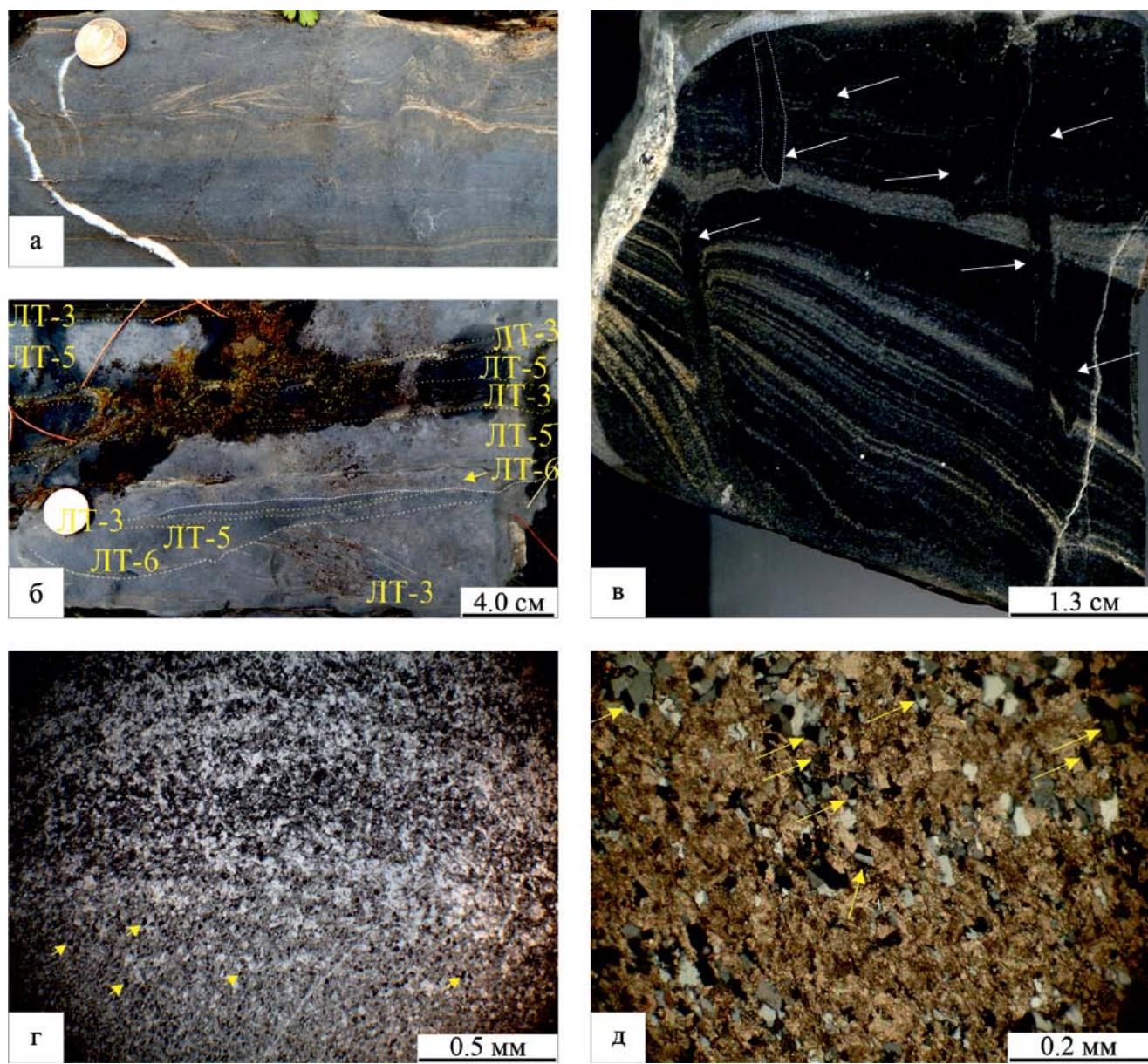


Рис. 4. ЛТ-2 – известняк микрозернистый с ходами илоедов.

а. Общий вид. По всей породе развиты ходы илоедов, заполненные светлым спаритовым кальцитом. Стрелки внизу слева указывают на ходы илоедов с пиритом на границах с вмещающей породой. Шлиф П-Ил121/12-2019. б. Субвертикальные ходы илоедов, заполненные мелкозернистым известняковым песчаником (ЛТ-4). Слой последнего покрывает микрозернистый известняк. Шлиф П-Ил121/35а-2019. в. Микрозернистый известняк. Деталь. Шлиф П-Ил121/28а-2019. г. Ходы илоедов, заполненные мелкозернистым известняковым песчаником. Деталь фрагмента “б”. Желтая пунктирная линия подчеркивает границу известнякового песчаника и микрозернистого известняка с ходом илоеда. Шлиф П-Ил121/35а-2019. д. Пиритизация на границах ходов илоедов (белые стрелки). Черная стрелка указывает на геопетальную структуру внутри хода илоеда. Q – скопления кварца и альбита. Шлиф П-Ил121/12-2019. е. Прослои и линзы, обогащенные альбитом и кварцем (желтые стрелки). А – тонкий (мощностью 0.1–0.2 мм) прослой аргиллита гофрированного (ЛТ-1). С – членник криноиди. Шлиф П-Ил121/30-2019. Все микрофото при параллельных николях.

**Fig. 4.** LT-2 – micro-grained limestones with mud-eater burrows.

а. General view of LT-2. Throughout the rock, the mud-eater burrows are developed, filled with light sparite calcite. The arrows at the bottom left indicate the passages of the mud-eaters with pyrite at their boundaries with the host rock. Thin section П-Ил121/12-2019. б. Subvertical burrows of mud-eaters filled with fine-grained limestone sandstone (LT-4). The layer of the latter is covered with micro-grained limestone. Thin section П-Ил121/35a-2019. в. Micro-grained limestone. Detail. Thin section П-Ил21/28a-2019. г. Burrows of mud-eaters filled with fine-grained limestone sandstone. Detail of “46”. The yellow dashed line emphasizes the boundary between limestone sandstone and micro-grained limestone with a burrow. Thin section П-Ил 121/35a-2019. д. Pyritization at the boundaries of the mud-eater burrows (white arrows). The black arrow points to the geopetal structure within the burrow. Q – clusters of quartz and albite. Thin section П-Ил 121/12-2019. е. Albite and quartz enriched interlayers and lenses (yellow arrows). A – thin (0.1–0.2 mm thick) interlayer of corrugated mudstone (LT-1). С – crinoid ossicles. Thin section П-Ил 121/30-2019.

**Рис. 5.** LT-3 – известняки микро-тонкозернистые слоистые.

а. Общий вид. Тонко-горизонтально слоистые и косослоистые известняки чередуются с микрозернистыми известняками (LT-2). Полевое фото. Слой 10. Для масштаба монетка (слева сверху) диаметром 2.0 см. б. Морфология слоек слоистых известняков (подчеркнуто желтыми пунктирными линиями), чередующихся с известняковыми песчаниками (LT-5) и конглогравелитами (LT-6). Основания тонких слоев LT-6, как правило, эрозионные (подчеркнуто белыми пунктирными линиями). Полевое фото. Слой 1. в. Микро-тонкозернистый известняк с косой слоистостью. Первичная

слоистость нарушена ходами *Scolithos* (стрелки). Один пример норы подчеркнут пунктирной линией. Пришлифовка. Обр. П-Ил121/7b-2019. г. Микроструктура ЛТ-3. Белыми стрелками указаны некоторые примеры микропелоидов, характерных для этого типа пород. Белые пятна, образующие скопления в виде прослоев, – новообразованные альбит и кварц. Шлиф П-Ил121/31a-2019. Параллельные николи. д. Новообразованные альбит-кварцевые сростки в микро-тонкозернистом карбонатном матриксе. Желтые стрелки указывают на заметные сдойниковые кристаллы аутогенного альбита. Шлиф П-Ил121/7b-2019. Скрепленные николи.

**Fig. 5.** LT-3 – micro-finegrained layered limestone.

а. General view. Thin horizontally layered and cross-bedded limestones alternate with micro-grained limestones (LT-2). Field photo. Layer 10. For the scale, a coin (top left) with a diameter of 2.0 cm. б. Morphology of layered limestones (underlined by yellow dashed lines) alternating with limestone sandstones (LT-5) and conglomavelites (LT-6). The bases of thin layers of LT-6 are usually erosive (underlined by white dashed lines). Field photo. Layer 1. в. Micro-finegrained limestone with cross stratification. Primary bedding is disturbed by *Scolithos* burrows (arrows). One example of a burrow is underlined with a dotted line. Slab. Sample П-Ил121/7b-2019. г. Microstructure of LT-3. White arrows indicate some examples of micropeloids that are characteristic of this type of rocks. White spots that form interlayer clusters are newly formed albite and quartz. Thin section П-Ил121/31a-2019. д. Newly formed albite-quartz intergrowths in a micro-finegrained carbonate matrix. White arrows point to noticeable twinned crystals of authigenic albite. Thin section П-Ил121/7b-2019. Crossed nicols.

(ЛТ-6). По нормативному пересчету силикатного анализа ( $n = 2$ ), порода состоит из (об. %): кальцита (95.80–96.00) с включениями доломита (1.29–1.84), альбита (1.05), хлорита (1.21–1.24) и пирита (0–0.32). Обломки микрзернистых известняков (0.2–0.5 мм, редко больше) преобладают (50–70%). В единичных случаях отмечаются обломки цианобактериальных известняков. Обломки пород преимущественно удлиненные, вероятно, слабоокатанные (к сожалению, этого точно нельзя узнать из-за сильных эпигенетических изменений). Ориентировка (там, где она не нарушена последующими изменениями) преимущественно по напластованию (см. рис. 7а), иногда отмечается слабая градационная сортировка обломков. Немногочисленный (до 10–20, редко до 30%) органогенный материал представлен в основном членниками криноидей (0.2–1.0 мм) (см. рис. 7в), но в некоторых образцах также отмечаются фрагменты дазиладовых водорослей, раковин брахиопод и остракод. Органогенный материал, как правило, концентрируется в отдельных прослоях (2.0–5.0 мм), чередующихся с таковыми (2.0–6.0 мм), где они практически отсутствуют. Цемент спаритовый друзовый и/или гранулярный. Иногда отмечаются тонкие (до 0.1 мм) каемки кальцита типа “собачьих зубов” (dogtooth).

Эти породы, как правило, сильно рассланцованны, из-за чего осадочные зерна часто удлинены перпендикулярно (см. рис. 7б, г) или косо к поверхностям напластования. К обломкам пород приурочены (в незначительном количестве – до 1%) окварцевание и альбитизация, объем которых увеличивается (иногда до 10–15%) возле кварц-кальцитовых жил, образуя “ореолы” от 2.0 мм до 1.0 см толщиной.

**ЛТ-6. Известняковый конглоравелит с матриксом из известнякового песчаника.** Макроскопически это темно-серые породы с обломочной (конглоравийной) структурой и градационно-слоистой текстурой. Они слагают в основном нижнюю часть слоев крупно- и среднезернистых известняко-

вых песчаников (ЛТ-5), находясь преимущественно в выгнутых книзу утолщениях (эрэзационных карманах). В редких случаях этот тип пород встречается в виде линз (от 5 × 30 до 10 × 100 см) или слоев мощностью до 0.25 м. Породы сходны с предыдущим литотипом (ЛТ-5), но отличаются присутствием (от 20 до 50%) крупных (от 2.0 мм до 2.0 см и более) окатанных обломков пород (рис. 8а). Среди них преобладают обломки микрзернистых известняков (ЛТ-2) (см. рис. 8б), иногда содержащих биокластовый материал или новообразованные кварц и альбит, собранные в прослои и линзы (до 0.2 мм). Более редки плоские (толщиной до 0.5 мм и длиной до первых сантиметров) обломки более темных тонкозернистых известковых аргиллитов (по всей видимости, ЛТ-1 до постседиментационных преобразований) (см. рис. 8в). В единичных случаях отмечаются обломки биогермных (рис. 8е) пород (отдельные из которых переполнены остатками *Girvanella* (см. рис. 8ж) и *Sphaerina*(?)), мелкозернистых (ЛТ-4) и среднезернистых (ЛТ-5) известняковых песчаников (см. рис. 8д). Обломки, как правило, имеют округлые очертания, но рваные границы из-за рассланцованныности.

Известняковый песчаный мелкозернистый матрикс (см. рис. 8б–г) в основном представлен мелкими (0.05–0.1, редко до 0.2 мм) с примесью крупных (0.5–1.0 мм) обломками микрзернистых известняков. От 1 до 30% породы представлены органогенным материалом, среди которых отмечаются членники криноидей (до 1.0 мм), обломки раковин брахиопод (до 1.0 см) и щитков трилобитов (до 1.5 мм). В некоторых образцах могут присутствовать фрагменты одиночных кораллов – ругоз (диаметром до 3.0–4.0 мм) и *Halysis*. Цемент, по всей видимости, блоковый спаритовый, часто регенерационный по мелким известняковым песчинкам (таблитчатые кристаллы 0.05 × 0.1–0.2 мм, удлиненные косо к поверхностям напластования). В более крупнозернистом матриксе отмечается друзовый и гранулярный спаритовый кальцит (см. рис. 8е, ж).

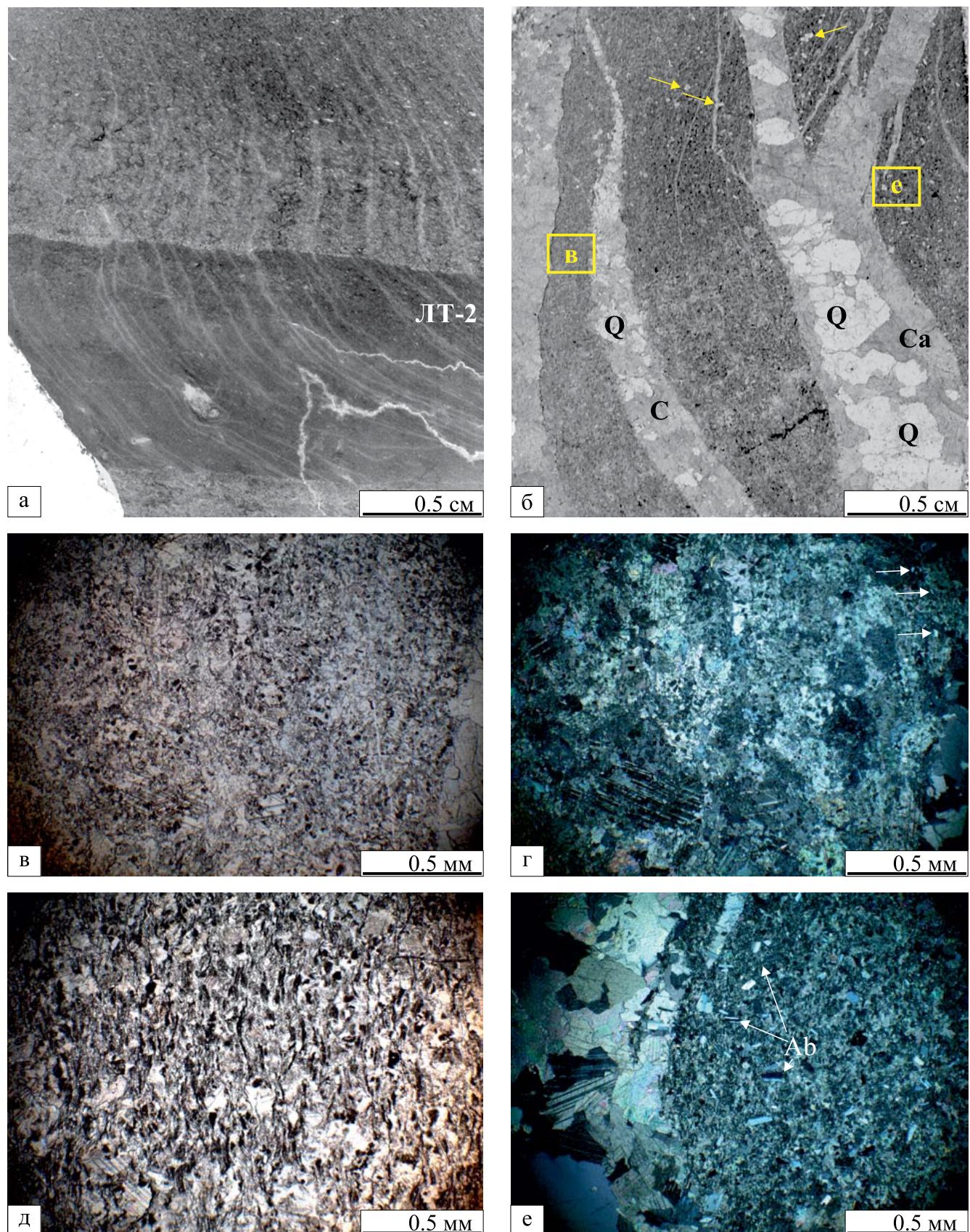


Рис. 6. ЛТ-4 – известняковые песчаники тонко- и мелкозернистые.

а. Тонкозернистые известняковые песчаники, чередующиеся с микротонкозернистыми известняками с ходами илоедов (ЛТ-2). Характерны многочисленные кальцитовые жилы, ориентированные косо и перпендикулярно поверхностям напластования. Шлиф П-Ил121/6-2019. б. Мелкозернистый известняковый песчаник со слабо различимой слоистостью: более темная полоса в верхней части изображения обозначает темный микроспаритовый цемент обогащенный глинистой примесью. Порода рассечена толстыми кварц-кальцитовыми жилами: Q – кварц, Ca – кальцит. Желтые квадраты с буквами в и е обозначают места микроФОТО “в” и “е” соответственно. Стрелки указывают на некоторые наиболее крупные зерна альбита, расположенные в “ореоле” трещины. Шлиф П-Ил121/8-2019. в. Перекристаллизованный (мраморизованный) тонкозернистый известняковый песчаник. Хорошо видно первичное строение породы. Справа виден край кварц-кальцитовой трещины. Шлиф П-Ил121/8-2019. г. Тот же, что и в, но со скрещенными николями. Здесь видно, что порода сложена разнокристаллическим кальцитом с “лапчатыми” границами, а первичное строение в виде теней. Стрелки указывают на кристаллы альбита, развитые вдоль трещины. Шлиф П-Ил121/8-2019. д. Мелкозернистый известняковый песчаник с зернами, удлиненными субперпендикулярно поверхностям напластования в процессе рассланцевания. Шлиф П-Ил121/27-2019. Параллельные николи. е. “Ореол” альбитизации (Ab) возле толстой кварц-кальцитовой жилы в тонкозернистом известняковом песчанике. Шлиф П-Ил121/8-2019. Скрещенные николи.

**Fig. 6.** LT-4 – Fine-grained limestone sandstones.

а. Fine-grained limestone sandstones alternating with micro-grained limestones with mud-eater burrows (LT-2). Numerous calcite veins oriented obliquely and perpendicularly to the bedding surfaces are characteristic. Thin section П-Ил121/6-2019. б. Fine-grained limestone sandstone with subtle stratification: a darker band at the top of the picture indicates a dark microsparitic cement rich in clay impurities. The rock is dissected by thick quartz-calcite veins: Q – quartz, Ca – calcite. Yellow squares with letters в and е denote photomicrograph locations “в” and “е”, respectively. Arrows indicate some of the largest albite grains located in the “halo” of the crack. Thin section П-Ил121/8-2019. в. Recrystallized (marbleized?) fine-grained limestone sandstone. The primary structure of the rock is clearly visible. The edge of a quartz-calcite crack is visible on the right. Thin section П-Ил121/8-2019. г. The same as С, but with crossed nicols. It can be seen here that the rock is composed of different-crystalline calcite with “clawed” boundaries, and the primary structure is in the form of shadows. Arrows indicate albite crystals developed along the crack. Thin section П-Ил121/8-2019. д. Fine-grained limestone sandstone with grains elongated sub-perpendicular to the bedding surfaces due to shear formation. Thin section П-Ил121/27-2019. е. Albitionization “halo” (Ab) near thick quartz-calcite vein in fine-grained limestone sandstone. Thin section П-Ил121/8-2019. Crossed nicols.

Из вторичных изменений бросаются в глаза альбит-кварц-кальцитовые жилы (0.1–5.0 мм), се- кущие породу перпендикулярно поверхностям на- пластиования. Преобладает кальцит (0.4–2.0 мм) с “лапчатыми” границами (кристаллы сильно вдав- лены друг в друга). Кварц и альбит обычны в цен- тральной части жил, где слагают или крупные, ли- бо мелкие кристаллы (0.1–0.3 мм), заполняющие пространство между кристаллами кальцита. Гра- ница этих жил и вмещающей породы с одной сто- роны резкая, а с другой – имеется “буферная” зона (толщиной 0.4–2.0 мм), представленная тонкокри- сталлическим кальцитом. Кроме того, к матриксу также приурочены окварцевание и альбитизация.

**ЛТ-7. Известняковая конглобрекчия.** Макро- скопически это плитчатые или массивные темно- серые породы с обломочной структурой и беспоря- дочной текстурой, слагающие слои от 0.4 до 2.0 м. Этот литотип состоит из обломков пород разного размера (от 0.2 мм до 1.0 м, но в основном до 0.25 м) и состава (рис. 9). В одном из шлифов (площадью 2.5 × 5.0 см) было подсчитано 19 обломков 5 типов, среди которых преобладали (12 обломков) фраг- менты микротонкозернистых известняков с ходами ило- едов (ЛТ-2) (см. рис. 9г) с подчиненным количеством (5 обломков) фрагментов мелкозернистых известня- ковых песчаников (ЛТ-4) (см. рис. 9д). Обломков ми- кро-тонкозернистых слоистых известняков (ЛТ-3) и крупно-среднезернистых известняковых песчани- ков (ЛТ-5) было отмечено по 1 шт. Во время поле- вых исследований в известняковых конглобрекчиях был обнаружен 1 обломок (размером 0.3 м) биогерм-

ного известняка. Среди крупных обломков (0.1 м и более) отмечаются в основном фрагменты извест- наковых песчаников (ЛТ-4, ЛТ-5) и известняковых конглобрекчий (ЛТ-6), представляющих собою часто фрагменты плит известняков (см. рис. 9а). Об- ломки, как правило, не ориентированы в нижней и средней частях слоев конглобрекчий (см. рис. 9б), но в верхней части слоев, преимущественно, уже имеют ориентировку (см. рис. 9в), примерно совпа- дающую с поверхностями напластиования. Цемен- том для этих брекчий служит глинисто-доломито- вая масса (см. рис. 9б–е) с единичными членниками криноидей и створками брахиопод. На выветрелой поверхности этот матрикс белесый (см. рис. 9б, в). Важно отметить, что в слое 15 (см. рис. 2) этот белесый матрикс отмечается также в качестве обломков.

Среди вторичных изменений наиболее ярко в этом типе пород проявлены альбитизация и оквар- цевание, приуроченные большей частью к глини- сто-доломитовому матриксу, но иногда преоблада- ют и в бломках. Их распределение в разных типах обломков совпадает с таковым в разных литотипах.

### Основные генетические типы склоновых отложений

Основные генотипы отложений в изученном разрезе представлены отдельным типом породы или, чаще, ассоциацией пород. Среди них выделя- ются фоновые отложения, отложения донных течений, кальцитурбидиты, кальцидебриты, а так- же отложения зерновых потоков (?). Типы гравита-

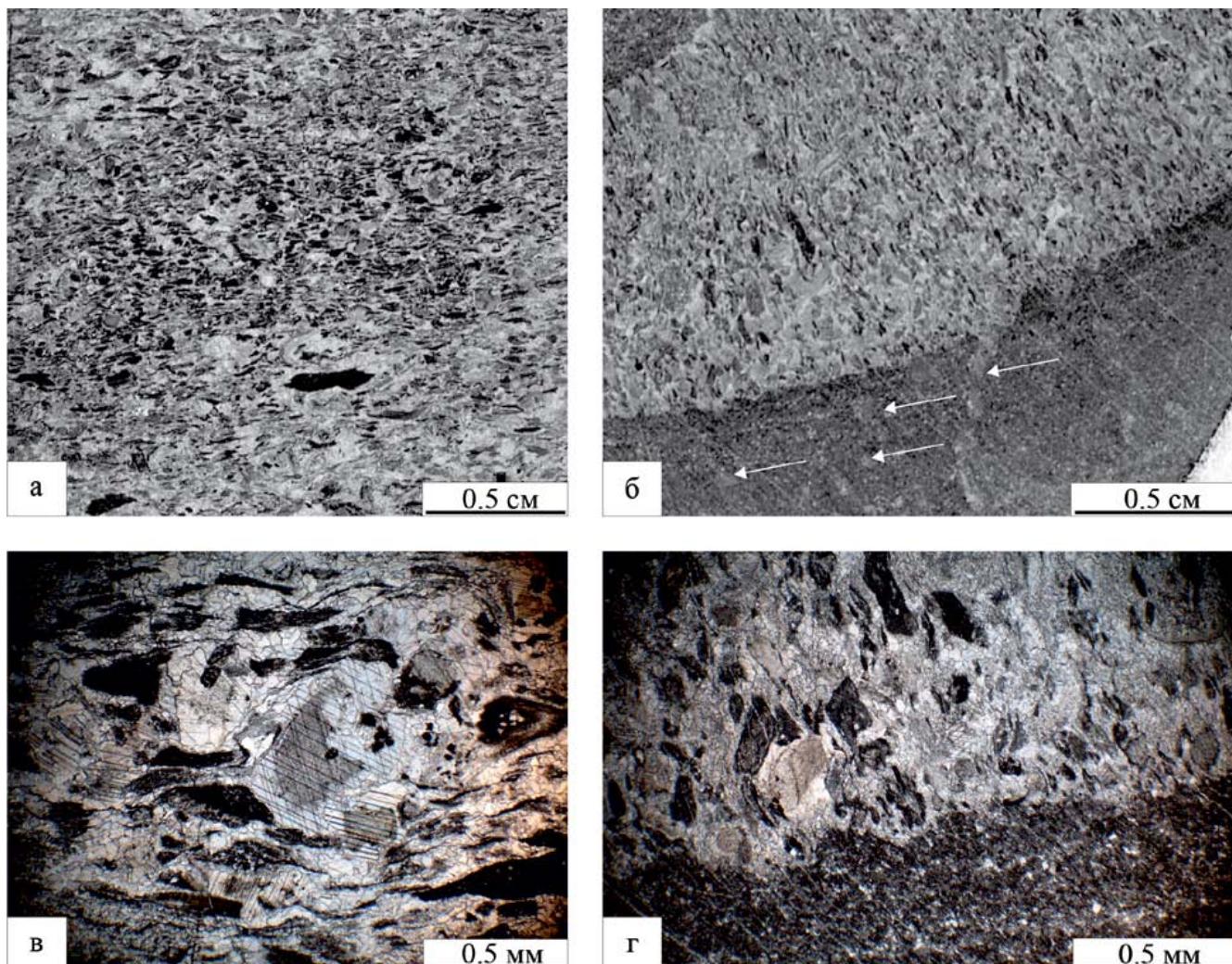


Рис. 7. ЛТ-5 – известняковый песчаник крупно- и среднезернистый.

а. Крупнозернистый известняковый песчаник с обломками, ориентированными по слоистости пород. Шлиф П-Ил121/29а-2019. б. Среднезернистый известняковый песчаник, залегающий на микрозернистом известняке с ходами илоедов (белые стрелки). Шлиф П-Ил121/19а-2019. в. Микрофото крупно-среднезернистого известнякового песчаника. В центральной части – членник криноиды, которые, как правило, в изученных породах не удлинялись из-за рассланцевания, как это произошло с обломками пород в верхней части изображения. Шлиф П-Ил121/29а-2019. г. Среднезернистый известняковый песчаник. Зерна удлинены почти перпендикулярно эрозионной поверхности нижележащих микрозернистых известняков. Шлиф П-Ил121/19а-2019. Все микрофото в параллельных николях.

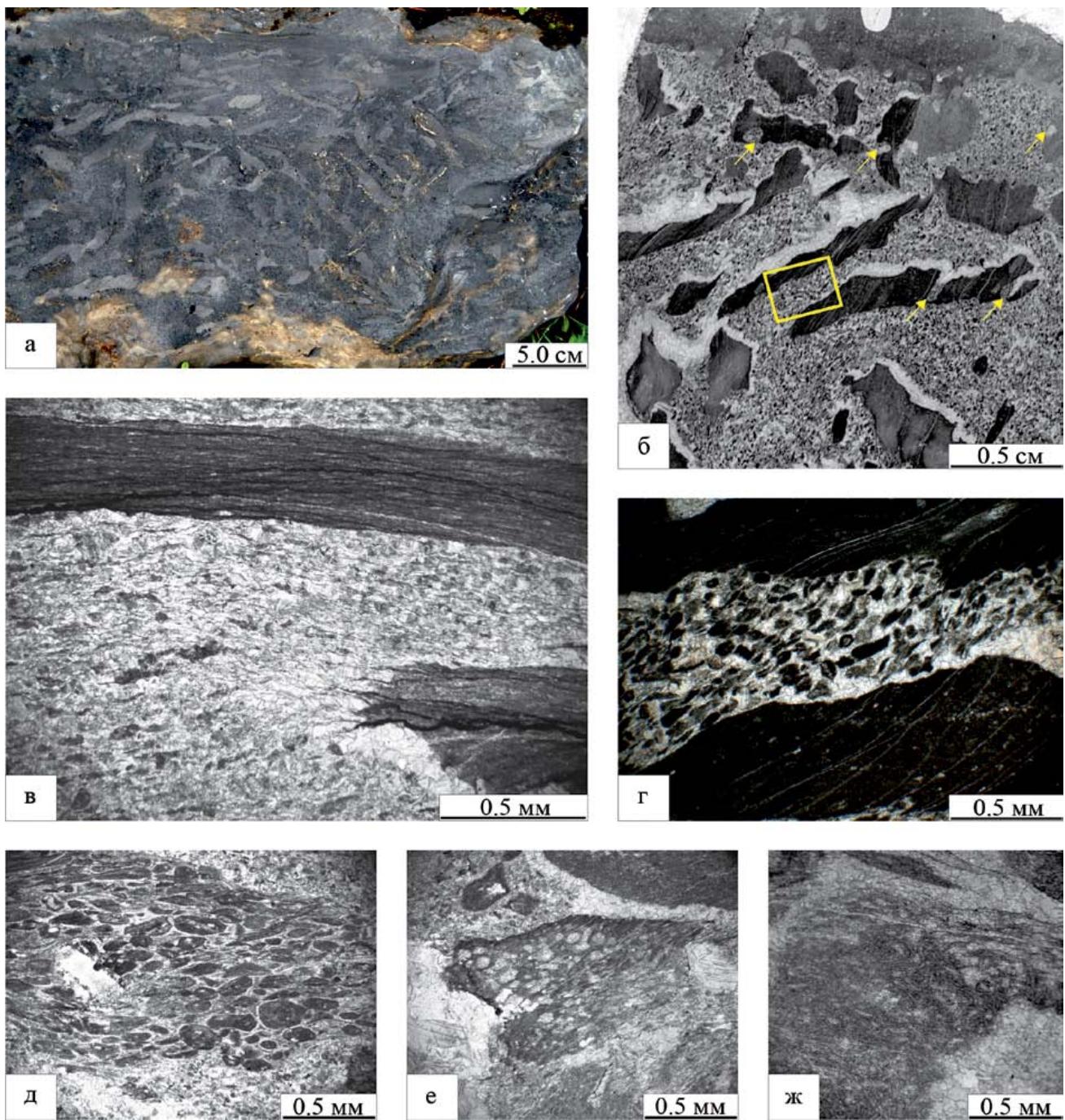
Fig. 7. LT-5 – coarse and medium-grained limestone sandstone.

а. Coarse-grained limestone sandstone with clasts oriented along the bedding of rocks. Thin section П-Ил121/29а-2019. б. Medium-grained limestone sandstone overlying micro-grained limestone with burrows (white arrows). Thin section П-Ил121/19а-2019. в. Photomicrography of coarse-medium-grained limestone sandstone. In the central part there is a crinoid ossicles, which, as a rule, in the studied rocks did not elongate due to shearing, as happened with the rock fragments in the upper part of the picture. Thin section П-Ил121/29а-2019. г. Medium-grained limestone sandstone. The grains are elongated approximately perpendicular to the erosional bedding surface with underlying micro-grained limestones. Thin section П-Ил121/19а-2019.

ционных потоков, по сути, являются генотипами подводно-коллювиальной группы механогенного ряда (Фролов, 1984).

**Фоновые отложения.** Ассоциация глинисто-кремнисто-известковых сланцев (ЛТ-1) и микрозернистых известняков с ходами илоедов (ЛТ-2) являет-

ся наиболее широко распространенной в изученном разрезе и слагает слои мощностью от 0.3 до 5.0 м (чедование типов пород каждые 1.0–5.0 см). Эти образования представляют собой основную часть слоев 2–6, 8, 10, 12, 20, 22, 24, 26–27, 29–30 (около 58% мощности разреза Лягадин). Иловые карбонатные



**Рис. 8. ЛТ-6 – известняковый конглоравелит с матриксом из известнякового песчаника.**

а. Общий вид. Известняковые конглоравелиты иногда слагают слои мощностью до 25 см, их строение обычно хорошо заметно на выветрелой поверхности. Полевое фото. Слой 5. б. Известняковый конглоравелит с матриксом из известнякового песчаника. Основной тип обломков представлен микрозернистым известняком (ЛТ-2) с ходами илоедов (стрелки). Желтый квадрат показывает место, показанное в изображении "г". Шлиф П-Ил121/14-2019. в. Удлиненные обломки известковых аргиллитов в тонкопесчаном известняковом матриксе. Шлиф П-Ил121/1-2019. г. Деталь изображения "б". Обломки микрозернистых известняков. Между ними развит песчаный известняковый матрикс. Шлиф П-Ил121/14-2019. д. Обломок мелкозернистого известнякового песчаника. Шлиф П-Ил121/1-2019. е. Обломок биогермного известняка. Между обломками в центре и верхней правой части изображения размещается друзовый спаритовый кальцит. Шлиф П-Ил121/1-2019. ж. Обломок гирванеллового известняка. Шлиф П-Ил121/1-2019. Все микрофото в параллельных николях.

**Fig. 8. LT-6 – limestone conglomerate with a matrix of limestone sandstone.**

а. General view. Limestone conglomerates sometimes compose layers up to 25 cm thick; their structure is usually clearly visible on a weathered surface. Field photo. Layer 5. б. Limestone conglomerate with a limestone sandstone matrix. The main type

of clasts is represented by micro-grained limestone (LT-2) with burrows of mud-eaters (arrows). The yellow square shows the place depicted on image “*в*”. Thin section П-Ил121/14-2019. *в*. Elongated fragments of calcareous mudstones in a fine sandy limestone matrix. Thin section П-Ил121/1-2019. *г*. Detail of image “*б*”. The fragments of micro-grained limestone. A sandy limestone matrix is developed between them. Thin section П-Ил121/14-2019. *д*. Fragment of fine-grained limestone sandstone. Thin section П-Ил121/1-2019. *е*. Fragment of biohermal limestone. Sparitic calcite is noted between the debris in the center and the debris in the upper right part of the picture. Thin section П-Ил121/1-2019. *ж*. Fragment of *Girvanella* clast. Thin section П-Ил121/1-2019.

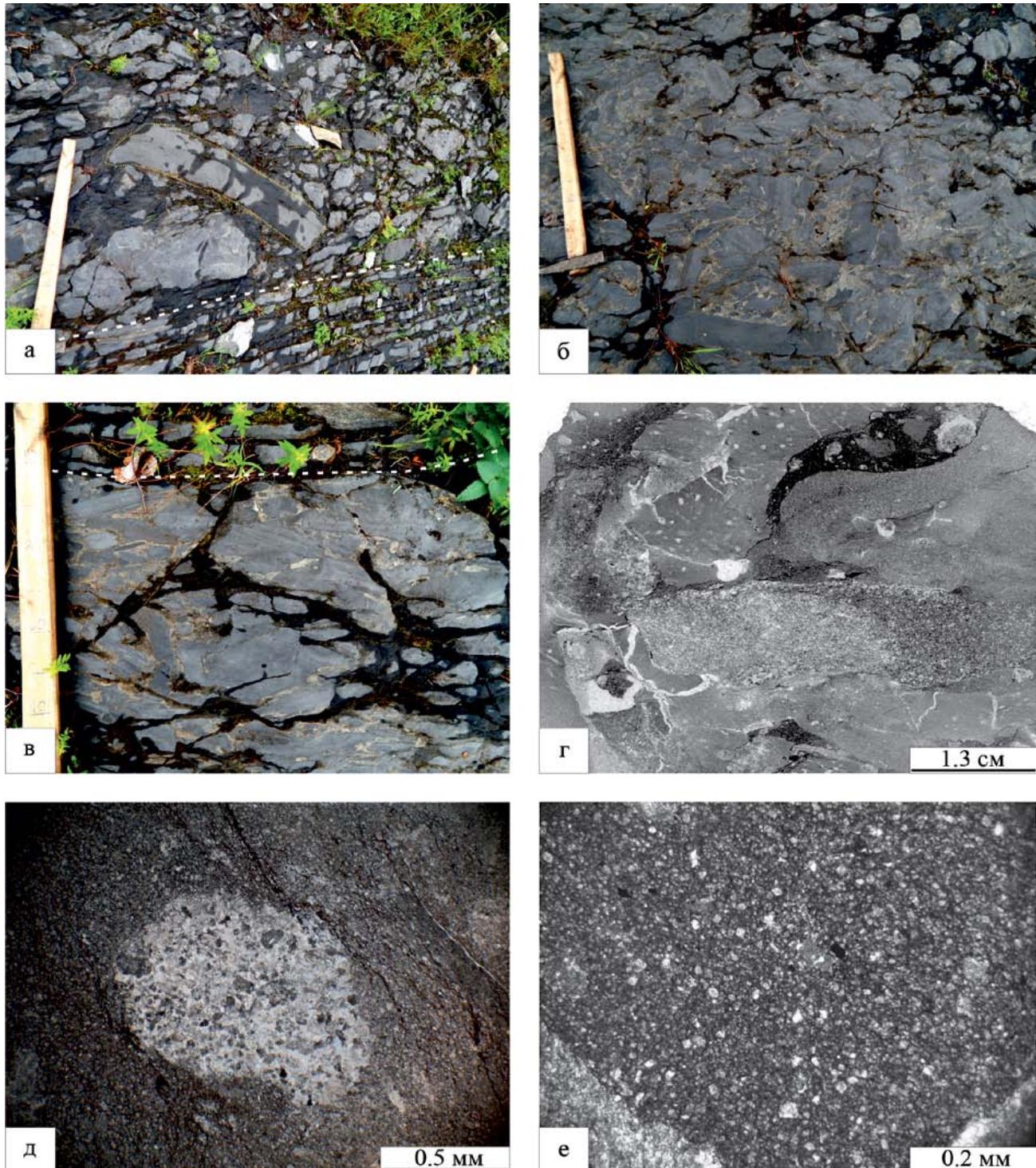


Рис. 9. LT-7 – известняковые конглобрекции.

а. Несортированная известняковая конглобрекция. Общий вид. Желтой пунктирной линией обозначены наиболее крупные обломки, представленные фрагментами плиток известняковых песчаников. Белая толстая пунктирная линия об-

значает основание слоя конглобрекчий. Ниже отмечается тонкое чередование микрозернистых известняков и глинисто-кремнисто-известковых сланцев (слой 12 на рис. 2). Полевое фото. Слой 13. Длина ручки молотка 0.6 м. б. Нижняя часть слоя известняковых брекчий. Обломки, как правило, не ориентированы. Матрикс между ними более светлый на выветрелой поверхности. Полевое фото. Слой 14. Длина ручки молотка 0.6 м. в. Ориентированное расположение обломков в верхней части слоя конглобрекчий. Полевое фото. Слой 13. Видимая длина ручки молотка 45 см. г. Микрофото известняковой брекчии. Видны крупные обломки микрозернистых известняков с ходами илоедов. Шлиф П-Ил121/24-2019. д. Обломок мелкозернистого известнякового песчаника в глинисто-доломитовом матриксе. Шлиф П-Ил121/21-2019. е. Деталь глинисто-доломитового матрикса. Шлиф П-Ил121/24-2019. Все микрофото в параллельных николях.

**Fig. 9. LT-7 – limestone conglobreccias.**

a. Unsorted limestone conglobreccia. General view. The yellow dashed line indicates the largest fragments, represented by fragments of limestone sandstone beds. The white thick dashed line marks the base of the conglobreccia layer. Below them, a fine alternation of micro-grained limestones and clayey-siliceous-calcareous shales is noted (layer 12 in Fig. 2). Field photo. Bed 13. Hammer handle length 0.6 m. б. Lower part of limestone breccias bed. Clasts is usually not oriented. The matrix between them is lighter on a weathered surface. Field photo. Bed 14. The length of the blade handle is 0.6 m. в. Orientation of the clasts in the upper part of the conglobreccia bed. Field photo. Bed 13. The visible length of the hammer handle in this picture is 45 cm. г. Photomicrograph of limestone breccias. There are large fragments of micro-grained limestone with burrows. Thin section П-Ил121/24-2019. д. Fragment of fine-grained limestone sandstone in a clayey-dolostone matrix. Thin section П-Ил121/21-2019. е. Detail of a clayey-dolostone matrix. Thin section П-Ил121/24-2019.

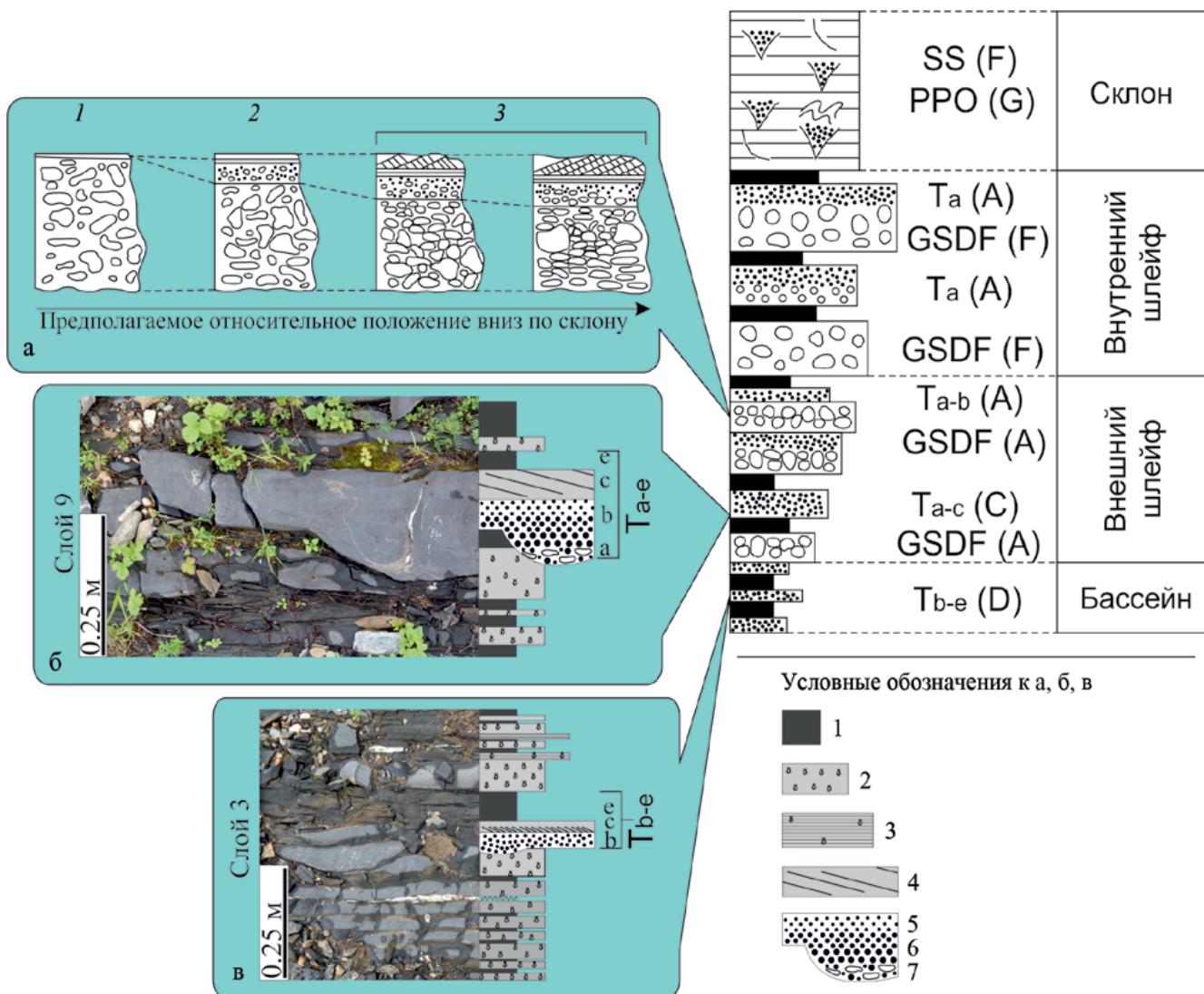
и глинистые породы с интенсивной биотурбацией в обстановках склона интерпретируются как фоновые гемипелагические осадки (Mullins, Cook, 1986; Eberli, 1987; Обстановки..., 1990; Coniglio, Dix, 1992; Payros, Pujalte, 2008).

**Отложения донных течений.** Тонкое чередование глинисто-кремнисто-известковых сланцев и микрозернистых известняков с ходами илоедов нарушается 1–2-сантиметровыми “вставками” микро-тонкозернистых известняков (ЛТ-3) с хорошо видимой горизонтальной слоистостью (рис. 10в), в том или ином количестве встречающихся в тех же слоях, которые составлены фоновыми отложениями. Тонкая горизонтальная слоистость микро-тонкозернистых известняков (ЛТ-3), нарушающих тонкое чередование гемипелагических фоновых осадков, не показывает каких-либо элементов последовательности Боума, что не позволяет аттестовать их как тонкозернистые турбидиты. Мощность слоев, размер зерен и тонкослоистые текстуры ЛТ-3 сравнимы с описанием современных и древних отложений донных течений (Boatma, 1973; Eberli, 1987; Обстановки..., 1990; Huneke et al., 2021), которыми они, по всей видимости, и являются.

**Кальцитурбидиты** сложены ассоциацией известняковых песчаников, слагающих слои мощностью от 0.7 до 5.5 м. Основой этой ассоциации являются известняковые песчаники (ЛТ-4 и ЛТ-5), но другие тип пород, такие как известняковые конглоравелиты (ЛТ-6) или микрозернистые известняки (ЛТ-3) и глинисто-кремнисто-известковые сланцы (ЛТ-1), также присутствуют в отдельных слоях. Наиболее полные циклиты ( $T_{A-E}$ ), включающие в себя наибольшее количество литотипов, представлены в слоях 1 и 9 (см. рис. 2). Они имеют резкое основание с эрозионными врезами. В этих врезах, а также в основании известняковых плит (где врезы не отмечаются) обычно развиты известняковые конглоравелиты (ЛТ-6) мощностью от

1 до 10 см. Выше они постепенно переходят в известняковые песчаники с градационной слоистостью (ЛТ-4 и ЛТ-5), мощность которых достигает 12–25 см. Известняковые песчаники покрываются микро-тонкозернистыми известняками с косой или конволютной слоистостью (ЛТ-3) мощностью 5–15 см и глинисто-кремнисто-известковыми сланцами (3–5 см) (рис. 10б). Обращает на себя внимание отсутствие отложений, которые можно было бы интерпретировать как элемент d цикла Боума. Общая мощность таких циклитов составляет 21–55 см. Но в основном эти циклиты неполные. Например, в слоях 7 и 23 они имеют мощность около 30–35 см ( $T_{A-C}$ ), но в них отсутствуют глинисто-кремнисто-известковые сланцы (ЛТ-1). В других случаях отсутствует также нижний конглоравелитовый (ЛТ-6) элемент (слои 11, 16 и 18), а мощность известнякового песчаникового элемента (ЛТ-4, реже ЛТ-5) сильно сокращена ( $T_{B-D}$ ). В этом случае мощность циклитов варьирует между 5 и 20 см и они включены как отдельные вставки в слои, характеризующие гемипелагическое фоновое осадконакопление (см. рис. 10в). Градационная сортировка нижних зернистых элементов циклитов, наличие косой и конволютной слоистости в их верхней части, а также часто эрозионное основание и карбонатный состав отложений позволяют аттестовать их как кальцитурбидиты. Наиболее полные примеры показывают типичную последовательность Боума (Boatma, 1962; Mullins, Cook, 1986; Обстановки..., 1990; Coniglio, Dix, 1992), хотя в основном развиты неполные циклиты, что может зависеть от разных факторов (Eberli, 1987).

**Кальцидебриты.** Конглобрекции (ЛТ-7) слагают слои мощностью 0.4–2.0 м. Наиболее эффективно они представлены в средней части разреза (слои 13–15), единственном месте, где обнажение представляет собой небольшую скалу, а не выходы на бечевнике. Они имеют неоднородное строение, но



**Рис. 10.** Основные элементы нижнелудфордских склоновых отложений.

а. Модель двуслойного гравитационного потока, по (Krause, Oldershaw, 1979). 1 соответствует конглобрекциям слоя 13; 3 – слоям 15, 21 и 28, изображенным на рис. 2. б. Разрез кальцитурбидита (Ta-е) в слое 9. в. Фоновые гемипелагические отложения с тонкими кальцитурбидитами (Tb-е). Справа – схематический идеализированный стратиграфический разрез для проградирующего шлейфа основания склона и ассоциирующих фаций, по (Mullins, Cook, 1986). Как видно, показанные слева последовательности характерны для внешнего шлейфа и бассейна.

1 – глинисто-кремнисто-известковые сланцы (LT-1); 2 – микрозернистые известняки с ходами илоедов (LT-2); 3 – тонко-микрозернистые известняки с тонкой горизонтальной слоистостью (LT-3); 4 – тонко-микрозернистые известняки с косой или конволютной слоистостью (LT-3); 5 – известняковые песчаники мелко- и тонкозернистые (LT-4); 6 – известняковые песчаники крупно- и среднезернистые (LT-5); 7 – известняковые конглоравелиты с матриксом из известнякового песчаника (LT-6).

**Fig. 10.** The main elements of the Lower Ludfordian slope deposits.

а. Model of a two-layer gravity flow, after (Krause, Oldershaw, 1979). 1 – corresponds to conglomberates of layer 13; 3 – correspond to layers 15, 21, and 28, shown in Fig. 2. б. Section of calciturbidite (Ta-e) in layer 9. в. Background hemipelagic deposits with thin calciturbidites (Tb-e). On the right is a schematic idealized stratigraphic section for the toe-of-slope prograding shelf and associated facies, after (Mullins, Cook, 1986). As you can see, the sequences shown on the left are typical for the outer aprons and the basin.

1 – clayey-siliceous-calcareous shales (LT-1); 2 – micro-grained limestones with burrows (LT-2); 3 – fine-micro-grained limestones with thin horizontal layering (LT-3); 4 – fine-micrograined limestones with cross or convolute bedding (LT-3); 5 – fine-grained limestone sandstones (LT-4); 6 – coarse and medium-grained limestone sandstones (LT-5); 7 – limestone conglagravites with a matrix of limestone sandstone (LT-6).

в поле удалось установить, что в нижней и средней частях каждого слоя конглобрекчий обломки, как правило, не ориентированы, а в верхней – имеют ориентировку согласно поверхностям напластования. Это позволило выделить в единой массивной толще три слоя (см. рис. 2). Резкое различие в размерах обломков (от 0.2 мм до 1.0 м) характерно только для нижнего слоя (см. слой 13 на рис. 2) конглобрекчий, тогда как для остальных слоев максимальный размер кальциластов редко превышает 20–25 см. Отсутствие какой-либо сортировки и ориентировки в нижней части слоя, разный состав обломков, матрикс с обилием глинистого материала позволяет интерпретировать их как результат пластиобразных дебритных потоков (Mullins, Cook, 1986; Eberli, 1987; Обстановки..., 1990). Ориентировка обломков в верхней части слоев конглобрекчий, по мнению (Eberli, 1987, р. 374), указывает на присутствие турбулентных потоков в верхних частях дебритов, представляющих собой более дистальные отложения. На основании нижнекембрийских склоновых брекчий Канады (Krause, Oldershaw, 1979) была развита модель двухслойного гравитационного потока, которая получила широкое признание (Mullins, Cook, 1986). Согласно этой модели (см. рис. 10а), резко несортированные конглобрекции в слое 13 разреза Лягадин относятся к наиболее проксимальным дезорганизованным их разностям (см. 1 на рис. 10а). Известняковые конглобрекции в слоях 15, 21 и 28 показывают строение (см. рис. 2), сходное со структурой более дистальных стратифицированных градационных брекчий (см. 3 на рис. 10а). Они, как правило, покрываются известняковыми песчаниками (слои 16, 21 и 29 соответственно), характеризующими верхнюю турбидитную часть двухслойного гравитационного потока.

**Отложения зерновых потоков (?).** Известняковые песчаники также слагают отдельные слои мощностью 0.1–0.2 м, особенно в верхней части разреза Лягадин (см. слои 4, 11, 26–27 и 29 на рис. 2). С одной стороны, они имеют определенное сходство с неполными разрезами кальцитурбидитов, но отличаются от них хотя и хорошей сортировкой обломочного материала, но отсутствием градационной слоистости. Они иногда тесно ассоциируются с микрзернистыми слоистыми известняками (ЛТ-3), но не с косо- или конволютно-слоистым их вариететом (как в кальцитурбидитах), а горизонтально-слоистым, который относится к отложениям донных течений. Еще одна отличительная черта этой ассоциации – биотурбация верхней части слоев известняковых песчаников. Отсутствие градационной слоистости свидетельствует о том, что осадочные зерна не были упорядочены во время транспортировки, что характерно для гравитационных потоков. Кроме того, эти известняковые песчаники покрываются не микрзернистыми

известняками с косой или конволютной слоистостью, а микрзернистыми известняками горизонтально-слоистыми или с ходами илоедов. Биотурбация верхней части слоев указывает на некоторый перерыв после осаждения известняковых песчаников, но до осаждения последующих иловых осадков. Все эти характеристики позволяют считать, что отдельные слои известняковых песчаников представляют собой отложения зерновых потоков (Lowe, 1982; Cook, Mullins, 1983).

## РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ

Представленная выше характеристика пород, вскрытых в разрезе Лягадин, указывает на два общих типа осадков: 1) спокойноводных открытого морских фоновых; и 2) гравитационных потоков.

1. Фоновое гемипелагическое осадкообразование характеризовалось накоплением глинистых минералов (глинисто-кремнисто-известковые сланцы до рассланцевания, по всей видимости, были представлены аргиллитами) совместно с некоторым количеством микроскопического кварца, ортоклаза и органического вещества(?). Политип мусковита  $2M_1$  в изученных аргиллитах является результатом изменений иллитов в катагенезе и метагенезе (Фролов, 1993). Хлориты полигенные: они могут формироваться в эвапоритах как продукты глинизации базальтовых гиалокластитов на морском дне или при метагенезе по смектитам, каолинам, другим филlosиликатным породам, базальтовым туфам и песчаникам (Фролов, 1993). Эти микроскопические минералы, по всей видимости, выносились в область открытого моря ветрами (Обстановки..., 1990).

Прослои микрзернистых карбонатов (ЛТ-2) характеризуют собой промежутки времени с повышенным поступлением карбонатного илового материала (микриты). Микриты – полигенные образования, среди которых выделяется две группы: автомикриты и алломикриты (Flügel, 2010). Автомикриты формируются на дне осадочных бассейнов или внутри осадков и, как правило, имеют микробное происхождение. Их формирование в условиях, характеризующих разрез Лягадин, маловероятно, хотя полностью такой возможности исключить нельзя. Алломикриты образуются при разрушении известковых водорослей, скелетов беспозвоночных, биоэрозии, накоплении известкового планктона, а также от эрозии и абразии литифицированных карбонатов (Flügel, 2010). Карбонатные илы, произведенные на мелководно-морских платформах, являются важным источником осадка в периплатформенных, склоновых и бассейновых окружениях (Обстановки..., 1990; Flügel, 2010). Прослои микрзернистых известняков среди аргиллитов также можно ассоциировать с осаж-

дением так называемого “морского снега” (marine snow). Доказательством вклада “морского снега” в ископаемые тонкозернистые карбонаты являются ота – органоминеральные агрегаты (Macquaker et al., 2010; Kozlowski, 2020; Peng, 2021). К сожалению, сильная перекристаллизация и рассланцованные изученных пород вряд ли оставила возможность для сохранения *ота*, хотя в микрозернистых известняках верхнеордовикской амбаркыртинской свиты (также относящейся к Шантымскому ФК) были обнаружены глиокаликс (Антошикина и др., 2019), что свидетельствует о как минимум бактериальном влиянии при образовании микрозернистого карбоната. Кроме того, В. Козловски (Kozlowski, 2020) описал в глубоководных среднелудфордских отложениях Балтийско-Подольского бассейна “спароидные” фации, интерпретируемые им как “суспензоиды” и “морской снег”. Действительно, микрозернистое строение и гемипелагические обстановки делают весьма вероятным вклад “морского снега” в осадконакопление. Это явление также хорошо объясняет обилие следов илоядных организмов в фоновых гемипелагических отложениях разреза Лягадин: органическое вещество и бактерии в осадке служили для них пищей.

Циклическое строение пелагических разрезов объясняется обычно с позиций климатических колебаний или циклов Миланковича (Обстановки..., 1990). Нельзя исключать также биотические факторы (несомненно, зависимые от климата и прецессии земной оси), например, “морской снег” связан с деятельностью в продуктивной фотической зоне, его количество меняется с сезонными колебаниями фотосинтетической активности и океанических течений.

Появление микро-тонкозернистых слоистых известняков (ЛТ-3) вызвано, по всей видимости, с периодами увеличенного поступления терригенного (кварцевого и полевошпатового) материала в осадочный бассейн. Из-за сильного окварцевания и альбитизации этих пород сейчас нет возможности точно определить их размеры, но можно предположить, что они не достигали 0.1 мм (размер новообразованных минералов и пелоидов в этих породах), что отвечает тонкопесчано-алевритовой размерности. Этот обломочный материал, так же как и глинистый материал глинисто-кремнисто-известковых сланцев, мог поступать с ветрами и разноситься донными течениями, образуя горизонтально-слоистые терригенно-карбонатные осадки.

Таким образом, гемипелагические осадки, представленные в разрезе Лягадин, реконструируются следующим образом: терригенный материал (глинистые минералы, полевые шпаты, кварц) поступал в осадочный бассейн при помощи эоловой активности. Повышенное количество алевритового и тонкопесчаного полевого шпата и кварца в изученных породах является, возможно, результа-

том активизации силы ветров. Карбонатный иловый материал мог частично быть представлен алломикритами, сносимыми с мелководного шельфа и окаймляющих его рифов, известных для этого стратиграфического интервала (Антошикина, 1994, 2003), а частично мог представлять собой “морской снег”. В любом случае поступал он в осадочный бассейн периодически.

2. Знания о карбонатных обломочных склоновых системах ранее заметно отставали от знаний по силикокластическим системам, поэтому многие работы выполнялись преимущественно на основании моделей, принятых для силикокластических подводных вееров (Mutti, Ricci-Lucchi, 1972). X. Маллинс и X. Кук (Mullins, Cook, 1986) предложили модели склоновых шлейфов (slope aprons) и шлейфов основания склона (base-of-slope apron), которые оказались весьма полезными и широко использовались. В последующие годы, однако, выяснилось, что не все кальцикластические склоновые системы вписываются в эти модели. Вследствие этого были разработаны модели кальцикластических подводных вееров (Payros, Pujalte, 2008). Однако последние достаточно редки в геологической летописи.

Верхнесилурийские склоновые отложения в бассейне р. Илыч достаточно разнообразны. Например, севернее разреза Лягадин, в обн. 126 и 145 (см. рис. 1), по данным (Першина и др., 1971; Антошикина, 2003), количество и мощность слоев конглобрекций заметно больше. Южнее, в бассейне р. Йджыд Ляга, по данным В.А. Варсаноффьевой (1940), обломочные известняки не отмечаются. Вся толща, которая, по-видимому, является верхнесилурийской, представлена “сизыми” известняками и “марочными углеродистыми сланцами”. Учитывая примерно субмеридиональное (в современных координатах) протяжение окраины шельфа и погружение былого континентального склона к востоку (опять же в современных координатах), можно было бы предположить наличие здесь позднесилурийского подводного веера, чья центральная часть находилась севернее. Разрез Лягадин в этом случае представлял бы фации лопастей, которые характеризуются чередованием турбидитов и фоновых осадков. Однако для разрезов лопастей кальцикластических подводных вееров характерны укрупняющиеся и утолщающиеся кверху циклиты (Payros, Pujalte, 2008), чего в разрезе Лягадин (см. рис. 2) не наблюдается. По сути, весь разрез представляет собой чередование фоновых гемипелагических отложений (58% разреза) с вставками (часто беспорядочными) отложений гравитационных потоков (42%). Такая беспорядочность часто является характерной чертой именно шлейфов (aprons) (Mullins, Cook, 1986). С учетом существования позднесилурийских рифов на окраине шельфа (Антошикина, 2003), изученный пример вписывается в

модель шлейфа основания склона (Mullins, Cook, 1986; Coniglio, Dix, 1992). Преобладание в разрезе Лягадин (среди кальцикластических образований) турбидитов и фоновых гемипелагических отложений позволяет интерпретировать их как образования внешнего шлейфа основания склона (Fig. 25B в работе (Mullins, Cook, 1986)).

В изученном разрезе обращает на себя внимание преобладание среди обломков материала, характерного для склоновых отложений (ЛТ-1, ЛТ-2, ЛТ-3, ЛТ-4 и ЛТ-5). С одной стороны, это также поддерживает мысль об удалении места осаждения (депозоны) от окраины шельфа, с другой стороны, указывает на то, что турбидные течения перерабатывали и переносили фоновые гемипелагические образования (а дебритными потоками, судя по составу обломков, перерабатывались и переносились также образования турбидитов и более старых дебритов). Это подтверждается тем фактом, что часто в разрезе Лягадин отложения турбидитов подстилаются конглоравелитами, включающими в себя обломки из подстилающего слоя, и только в нижней песчаной части турбидита (ЛТ-5) местный обломочный материал может быть несколько разбавлен уже рифовым материалом (био- или литокластовым, но не более 1–2%). Как показали исследования современных карбонатных склонов, обломочные карбонаты в них вырабатывают широкие, но мелкие русла (Mullins, Cook, 1986), что и отличает их от вееров.

## ОСНОВНЫЕ ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Из множества вторичных изменений, которым подверглись изученные породы разреза Лягадин, наибольшее значение имеют окварцевание и альбитизация.

Новообразованный кварц характеризуется формированием сростков (0.2–0.5 мм) кристаллов (0.02–0.1 мм). Этот кварц по размеру на порядок превышает микрозернистый (<0.01 мм) кварц в кремнях. Наиболее широко окварцевание затрагивает слоистые микрозернистые известняки (ЛТ-3), где подчеркивает (см. рис. 5) первичные осадочные текстуры (горизонтальная, косая или конволютная слоистость). Такая четкая закономерность, по всей видимости, свидетельствует о новообразовании его по первичному терригенному кварцу.

Распространенным вторичным процессом в изученных породах является также альбитизация. Наиболее част, но малозаметен, является альбит, встречающийся в сростках с кварцем, особенно в ЛТ-3 (см. рис. 5д). По всей видимости, он также образован по первичным терригенным минералам (вероятно, ортоклазам). Более редкий, но более заметный (0.2–0.5 мм) альбит приурочен к “ореолам” крупных кварц-кальцитовых трещин, секущих субперпендикулярно известняковые песчаники (см. рис. 6).

Формирование мусковита 2М<sub>1</sub>, а также активная кристаллизация аутигенного альбита и кварца начинаются в позднем катагенезе и продолжаются в метагенезе (Фролов, 1995; Сергеева, 2004). Согласно обзору (Spötl et al, 1999), альбит по ортоклазам формируется во время высокоградного диагенеза (поздний катагенез). Это согласуется с данными изучения температуры гомогенизации газовождиковых включений в жильных кальците и кварце в карбонатных толщах шантымского ФК, давших значения 150–270°C (Юдович, 1976), что также соответствует температурам позднего катагенеза и метагенеза (Сергеева, 2004). По данным (Spötl et al, 1999), крупные листы альбита в карбонатных породах являются результатом метаморфизма зеленосланцевой фации.

Следует отметить, что границу метагенеза и метаморфизма довольно сложно выявить, так как метагенетические преобразования пород во многом сходны с начально-метаморфическими изменениями мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев регионального метаморфизма (Махнан, 2000; Япаскурт, 2008). Таким образом, с большой долей вероятности можно говорить о том, что изученные породы прошли стадию метагенеза и, возможно, раннего метаморфизма. Однако этот вопрос остается открытым, так как требует специальных тонких минералогических и геохимических исследований.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате полевых и лабораторных исследований склоновых нижнелудфордских отложений в разрезе Лягадин установлено следующее.

1. Разрез Лягадин представлен неравномерно чередующимися глинисто-кремнисто-известковыми сланцами (ЛТ-1), микрозернистыми известняками с ходами илоедов (ЛТ-2), микро-тонкозернистыми слоистыми известняками (ЛТ-3), известняковыми песчаниками (ЛТ-4 и ЛТ-5), известняковыми конглоравелитами (ЛТ-6) и известняковыми конглобрекциями (ЛТ-7).

2. По генетическим признакам изученные образования можно разделить на две крупные группы отложений: фоновые и гравитационные потоков.

Первую группу характеризуют гемипелагические отложения: глинисто-кремнисто-известковые сланцы и микрозернистые известняки с ходами илоедов. Микро-тонкозернистые известняки с горизонтальной слоистостью, залегающие среди чередующихся ЛТ-1 и ЛТ-2, представляют собой, по всей видимости, отложения донных течений, а глинисто-кремнисто-известковые сланцы – глинистые осадки.

Вторую группу составляют кальцитурбидиты, кальцидебриты и вероятные отложения зерновых потоков. Полный разрез кальцитурбидита в изученном разрезе в нижней части состоит из: известняко-

вого конглоравелита (ЛТ-6) с эрозионным основанием, который постепенно переходит кверху в известняковые песчаники (ЛТ-5 и ЛТ-4) и дальше – в микро-тонкозернистые известняки с косой или конволютной слоистостью (ЛТ-3). Кальцидебриты представлены известняковыми конглобрекциями с глинисто-доломитовым цементом (ЛТ-7).

3. Изученные склоновые отложения, по всей вероятности, являются образованиями внешнего шлейфа основания склона. Отложения гравитационных потоков включены здесь в фоновые гемипелагические осадки довольно беспорядочно. Само фоновое осадкообразование реконструируется следующим образом: терригенный материал (глинистые минералы, полевые шпаты, кварц) поступал в осадочный бассейн под влиянием ветра. Карбонатный ил мог частично состоять из алломикритов, сносимых с мелководного шельфа и окаймляющих его рифов, а частично мог представлять собой “морской снег”. В любом случае поступал он в осадочный бассейн периодически.

4. Среди вторичных изменений в изученном разрезе повсеместными являются рассланцевание, окварцевание и альбитизация, что, согласно публикациям по этому вопросу, указывает на то, что вмещающие породы прошли стадию метагенеза и, возможно, раннего метаморфизма.

### Благодарности

Автор выражает свою благодарность д.г.-м.н. А.И. Антошкиной, к.г.-м.н. В.А. Салдину, к.г.-м.н. Ю.С. Симаковой и м.н.с. Н.С. Инкиной за консультации при написании статьи, а также С.Т. Неверову и В.М. Михайлову – за помощь во время полевых исследований. Автор благодарит также д.г.-м.н. С.Б. Шишлова за ценные замечания и д.г.-м.н. Г.А. Мизенса за редакционные правки, которые способствовали улучшению текста.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Антошкина А.И. (1992) Особенности строения нижнепалеозойской рифогенной толщи Северного Урала (бассейн верховьев р. Печоры). *Природные резервуары Печорского нефтегазоносного бассейна. Тр. ИГ КОМИ НЦ УрО РАН*, Вып. 76. Сыктывкар, 5-21.

Антошкина А.И. (1994) Рифы в палеозое Печорского Урала. СПб.: Наука, 154 с.

Антошкина А.И. (2003) Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 303 с.

Антошкина А.И. (2006) Пространственно-временные связи в структуре нижнепалеозойской калейдовой формации севера Урала. *Проблемы геологии и минералогии (Отв. ред. А.М. Пыстин)*. Сыктывкар: Геопринт, 351-364.

Антошкина А.И. (2007) Геологический памятник природы – скалы “Татарский Вичко” на р. Илыч. *Тр. Печоро-Илычского заповедника*, 15, 24-27

Антошкина А.И., Шмелева Л.А., Шеболкин Д.Н. (2019) Биохемогенные известняки и доломиты в наномер-

ном масштабе: значение для геологической летописи. *Вестн. Института геологии КОМИ НЦ УрО РАН*, 296(8), 3-13. DOI: 10.19110/2221-1381-2019-8-3-13

Варсаноффьева В.А. (1940) Геологическое строение территории Печоро-Илычского государственного заповедника. *Тр. Печоро-Илычского гос. заповедника*, Вып. 1. М.: 5-214.

Варсаноффьева В.А. (1963) Ордовикская и силурийская системы Урала, Пай-Хоя и Тимана. *Геология СССР. Т. II. Архангельская, Вологодская области и КОМИ АССР. Ч. 1. Геологическое описание*. М.: Гос. науч.-техн. изд-во лит-ры по геологии и охране недр, 169-254.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. (2013) Издание второе. Серия Северо-Уральская, лист Р-40-ХI гора Кохым-Из. Оъяснительная записка. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 182 с.

Елисеев А.И., Антошкина А.И., Салдин В.А., Никулова Н.Ю., Козырева И.В., Сандула А.Н. (2006) Формации палеозоя северо-восточной окраины Европейской платформы. *Науч. докл. Тр. КОМИ НЦ УрО РАН*, Вып. 481, Сыктывкар, 72 с.

Зональная стратиграфия фанерозоя России (2006). СПб.: ФБГУ ВСЕГЕИ, 256 с.

Кондиайн А.Г. (1967) Силурийские и нижнедевонские отложения Бельско-Елецкой фациальной зоны Печорского Урала. *Мат-лы по стратиграфии и текtonике Урала. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 144*. Л.: Недра, 87-123.

Кондиайн О.А. (1960) Структурные особенности Печорского Урала. *Материалы годичной сессии Ученого совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1958 г.* Л.: Недра, 96-98.

Кузнецов В.Г. (2007) Литология. Осадочные горные породы и их изучение: Учеб. пособ. для вузов. М.: Недра-Бизнесцентр, 511 с.

Махнач А.А. (2000) Стадиальный анализ литогенеза. Учеб. пособие. Минск: БГУ, 255 с.

Обстановки осадконакопления и фации. Т. 2. (1990) М.: Мир, 384 с.

Першина А.И., Цыганко В.С., Щербаков Э.С., Боринцева Н.А. (1971) Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала. Л.: Наука, 129 с.

Сергеева Э.И. (2004) Эпигенез осадочных пород. Учеб. пособие. СПб.: Изд-во СПб. гос. ун-та, 152 с.

Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований (2008) *Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий*, 38, СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 131 с.

Фролов В.Т. (1984) Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 222 с.

Фролов В.Т. (1987) К вопросу о классификации осадочных пород. *Вестн. Моск. университета. Сер. геол.*, 1, 26-36.

Фролов В.Т. (1993) Литология. Книга 2. М.: Изд-во Моск. ун-та, 432 с.

Фролов В.Т. (1995) Литология. Кн. 3. Учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ, 352 с.

Хворова И.В. (1958) Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской Платформы. М.: Изд-во АН СССР, 170 с.

Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И., Драгунов В.И., Патрунов Д.К., Кузнецов В.Г., Беленицкая Г.А., Куриленко В.В., Петровский А.Д., Кондитеров В.Н., Ба-

женова Т.К., Жданов В.В., Щербаков Ф.А., Щербакова М.Н., Мизенс Г.А., Цейслер В.М., Трифанов Б.А., Верба Ю.Л. (1998) Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. СПб.: Недра, 352 с.

Юдович Я.Э. (1976) Особенности жильной кварц-кальцитовой минерализации в палеозойских отложениях Печорского Урала. *Минералогия рудных месторождений Севера Урала и Пай-Хоя. Тр. Института геологии Коми филиала АН СССР*, **20**, 90-102.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000) Основы литохимии. СПб.: Наука, 479 с.

Япаскурт О.В. (2008) Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. Учеб. пособие. М.: ЭСЛАН, 356 с.

Bouma A.H. (1962) Sedimentology of some flysch deposits. Amsterdam, Elsevier, 168 p.

Bouma A.H. (1972) Fossils contourites in lower Niesenflysch, Switzernald. *J. Sed. Petrol.*, **42**(4), 917-921.

Coniglio M., Dix G.R. (1992) Carbonate slopes. Facies models response to sea level change (Ed. R.G. Walker, N.P. James), 349-373.

Cook H.E., Mullins H.T. (1983) Basin margin *Carbonate Depositional Environments* (Eds P.A. Scholle, D.G. Bebout, C.H. Moore). Mem. Amer. Assoc. Pet. Geol., **33**, 539-617.

Dunham R.J. (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Classification of Carbonate Rocks (Ed. by W.E. Ham). *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, **1**, 108-121.

Eberli G.P. (1987) Carbonate turbidite sequence deposited in rift-basins of the Jurassic Tethys Ocean (eastern Alps, Switzerland). *Sedimentology*, **34**, 363-388.

Embry A.F., Klovan J.E. (1971) A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT. *Bull. Canad. Pet. Geol.*, **19**, 730-781.

Grabau A.W. (1904) On the classification of sedimentary rocks. *Amer. Geol.*, **33**, 228-247.

Flügel, E. (2010) Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application. Berlin: Springer Publisher, 984 p.

Hüneke H., Hernandez-Molina F.J., Rodriguez-Tovar F.J., Llave E., Chiarella D., Mena A., Stow D.A.V. (2021) Diagnostic criteria using microfacies for calcareous contourites, turbidites and pelagites in the Eocene-Miocene slope succession, southern Cyprus. *Sedimentology*, **68**, 557-592.

Kozlowski W. (2020) Marine snow and epipelagic suspensoids in the Reda carbonates and a pronounces mid-Ludfordian (Silurian) CIE in the axis of the Baltic Basin (Poland). *Acta Geol. Polonica*, **4**, 529-567. DOI: 10.24425/agp.2020.132262

Krause F.F., Oldershaw A.E. (1979) Submarine carbonate breccias beds – a depositional model for two-layer, sediment gravity flows for the Sekwei Formation (Lower Cambrian), Mackenzie Mountains, Northwest Territories, Canada. *Canad. J. Earth Sci.*, **16**, 189-199.

Lowe D.R. (1982) Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sedim. Petrol.*, **52**, 279-297.

Macquaker J.H.S., Keller M.A., Davies S.J. (2010) Algal blooms and “marine snow”: Mechanisms that enhance preservation of organic carbon in ancient fine-grained sediments. *J. Sed. Res.*, **80**, 934-942. <https://doi.org/10.2110/jsr.2010.085>.

Mullins H.T., Cook H.E. (1986) Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. *Sediment. Geol.*, **48**, 37-79.

Mutti E., Ricci-Lucchi F. (1972) Le Torbiditi dell’ Appennino settentrionale: Introduzione all. analisi di facies. *Soc. Geol. Ital. Mem.*, **11**, 161-199.

Payros A., Pujalte V. (2008) Calciclastic submarine fans: An integrated overview. *Earth-Sci. Rev.*, **86**, 203-246.

Peng J. (2021) Sedimentology of the Upper Pensylvanian organic-rich Cline Shale, Midland Basin: From gravity flows to pelagic suspension fallout. *Sedimentology*, **68**, 805-883. doi:10.1111/sed.12811

Spötl C., Longstaffe F.J., Ramseyer K., Rüdinger B. (1999) Authigenic albite in carbonate rocks – a tracer for deep-burial brine migration? *Sedimentology*, **46**, 649-666.

## REFERENCES

A sedimentation environments and facies V. 2. (1990). Moscow, Mir Publ., 384 p. (In Russ.)

Antoshkina A.I. (1992) Features of the Lower Paleozoic reef formation structure of the Northern Urals (the upper reaches Pechora River basin). *Natural reservoirs of the Pechora oil and gas basin. Proc. IG Komi SC UB RAS*. V. 76. Syktyvkar, 5-21. (In Russ.)

Antoshkina A.I. (1994) Reefs in the Paleozoic of the Pechora Urals. SPb., Nauka Publ., 154 p. (In Russ.)

Antoshkina A.I. (2003) Reef formation in the Paleozoic (the northern part of the Urals and adjacent areas. Ekaterinburg, UB RAS, 303 p. (In Russ.)

Antoshkina A.I. (2006) Spatio-temporal relationships in the structure of the Lower Paleozoic kaledyovaia formation in the northern part of the Urals. The geology and mineralogy problems (Ed. A.M. Pystin). Syktyvkar: Geoprint, 351-364. (In Russ.)

Antoshkina A.I. (2007) Geological natural landmark – “Tatarskaya Vichko” cliff on the Ilych River. *Proc. Pechora-Ilych Reserve*, **15**, 24-27. (In Russ.)

Antoskina A.I., Shmeleva L.A., Shebolkin D.N. (2019) Bio-chemogenic limestones and dolostones at the nanoscale: implications for the geological record. *Vestn. IG Komi SC UB RAS*, **296**(8), 3-13. (In Russ.) DOI: 10.19110/2221-1381-2019-8-3-13

Bouma A.H. (1962) Sedimentology of some flysch deposits. Amsterdam, Elsevier, 168 p.

Bouma A.H. (1972) Fossils contourites in lower Niesenflysch, Switzernald. *J. Sed. Petrol.*, **42**(4), 917-921.

Coniglio M., Dix G.R. (1992) Carbonate slopes. Facies models response to sea level change (Ed. R.G. Walker, N.P. James), 349-373.

Cook H.E., Mullins H.T. (1983) Basin margin *Carbonate Depositional Environments* (Eds P.A. Scholle, D.G. Bebout, C.H. Moore). Mem. Amer. Assoc. Pet. Geol., **33**, 539-617.

Dunham R.J. (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Classification of Carbonate Rocks (Ed. W.E. Ham). *Amer. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, **1**, 108-121

Eberli G.P. (1987) Carbonate turbidite sequence deposited in rift-basins of the Jurassic Tethys Ocean (eastern Alps, Switzerland). *Sedimentology*, **34**, 363-388.

Eliseev A.I., Antoshkina A.I., Saldin V.A., Nikulova N. Yu., Kozyreva I.V., Sandula A.N. (2006). Paleozoic Formations of the north-east margin of the European platform. *Nauchnye doklady. Tr. Komi NTs UrO RAN*, **481**, Syktyvkar, 72 p. (In Russ.)

Embry A.F., Klovan J.E. (1971) A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT. *Bull. Canad. Pet. Geol.*, **19**, 730-781.

Flügel E. (2010) Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application. Berlin, Springer Publisher, 984 p.

Frolov V.T. (1984) Genetic typification of marine deposits. Moscow, Nedra Publ., 222 p. (In Russ.)

Frolov V.T. (1987) To question about of Sedimentary Rocks classification. *Vestn. Moscow St. Univ. Ser. Geol.* **1**, 26-36. (In Russ.)

Frolov V.T. (1993) Lithology. Book 2. Moscow, Moscow St. Univ. Publ. 432 p. (In Russ.)

Frolov V.T. (1995) Lithology. Book 3. Moscow, Moscow St. Univ. Publ. 352 p. (In Russ.)

Grabau A.W. (1904) On the classification of sedimentary rocks. *Amer. Geol.*, **33**, 228-247.

Hüneke H., Hernandez-Molina F.J., Rodriguez-Tovar F.J., Llave E., Chiarella D., Mena A., Stow D.A.V. (2021) Diagnostic criteria using microfacies for calcareous contourites, turbidites and pelagites in the Eocene-Miocene slope succession, southern Cyprus. *Sedimentology*, **68**, 557-592.

Khvorova I.V. (1958) Atlas of Middle and Upper Carboniferous carbonate rocks of the Russian Platform. M.: Izd. AN SSSR. 170 p. (In Russ.)

Kondiain A.G. (1967) Silurian and Lower Devonian deposits of the Bel'sko-Eletskaya facies zone, Pechorian Urals. *Materials on the stratigraphy and tectonics of the Urals. Proc. VSEGEI. New. ser.*, **144**. L.: Nedra Publ. 87-123. (In Russ.)

Kondiain O.A. (1960) Structural features of the Pechorian Urals. *Materials of the annual session of the Academic Council of VSEGEI based on the results of work in 1958*. Leningrad: Nedra Publ., 96-98. (In Russ.)

Kozlowski W. (2020) Marine snow and epipelagic suspensionoids in the Reda carbonates and a pronounces mid-Ludfordian (Silurian) CIE in the axis of the Baltic Basin (Poland). *Acta Geol. Polonica*, **4**, 529-567. DOI: 10.24425/agp.2020.132262

Krause F.F., Oldershaw A.E. (1979) Submarine carbonate breccias beds – a depositional model for two-layer, sediment gravity flows for the Sekwei Formation (Lower Cambrian), Mackenzie Mountains, Northwest Territories, Canada. *Canad. J. Earth Sci.*, **16**, 189-199.

Kuznetsov V.G. (2007) Lithology. Sedimentary Rocks and Their Study: A Textbook for Universities. Moscow, Nedra-BusinessCentre Publ., 511 p. (In Russ.)

Lowe D.R. (1982) Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sedim. Petol.*, **52**, 279-297.

Macquaker J.H.S., Keller M.A., Davies S.J. (2010) Algal blooms and “marine snow”: Mechanisms that enhance preservation of organic carbon in ancient fine-grained sediments. *J. Sed. Res.*, **80**, 934-942. <https://doi.org/10.2110/jsr.2010.085>.

Makhnach A.A. (2000) Stage analysis of lithogenesis. Tutorial. Minsk, Belorus St. Univ. Publ., 255 p. (In Russ.)

Mullins H.T., Cook H.E. (1986) Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. *Sediment. Geol.*, **48**, 37-79.

Mutti E., Ricci-Lucchi F. (1972) Le Torbiditi dell' Appennino settentrionale: Introduzione all. analisi di facies. *Soc. Geol. Ital. Mem.*, **11**, 161-199.

Payros A., Pujalte V. (2008) Calciclastic submarine fans: An integrated overview. *Earth-Sci. Rev.*, **86**, 203-246.

Peng J. (2021) Sedimentology of the Upper Pennsylvanian organic-rich Cline Shale, Midland Basin: From gravity flows to pelagic suspension fallout. *Sedimentology*, **68**, 805-883. doi:10.1111/sed.12811

Pershina A.I., Tsyganko V.S., Shcherbakov E.S., Borintseva N.A. (1971). Biostratigraphy of Silurian and Devonian deposits of the Pechorian Urals. L.: Nauka Publ., 129 p. (In Russ.).

Sergeeva E.I. (2004) Epigenesis of sedimentary rocks. Tutorial. St.Petersburg: SPb. St. Univ. press, 152 p. (In Russ.)

Shvanov V.N., Frolov V.T., Sergeeva E.I., Dragunov V.I., Patrunov D.K., Kuznetsov V.G., Belenitskaya G.A., Kurnilko V.V., Petrovskii A.D., Konditerov V.N., Bazhenova T.K., Zhdanov V.V., Shcherbakov F.A., Shcherbakova M.N., Mizens G.A., Tseyler V.M., Trifanov B.A. Verba Yu. L. (1998) Systematic and classification of Sedimentary Rocks and its analogues. St.Petersburg, Nedra Publ. (In Russ.), 352 p.

Spötl C., Longstaffe F.J., Ramseyer K., Rüdinger B. (1999) Authigenic albite in carbonate rocks – a tracer for deep-burial brine migration? *Sedimentology*, **46**, 649-666.

State geological map of the Russian Federation at a scale of 1 : 200 000. Second edition. North-Uralian series, sheet P-40-XI (Kozhym-Iz mountain). Explanatory note. (2013) St. Petersburg, Cartographic factory VSEGEI Publ., 182 p. (In Russ.)

The state of knowledge of the stratigraphy of the Precambrian and Phanerozoic in Russia. Challenges for further research (2008) Resolutions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its standing committees, **38**, St. Petersburg: VSEGEI Publ. 131 p. (In Russ.)

Varsanof'eva V.A. (1940). Geologic construction of Pechora-Ilych national reserve. Proc. Pechora-Ilych Reserve, **1**, 1-214. (In Russ.)

Varsanof'eva V.A. (1963) Ordovician and Silurian systems of the Urals, Pai-Khoy and Timan Geology of the USSR. V. II. Arkhangelsk, Vologda regions and Komi ASSR. Pt 1. Geological description. Moscow, State Scientific and Technical Publishing House of the Literature on Geology and Subsoil Protection, 169-254. (In Russ.)

Yapaskurt O.V. (2008) Genetic mineralogy and stage analysis of sedimentary rock and ore formation processes. Tutorial. Moscow, ESLAN Publ., 356 p. (In Russ.)

Yudovich Ya.E. (1976) Features of vein quartz-calcite mineralization in the Paleozoic deposits of the Pechorian Urals. *Mineralogy of ore deposits in the North of the Urals and Pai-Khoy*. Proc. Institute of Geology Komi Branch Academy of Sciences SSSR, **20**, 90-102. (In Russ.)

Yudovich Ya.E., Ketriss M.P. (2004) Basics of lithochimistry. St. Petersburg, Nauka Publ., 479 p. (In Russ.)

Zonal stratigraphy of the Phanerozoic of Russia (2006). SPb: FBGU VSEGEI Publ., 256 p. (In Russ.)

## Структурно-вещественная модель размещения золоторудных месторождений Центрально-Колымского региона

**Ю. С. Савчук, А. В. Волков**

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, 119017, Москва, Ж-17,  
Старомонетный пер., 35, e-mails: [yurasavchuk@yandex.ru](mailto:yurasavchuk@yandex.ru), [tma2105@mail.ru](mailto:tma2105@mail.ru)

Поступила в редакцию 23.09.2021 г., принята к печати 11.11.2021 г.

**Объект исследования.** В Центрально-Колымском рудном районе, вблизи Тенькинского глубинного разлома, располагается несколько месторождений золота, в том числе суперкрупное Наталка, крупные – Павлик, Дегдекан и целый ряд более мелких. Характерна однотипная позиция этих объектов в лежачем боку разлома и приуроченность к взбросо-надвиговым оперяющим нарушениям. Отличиями являются позиция на разных уровнях пермского разреза, масштабы оруденения, некоторые характеристики вещественного состава. **Материалы и методы.** Проведен анализ пространственных характеристик рудовмещающих нарушений с учетом смены углов их падения по разрезу вмещающей толщи, состав руд, параметры флюидов и закономерные изменения их термодинамических характеристик. **Результаты.** Реставрирована гидротермальная колонна, в нижней части которой располагается месторождение Родионовское, затем Дегдекан, Наталка и в верхней части – Павлик. Общий вертикальный размах такой колонны более 5 км. Эта структурная модель объясняет тенденции смены вещественных характеристик рудообразующих флюидов, отражающие изменчивость  $P$ - $T$  характеристик снизу вверх в гидротермальной колонне. **Выводы.** Проявления, располагающиеся непосредственно в зоне и вблизи рудоподводящего Тенькинского разлома, имеют сравнительно небольшие масштабы, более благоприятны оперяющие рудовмещающие взбросо-надвиговые структуры на удалении 2–5 км от него. На основе этой модели сделан важный вывод, что ниже по уровню месторождения Павлик, являющегося верхней частью колонны, может располагаться крупнообъемное месторождение, подобное Наталке.

**Ключевые слова:** Центрально-Колымский район, золото, месторождение, Наталка, Павлик, Дегдекан, взброс, надвиг, сдвиг

### Источник финансирования

Работа выполнена при финансовой поддержке госбюджетной темы ИГЕМ РАН

## Structural-material model of gold deposit location in the Central Kolyma region

**Yuri S. Savchuk, Aleksandr V. Volkov**

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

Received 23.09.2021, accepted 11.11.2021

**Research subject.** Several gold deposits, including superlarge (Natalka), large (Pavlik and Degdekan) and a number of smaller ones are located in the Central Kolyma ore region, near the Ten'kinsky deep fault. The similar position in the re-cumbent fault flank and confinement to upthrust-thrust plumage faults are characteristic of these objects. The differences are in the position at the different levels of the Permian section, the scale of mineralisation, and some characteristics of the material composition. **Materials and methods.** An analysis of the spatial characteristics of ore-bearing disturbances was carried out taking into account the change in the angles of their incidence along the section of the enclosing strata. In addition, the composition of the ores, the parameters of fluids and the regular changes in their thermodynamic characteristics were studied. **Results.** The additive hydrothermal column is restored, in the lower part of which the Rodionovskoye deposit is located, followed by the Degdekan and Natalka deposits, and ending in the upper part by the Pavlik deposit. The total vertical span of such a column is more than 5 km. This structural model explains the trends in the material characteristics of ore-forming fluids, reflecting the variability of the  $P$ - $T$  characteristics from bottom to top in the hydrothermal column. **Conclusions.** The occurrences located directly in the zone and near the ore-supplying Ten'kinsky fault

**Для цитирования:** Савчук Ю.С., Волков А.В. (2022) Структурно-вещественная модель размещения золоторудных месторождений Центрально-Колымского региона. *Литосфера*, 22(1), 101–117. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-1-101-117>

**For citation:** Savchuk Yu.S., Volkov A.V. (2022) Structural-material model of gold deposit location in the Central Kolyma region. *Lithosphere (Russia)*, 22(1), 101–117. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-1-101-117>

are relatively small in scale; the feathering ore-bearing reverse-thrust structures at a distance of 2–5 km from it are more favourable. Based on this model, a large-volume deposit similar to the Natalka might be located below the Pavlik deposit, which is the upper part of the column.

**Keywords:** Central Kolyma district, gold, deposit, Natalka, Pavlik, Degdekan, upthrust, thrust, strike-slip

#### Funding information

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

## ВВЕДЕНИЕ

Орогенные золотые месторождения широко распространены в складчатых областях, и среди них много крупных и суперкрупных объектов с запасами и ресурсами более 500 т золота (Bierlein et al., 2006). Они значительно варьируют по составу рудной минерализации – от золото-кварцевых до золото-сульфидных, и имеют широкий спектр морфологических проявлений – от жильных до крупнообъемных прожилково-вкрапленных. Предложен (Groves et al., 2016) генетический механизм образования этих месторождений, в котором эти вариации определяются *P-T* условиями среды и обусловлены изменениями тектонофизической обстановки зоны рудоотложения. Обычно при изучении рудных объектов основное внимание уделяется смене этих параметров в объеме (по вертикали и по горизонтали) единичного проявления, а так называемые латеральные ряды формаций находят применение только в мелкомасштабных металлогенических построениях. Однако установление “среднемасштабной” структурно-вещественной зональности по ряду родственных месторождений позволяет выявить их возможные потенциальные характеристики и получить объяснения широкого спектра наблюдаемых свойств.

Эти построения удобно проводить в таком сравнительно хорошо изученном регионе, как Центрально-Колымский (Михайлов и др., 2007), где выявлена серия золоторудных объектов и располагается суперкрупное месторождение Наталка. Здесь выделяется Тенъкинский глубинный разлом (рис. 1), который представляет собой зону северо-западного простириания и, по В.Г. Шахтырову (1997), проявляется на поверхности: сериями близмеридиональных разломов, соответствующими синтетическим<sup>1</sup> сдвигам  $R_i$ ; осями складок запад-северо-западного направления; однообразной ориентировкой длинных осей гранитоидных массивов в близмеридиональном направлении, со-

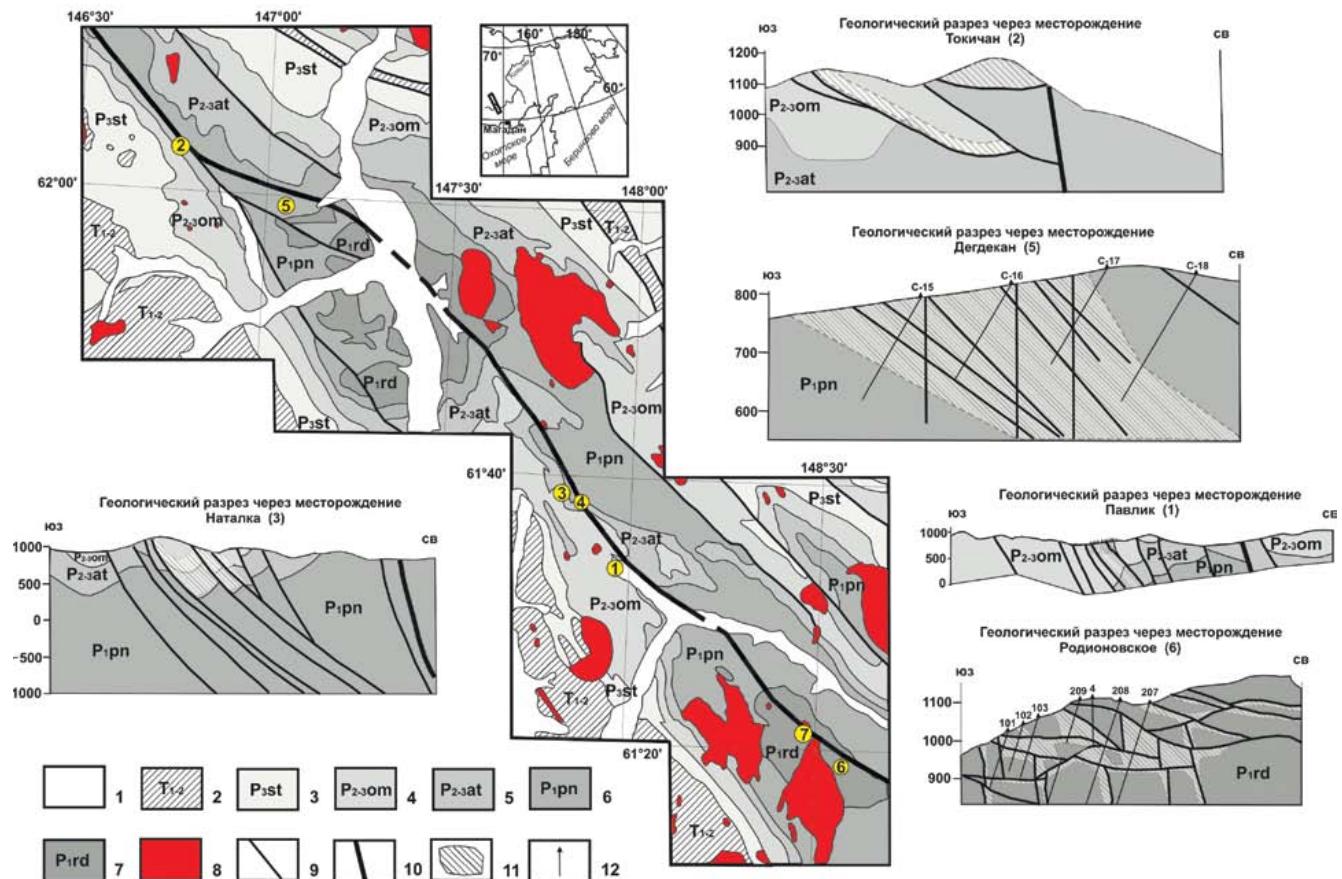
ответствующих положению трещин отрыва; свитами даек и разломов, вмещающих золото-кварцевое оруденение.

Возраст золотого оруденения в регионе, по данным  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования, оценивается как начало раннего мела (125–139 млн лет) (Ворошин, 2005; Ворошин, Ньюберри, 2001; Voroshin et al., 2004; Goldfarb et al. 2014); на Дегдеканском рудном поле, по данным U-Pb-SHRIMP метода, оценивается в 133–137 млн лет (Ханчук и др., 2011).

Для Тенъкинского разлома В.Г. Шахтыров (2009) выделяет: 1) кинематически правосторонний складчатый этап флюидно-деформационной переработки терригенных углеродсодержащих толщ верхоянского комплекса ( $J_3$ ), сопровождаемый слабопроявленным магматизмом в форме даек или мелких штоков, прогрессивной стадией регионального метаморфизма и золото-сульфидным оруднением с тонким “невидимым” золотом; 2) кинематически левосторонний этап формирования метаморфогенно-гидротермального золото-кварцевого оруденения с крупным переотложенным золотом и сульфидами ( $K_1$ ); этот этап сопровождался более интенсивным магматизмом в форме даек, штоков, массивов средних размеров и регрессивной стадией регионального метаморфизма; золотоносность развивается по постмагматически гидротермальной модели с формированием золото-редкометалльного оруденения, обогащенного висмутом, теллуром, молибденом, оловом, вольфрамом; 3) последующие деформационные этапы ответственны уже за формирование постмагматических золото-сульфидных проявлений и т.д. Дискретность рудообразования может быть связана не только со скачкообразным нарушением сплошности и соответственно сбросу давления в тектоническом процессе, но и поэтапным вовлечением в дегидратацию громадных масс осадочных пород при повышении *P-T* условий.

Тенъкинский глубинный разлом контролирует несколько рудно-rossыпных узлов (РРУ): Дегдеканский РРУ, включающий месторождения Токичан и Дегдекан; Омчакский РРУ с месторождениями Наталкинское, Омчак, Павлик; Пионерский РРУ – месторождения Родионовское, Клин, Игуменовское (рис. 2).

<sup>1</sup> Сдвиги, образующие с главным разломом угол около 20° называются сдвигами Риделя (Riedel, 1929), синтетическими сдвигами, или *R*-сдвигами.



**Рис. 1.** Схема геологического строения вдоль Тенькинского глубинного разлома (составлена на основе Государственной геологической карты масштаба 1 : 500 000) и разрезы через месторождения золота. На врезке – положение рассматриваемого региона.

Цифры в кружках месторождения: 1 – Павлик, 2 – Токичан, 3 – Наталка, 4 – Омчак, 5 – Дегдекан, 6 – Родионовское, 7 – Игуменовское. 1 – аллювиальные отложения; 2 – триасовые отложения нерасчлененные (песчано-глинистая флишоидная толща); 3–7 – пермские отложения: 3 – старательская свита (неяснослоистые аргиллиты и алевролиты, реже глинистые песчаники, 900–1300 м); 4 – омчакская свита (аргиллиты, алевролиты, реже песчаники, флишоидно чередующиеся, 1550–1600 м); 5 – атканская свита (неслоистые и неяснослоистые, гравийные, галечные, реже валунные диамикиты, 350–650 м); 6 – пионерская свита (монотонное переслаивание алевролитов и песчаников, 2300–2600 м); 7 – родионовская свита (флиш аргиллитов, алевролитов, верхняя часть обогащена песчаниками, 850 м); 8 – гранитоидные массивы; 9 – разломы (взбросо-сдвиги); 10 – осевая линия Тенькинского глубинного разлома (на схеме) и магистральные разломы (на разрезах); 11 – зоны золото-сульфидно-кварцевой прожилково-вкрапленной и жильно-прожилковой минерализации на разрезах; 12 – буровые скважины.

**Fig. 1.** Scheme of the geological structure along the Ten'kinsky deep fault (compiled on the basis of the State Geological Map at a scale of 1 : 500 000) and sections through gold deposits. The inset shows the position of the region under consideration.

Numbers in circles deposits: 1 – Pavlik, 2 – Tokichan, 3 – Nataalka, 4 – Omchak, 5 – Degdekan, 6 – Rodionovskoe, 7 – Igumenovskoe. 1 – alluvial deposits; 2 – undivided Triassic deposits (sandy-argillaceous flysch); 3–7 – Permian deposits: 3 – Staratel'skaya Fm (unclear-bedded mudstones and siltstones, less often clayey sandstones, 900–1300 m); 4 – Omchak Formation (mudstones, siltstones, rarely alternating flysch sandstones, 1550–1600 m); 5 – Atkinskaya Fm (non-bedded and unclear bedded, gravel, pebble, less often boulder diamictites, 350–650 m); 6 – Pionerskaya Fm (monotonous interbedding of silts and sandstones, 2300–2600 m); 7 – Rodionovskaya Fm (flysch of mudstones, siltstones, the upper part is enriched with sandstones, 850 m); 8 – granitoid massifs; 9 – faults (reverse faults); 10 – axial line of the Ten'kinsky deep fault (in the diagram) and main faults (in the sections); 11 – zones of gold-sulfide-quartz veinlet-disseminated and vein-veinlet mineralization in the sections; 12 – boreholes.

В статье предложена структурно-вещественная модель размещения золоторудных месторождений Центрально-Колымского региона и рассмотрены основные структурные элементы этой модели, их

изменение в разрезе вместе с вещественными характеристиками руд и физико-химическими параметрами условий рудообразования.

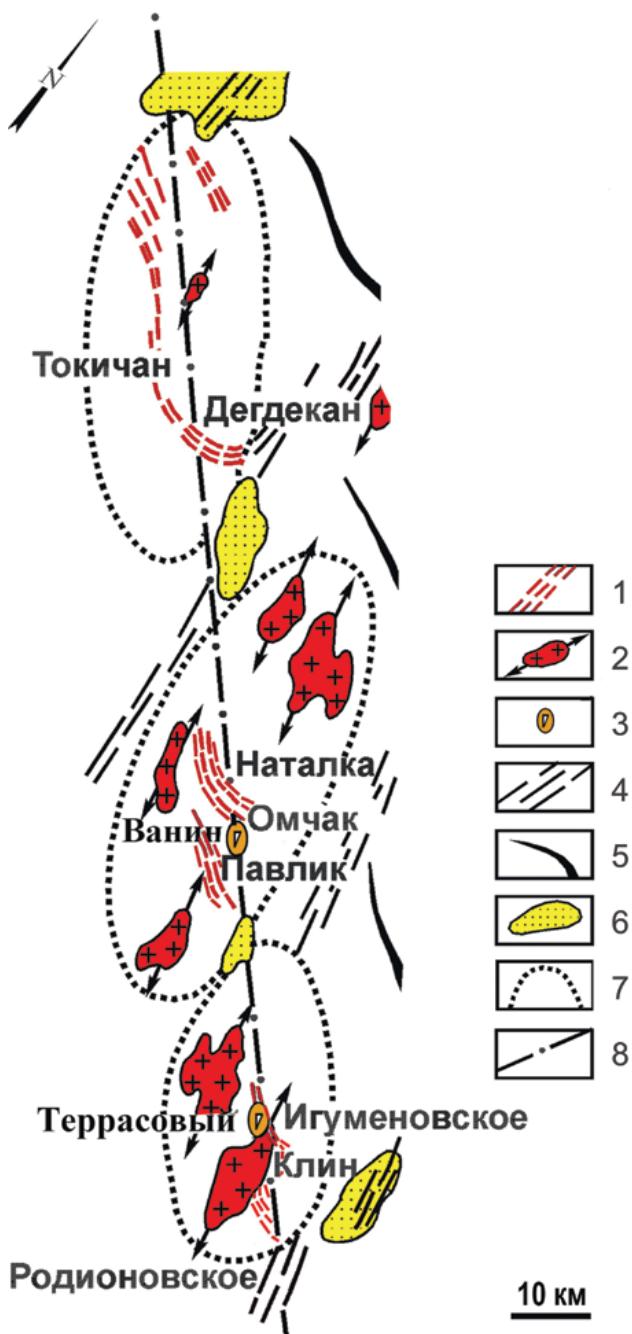


Рис. 2. Рудно-россыпные узлы в зоне Тен'кинского глубинного разлома. Структурно-металлогеническая схема по (Шахтыров, 2009), дополненная.

1 – свиты даек и разломы, вмещающие золото-кварцевое оруденение; 2 – гранитоидные массивы и ориентировка их длинной оси; 3 – крупные тела эруптивных брекчий; 4 – зоны со складчатых разломов, установленные по геоморфологическим признакам; 5 – оси складок; 6 – четвертичные впадины; 7 – условные контуры рудных узлов; 8 – осевая линия Тен'кинского глубинного разлома.

Fig. 2. Ore-placer clusters in the zone of the Ten'kinsky deep fault. Structural-metallogenetic

scheme of software by (Shakhtyrov, 2009), with supplements.

1 – formations of dikes and faults containing gold-quartz mineralization; 2 – granitoid massifs and orientation of their long axis; 3 – large bodies of eruptive breccia's; 4 – zones of interplaced faults, established by geomorphological features, 5 – axes of folds; 6 – Quaternary depressions; 7 – conditional contours of ore nodes; 8 – axial line of the Ten'kinsky deep fault.

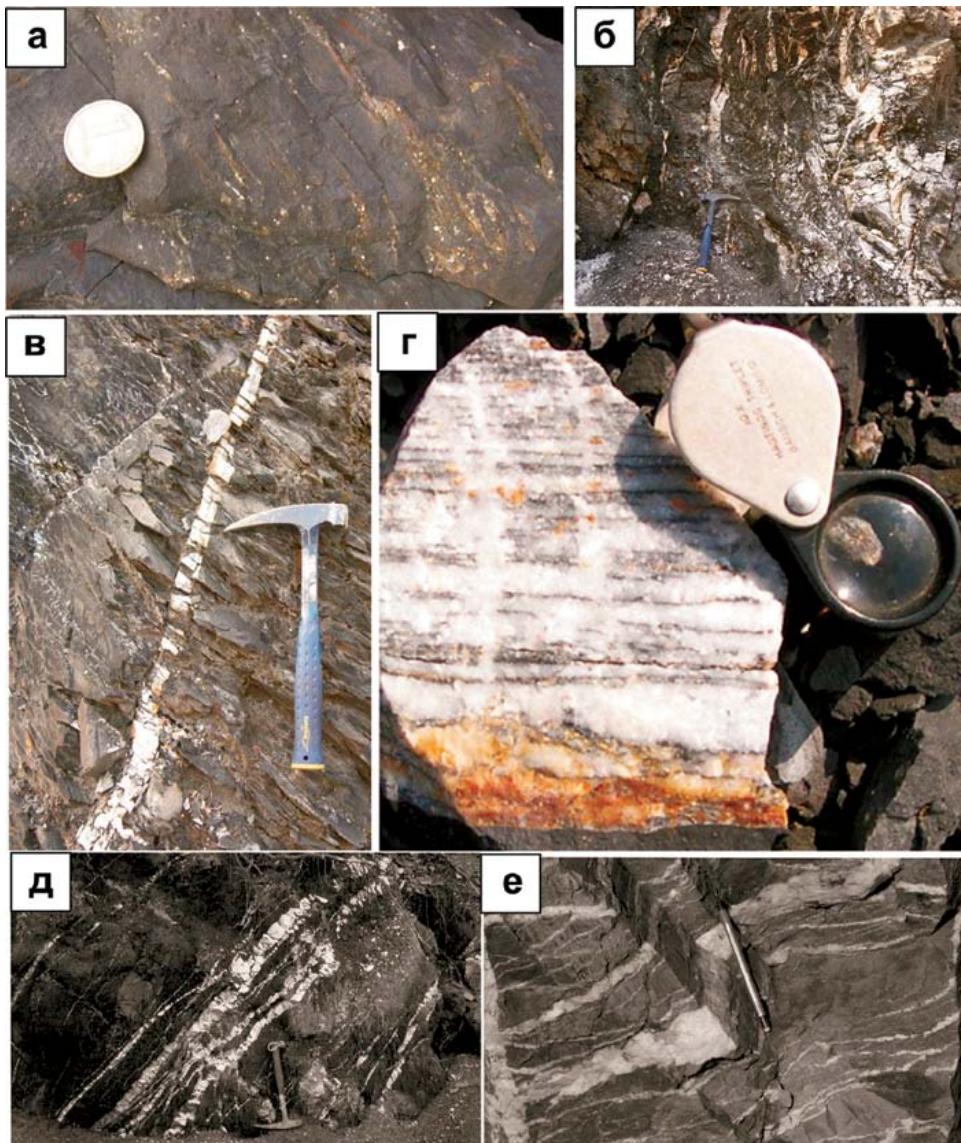
## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В геологии широко используется метод аналогий, и поэтому многочисленны работы, посвященные сравнительному анализу различных рудоносных территорий с хорошо изученными или известными эталонами. В основу статьи положены собственные исследования авторов на ряде крупных месторождений золота Центрально-Колымского региона. Эти исследования включали в себя геологическое картирование различных масштабов с применением методик структурно-парагенетического анализа вмещающих толщ (Эз, 1978; Паталаха, 1985; Морозов, 2002) и обязательной привязкой проявлений рудной минерализации к конкретным структурам; в ряде случаев использовались разнообразные статистические методы для геометризации оруднения, выявления закономерностей его размещения. Кроме того, проведен анализ многочисленной опубликованной литературы и фондовых материалов по рассматриваемым в статье орогенным золоторудным месторождениям Центрально-Колымского региона, в результате которого выполнено обобщение металлогенических, минералогических и термобарогеохимических характеристик этих объектов и сравнение их между собой.

## ДЕГДЕКАНСКИЙ РРУ

Расположенный на севере рассматриваемой территории Дегдеканский рудный узел включает в себя месторождение Токичан и более изученное месторождение Дегдекан (см. рис. 2).

Месторождение **Дегдекан** приурочено к пересечению зоны Тен'кинского глубинного разлома полосой шириной до 6 км и сближенных субширотных разломов (взбросо-надвигов), азимут простирания 270–290°, падающих на север под углом 30–60° (Стружков и др., 2004ф; Voroshin et al., 2006). Они представлены зонами дробления, смятия, рассланцевания часто с повышенной графитизацией, многочисленными зеркалами скольжения. Эти широтные разломы контролируют рудоносные кварцевые жилы (рис. 3а–г) и дайки диоритовых порфиритов. Отмечается наложение рудоносных арсенопирит-кварцевых прожилков на дайки. Предполагается, что эти взбросо-надвиги являются оперирующими



**Рис. 3.** Рудная минерализация на месторождениях Дегдекан (а–г) и Токичан (д, е).

а – вкрапленность пирита вокруг рудных зон; б – общий вид пологой рудной зоны смятия и прожилкового окварцевания; в – секущий кругопадающий прожилок кварца; г – “книжный” кварц; д, е – общий вид зон кварцевых прожилков в алевролитах и песчаниках (фото С.Ф. Стружкова).

**Fig. 3.** Ore mineralization at the deposits: а–г – Degdekan, д, е – Tokichan.

а – dissemination of pyrite around the ore zones; б – general view of the gently sloping ore zone of collapse and vein silicification; в – intersecting steeply dipping quartz vein; г – “book” quartz; д, е – general view of zones of quartz veinlets in siltstones and sandstones (photo by S.F. Struzhkov).

ми структурами по отношению к северо-западным взбросо-сдвигам сложного строения.

На месторождении **Дегдекан** выделяются два участка (Михайлов и др., 2010). Участок Дегдекан-жильный представлен 15 кварцево-жильными рудными телами с содержанием золота 2–11.5 г/т. На участке Верный канавами вскрыта серия мощных (до 120–160 м) протяженных (до 1 км) рудных тел, представляющих собой зоны смятия, рассланце-

вания и дробления с окварцеванием, сульфидизацией в переслаивающихся глинистых алевролитах и алевритистых аргиллитах с линзами мелкозернистых песчаников (см. рис. 3а, б). Часто развиты “книжные” текстуры кварца (см. рис. 3г). Продуктивная рудная минерализация в них представлена пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом и самородным золотом (Литвиненко, 2009). Содержание золота составляет первые г/т.

По данным С.Ф. Стружкова с соавторами (2004г), основная рудоконтролирующая структура на месторождении **Токичан** (см. рис. 1) – группа левосторонних сдвигов северо-западного простирания. Широко развиты надвиги и послойные срывы как северо-западного простирания с падением на северо-восток и юго-запад, так и северо-восточного – с падением на северо-запад. Эти структуры выражены пологими (углы падения 15–30°) зонами дробления, смятия, рассланцевания и графитизации пород, многочисленными зеркалами скольжения. Кинематическая схема формирования структуры месторождения **Токичан** представляется следующим образом (Стружков и др. 2004г). В процессе регионального складкообразования векторы горизонтального сжатия были ориентированы на северо-восток и юго-запад, перпендикулярно к зоне Токичанского глубинного разлома. В связи с более интенсивной нарушенностью породы в зоне разлома были дополнительно смяты в складки более высоких (относительно Дегдекан-Токичанской антиклинали) порядков. При этом пластичные породы омчакской свиты отличаются развитием линейных изоклинальных складок, тогда как для более хрупких пород атканской свиты характерно развитие брахиморфных складок. С формированием линейной зоны складок высоких порядков связано образование системы рудовмещающих межплатовых срывов, поддвигов и надвигов.

Рудные зоны приурочены к надвигам и послойным срывам и представляют собой северо-западные (угол падения 15–30° на северо-восток или юго-запад) зоны окварцевания, рассланцевания, дробления пород с многочисленными прожилками, короткими извилистыми маломощными (в среднем 0.5 м) жилами и тонкой сульфидной вкрапленностью (см. рис. 3д, е). Мощность зон прожилково-вкрапленной минерализации составляет первые десятки метров, при средних содержаниях золота – первые г/т, иногда внутри этих зон наблюдаются маломощные жилы с высокими содержаниями золота. Всего на месторождении Токичан выделено 19 рудных тел (из них 10 с промышленными содержаниями золота). Наиболее промышленно значимыми по уровню содержания золота являются жила 1 (протяженность 500 м) и жила 4 (протяженность 200 м) со средним содержанием золота 11.8 г/т.

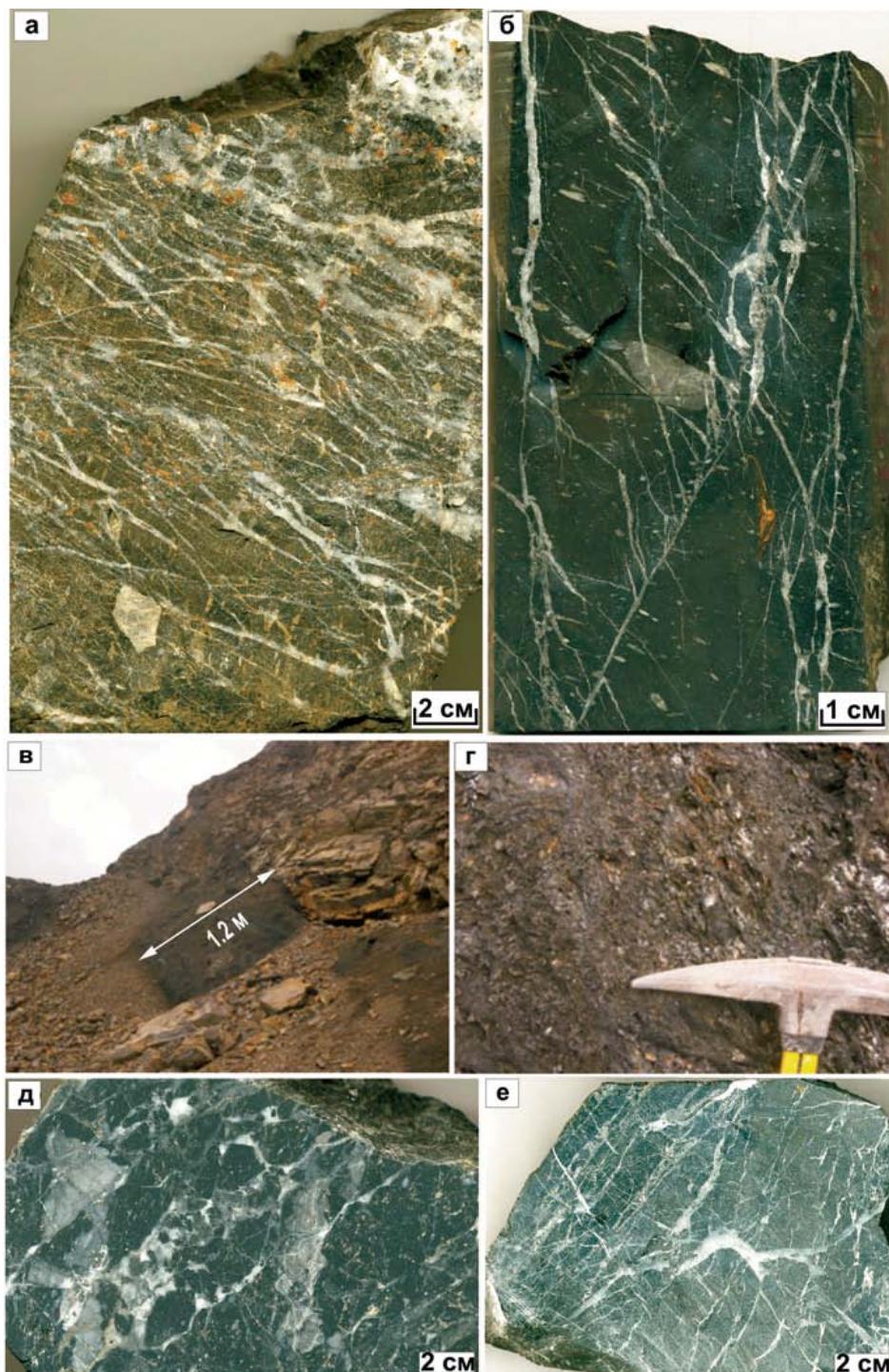
Для жил характерны книжные и брекчевые текстуры и совмещение различных стадий минералообразования. Состав жил – кварц, железистый карбонат, кальцит, полевой шпат, серицит, мусковит, рутил. Рудных минералов в среднем 3–5%, распределение неравномерное, от полного отсутствия до 50–60 об. %. Наиболее распространен арсенопирит, реже пирит, галенит и сфalerит, в подчиненном количестве халькопирит, пирротин, шеелит, самородное золото, пиаргирит, акантит, полибазит.

## ОМЧАКСКИЙ РРУ

Омчакский рудно-россыпной узел наиболее золотоносный в Яно-Колымской минерагенической провинции и включает в себя месторождения Наталка, Омчак и Павлик (см. рис. 2). Все эти большие объемные штокверковые объекты одного структурно-морфологического типа относятся к золото-сульфидно-кварцевой формации. Суммарное количество сульфидов в рудах 0.5–1.0%. Одним из поверхностных выражений Тенъкинского сдвига здесь является Омчакский разлом крутого (70–75°) северо-восточного падения, представленный серией субпараллельных трещин, зон дробления и развалыцевания.

Для месторождения **Наталкинское** (Гончаров и др., 2002) основная рудоконтролирующая структура – это крупная зона разломов северо-западного (320–350°) простирания шириной 1.0 км и протяженностью 12 км (см. рис. 2), образующая с простиранием осадочных пород углы 35–40°. Среди этих разломов выделяется Стержневой разлом (западная рудоконтролирующая структура), ориентированный по азимуту 330–350° с падением на восток-северо-восток под углами 90–70° (Ворожбенко и др., 2006). Другой важный элемент строения месторождения – Восточная рудовмещающая структура, представленная серией сближенных тектонических нарушений (бывшие рудные зоны 33, 45, 30) с крутым падением и простиранием по азимуту 330°. Но с глубиной отмеченные разломы имеют тенденцию к выполаживанию до 50° (см. рис. 1). Достоверная информация о выполаживании разломов получена лишь в результате разбуривания глубоких горизонтов месторождения в 2004–2006 гг. (Голубев, 2008). В районе профиля – 30 западная и восточная структуры сочленяются (Ворожбенко и др., 2006). К северу от места сочленения прослеживается один Стержневой разлом с оперяющими нарушениями. Сочетание данных систем разрывных нарушений обусловливает разделение минерализованной зоны месторождения на две ветви. В центральной части месторождения между отмеченными структурами располагается зона трещиноватости и прожилкования (бывшая рудная зона 3), имеющая встречное по отношению к другим структурам падение под углом 40–60° на запад-юго-запад. Зона полого погружается в южном направлении под углом 10–15°.

На юге, где Наталкинская зона сочленяется с Омчакским разломом, она испытывает плавный перегиб в широтном направлении. Разрывные нарушения – взбросо-сдвиги, обратные взбросы и сдвиги с амплитудами перемещения крыльев до 700–800 м. Падение рудовмещающих сбросов северо-восточное, 45–60°, с постепенным выполаживанием вниз (см. рис. 1). Породы в зонах и вблизи зон разломов сильно смяты и развалыциованы (превращены в чешуйчато-пластинчатый тектонит) мощностью 2–20 м. Швы сопровождаются тонкосетчатым окварцеванием (рис. 4а, б).



**Рис. 4.** Рудная минерализация на месторождениях Наталка (а, б) и Павлик (в–е).

а – тонкосетчатое окварцевание в алевролитах; б – тонкие прожилки кварца с арсенопиритом в диамиктитах; в – зона взбросо-сдвига в карьере, выполненная тонкоперетертыми углеродистыми милюнитами; г – углеродистые милюниты в зоне взбросо-сдвига; д – брекчированный, окварцованный алевролит с сульфидной вкрапленностью; е – алевролит с тонкосетчатым окварцеванием.

**Fig. 4.** Ore mineralization at the Natalka (a, b) and Pavlik (в–е) deposits.

а – fine-mesh silicification in siltstones; б – thin veins of quartz with arsenopyrite in diamictites; в – zone of upthrust-shear in the quarry, filled with finely grained carbonaceous mylonites; г – carbonaceous mylonites in the reverse-strike-slip zone; д – brecciated, silicified siltstone with sulfide dissemination; е – siltstone with fine-mesh silicification.

В плане рудные зоны образуют пучок протяженностью около 5 км и шириной 100–600 м. По структурно-морфологическим особенностям выделено (Межов, 2000) четыре типа рудных зон: прожилково-метасоматический, прожилково-жильный, жильный и минерализованные зоны смятия – дробления. Выявлена следующая последовательность событий: метаморфогенные жилы хлорит-карбонат-кварцевого состава → дайки спессартитов → дайки риолитов → основные гидротермальные руды → риолитовые брекчии → массивы и штоки гранитоидов.

На месторождении **Омчак**, расположенном фактически на сопряжении Наталкинской разрывной зоны с Омчакским разломом (см. рис. 1), круто-падающие рудовмещающие структуры образуют левосторонний сдвиговый эшелон, имеют северо-западное простирание ( $290\text{--}300^\circ$ ) с разворотом к широтному, падение на северо-восток ( $50\text{--}65^\circ$ ), реже – на юго-запад (Гончаров и др., 2002). Всего выявлено 15 рудных тел, причем в двух из них сосредоточено более 50% запасов золота. Морфология тел сложная – линейно-сетчатая, при протяженности 60–330 м и мощности до 15 м. Содержания золота варьируют от 2.4 до 24.1 г/т. Рудные тела обложнены пострудными сбросами северо-западного и северо-восточного простирания с амплитудами смещений до 100–150 м.

На месторождении **Павлик** генеральное простирание рудных зон –  $300^\circ$ , падение северо-восточное –  $40\text{--}70^\circ$ , в сумме они образуют линейный штокверк, с размерами  $2100 \times 1000$  м (см. рис. 1). Основными элементами структуры, оказавшими влияние на размещение оруденения, являются запад-северо-западные разломы, оперяющие Омчакскую зону. На месторождении серия листрических разломов взбросо-сдвиговой кинематики (Савчук и др., 2018) образует мощный (300–400 м) тектонический пакет, в котором отчетливо выделяются верхний взбросо-надвиг (к нему приурочена рудная зона №9) и нижний взбросо-сдвиг (контролирует рудную зону №1). Залегание верхней структуры порядка  $45^\circ$ , а нижней – более крутое –  $70\text{--}80^\circ$ . Мощности наиболее проработанных зон 5–10 м, они выполнены тонкоперетертymi углеродистыми милонитами, содержащими разновеликие буны – “окатыши” черных алевролитов (рис. 4в, г).

Между этими структурами заключена крупная зона объемной трещиноватости, где породы пронизаны мелкими кварцевыми и кварц-карбонатными прожилками и насыщены вкрапленностью сульфидов (рис. 4д, е). Такие особенности обусловили в целом пологий, погружающийся на северо-восток под углом  $40\text{--}45^\circ$  характер мощного рудного штокверка (Савчук и др., 2018). Золотое оруденение с промышленными параметрами прослежено скважинами на глубину до 750 м от поверхности. Золотоносные интервалы со средними содержаниями в пределах 2.5 г/т имеют мощности от 25–50 до

120 м. При этом внутри них выделяются рудные интервалы мощностью 5–10 м с содержаниями золота до 10 г/т.

Судя по ориентировке трещинных структур месторождения Павлик (Савчук и др., 2018), первоначально по Омчакскому разлому происходили правые сдвиго-взбросовые перемещения, что сопровождалось образованием оперяющих взбросо-надвигов и внедрением даек диоритовых порфириев. Этот этап, по-видимому, является дорудным, подготовительным. В следующий этап произошла смена знака перемещений на левосторонние, при открытие ранее заложенных нарушений (взбросо-надвигов, трещин скола) и отложение золотоносных минеральных ассоциаций.

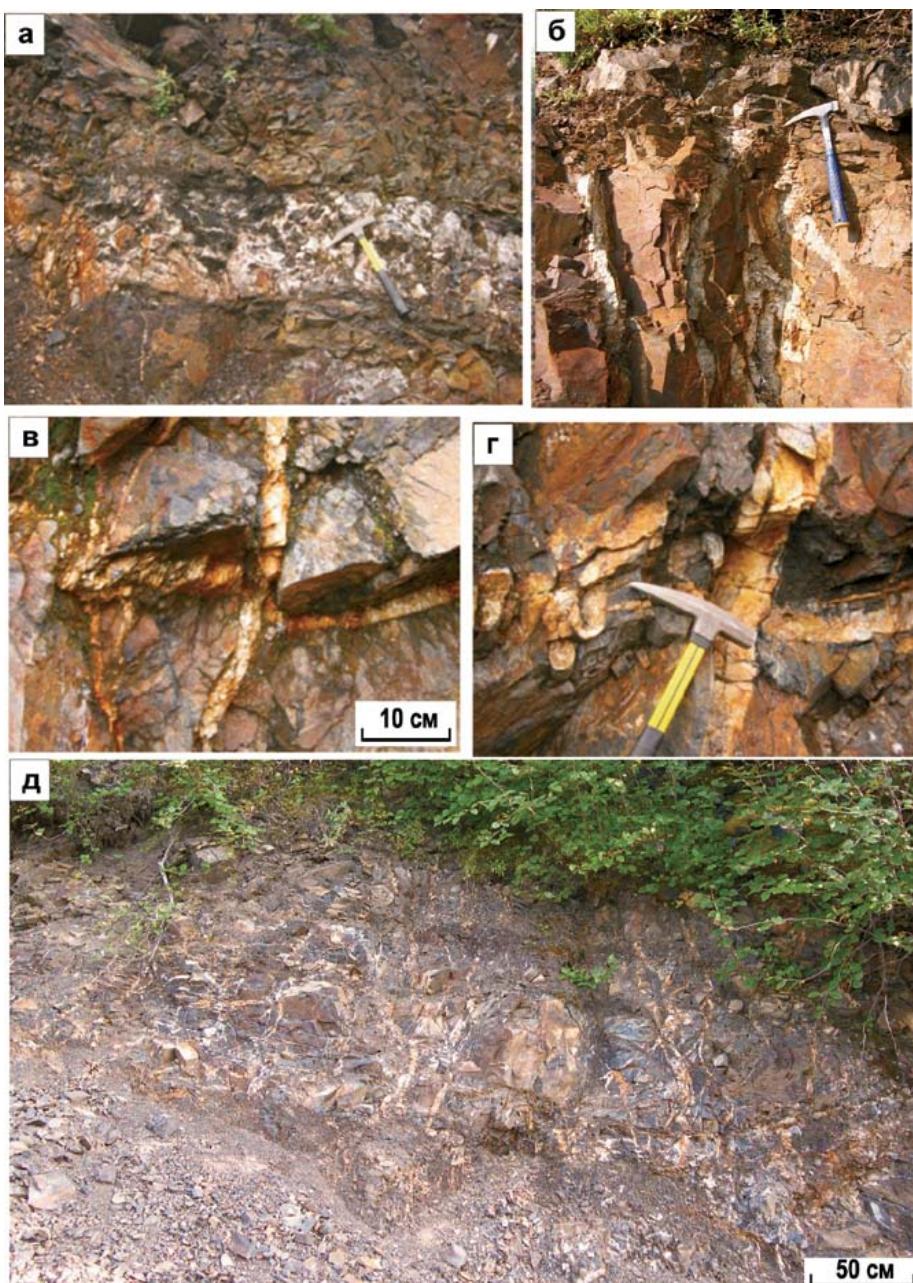
## ПИОНЕРСКИЙ РРУ

К юго-восточному флангу Тенькинского разлома приурочен Пионерский рудный узел с месторождениями Игуменовское и Родионовское (см. рис. 2).

На **Игуменовском** месторождении выявлено 9 перспективных прожилково-жильных рудных зон мощностью от 10 до 30 м, протяженностью до 700 м. Размах оруденения от 40 до 230 м, среднее содержание золота 1.8 г/т. Рудные зоны представлены выдержаными жилами и прожилками северо-западного простирания с четкими линейными контактами, крутым падением на северо-восток, протяженностью первые километры (Воропшин, 2005). Л.В. Фирсов (1985) выделял игуменовский тип месторождений – крутопадающие, секущие слоистость, протяженные, параллельно-зальбандовые, иногда линзовидные и ветвящиеся жилы в пологих крупных антиклиналях, сложенных песчано-сланцевыми толщами.

На месторождении **Родионовское** пологая надвиговая зона, падающая на северо-восток по азимуту  $30^\circ$  и под углом порядка  $10\text{--}15^\circ$  (см. рис. 1), картируется на поверхности по простиранию на 400 м, а подземными горными выработками прослежена на 700–800 м. Зона сложена интенсивно смятыми, милонитизированными и рассланцованными породами, содержащими линзовидные кварцевые жилы мощностью до 1.5 м, содержащие многочисленные обломки вмещающих пород, зоны интенсивного и разно ориентированного штокверкового прожилкования с содержанием кварца до 60–70%.

В целом месторождение Родионовское представляет собой пологий штокверк, в котором выделяются как пологозалегающие (рис. 5а), так и крутопадающие жилы и прожилки (рис. 5б–г), образующие сложную, “многоэтажную” структуру рудных зон (Волков и др., 2016б, 2017). Последние, мощностью 50–150 м, прослежены бурением до глубины 150–200 м от поверхности. Средние со-



**Рис. 5.** Рудная минерализация на месторождении Родионовское.

а – пологая кварцевая жила в надвиговой зоне; б – секущие кварцевые прожилки в лежачем боку пологой жилы; в – секущие кварцевые прожилки в висячем боку пологой жилы; г – деформация более раннего кварцевого прожилка на контакте с крутопадающей жилкой; д – мощная зона тонкопрожилкового окварцевания в висячем боку надвиговой зоны.

**Fig. 5.** Ore mineralization at the Rodionovskoye deposit.

а – shallow quartz vein in the thrust zone; б – crosscutting quartz veins in the recumbent side of a gently sloping vein; в – crosscutting quartz veins in the hanging side of a shallow vein; г – deformation of an earlier quartz vein at the contact with a steeply dipping vein; д – a powerful zone of thin-veined silicification in the hanging side of the thrust zone.

держания золота составляют 0.76–1.8 г/т. Основа в зонах – пологие кварцевые жилы с гнездами карбоната и редкой вкрапленностью пирита и арсено-пирита мощностью 0.5–1.5 м. Как правило, выше и

ниже этих жил по многочисленным трещинам развивается прожилковое (1–5 см) окварцевание мощностью до нескольких метров (рис. 5д). Рудная минерализация (в среднем 3–5%, редко до 10%), име-

ющая полихронный характер, приурочена к зальбандам кварцевых жил и прожилков, представлена арсенопиритом, пиритом, реже халькопиритом, сфалеритом, галенитом и золотом, по данным А.И. Волкова с соавторами (2009).

## ОБСУЖДЕНИЕ

При сравнении особенностей строения золотых месторождений, входящих в Дегдеканский, Омчакский и Пионерский РРУ, расположенных в зоне влияния Тенькинского глубинного сдвига, отчетливо видна однотипность рудовмещающих структур. Повсеместно это либо пологие надвиговые, либо взбросовые наклонные и выполаживающиеся вниз (листрические) зоны сложного строения. Обычно это два или более субпараллельных тектонических шва, представленных углеродистыми милонитами небольшой мощности (от долей до нескольких метров), между которыми развивается крупная зона объемной трещиноватости. Взбросо-надвиговые швы, а также расположенные между ними системы трещин вмещают жилы, прожилки кварца и контролируют окаймляющие их метасоматиты с сульфидной вкрапленностью, в сумме образуя объемные рудоносные штокверки. В целом такое сочетание структурных элементов (Савчук и др., 2018) характерно для транспрессионного правого сдвигово-взброса (Морозов, 2002). В то же время, несмотря на близкое размещение месторождений в единой структуре Тенькинского глубинного сдвига (см. рис. 1, 2), они имеют различия как в параметрах, так и в структурно-вещественных характеристиках.

### Рудовмещающие породы

Наиболее заметны различия в возрасте рудовмещающих пород. На рассматриваемой территории развиты отложения нижней и средней-верхней перми (возраст подразделений по (Гончаров и др., 2002) с учетом изменений, принятых для пермского периода в 2004 г. в Казани): родионовской  $P_{1rd}$ , пионерской  $P_{1rp}$ , атканской  $P_{2-3at}$  и омчакской  $P_{2-3om}$  свит. Распределение месторождений в разрезе пермских отложений неравномерное (табл. 1), на что указывал В.И. Гончаров с соавторами (2002) на примере положения золотого оруденения Наталка, Омчак и Павлик и С.Ф. Стружков с соавторами (2009) для всего Центрально-Колымского региона.

В самом низу разреза, в родионовской  $P_{1rd}$  свите, располагаются месторождения Игуменовское и Родионовское. Выше по разрезу, в пионерской  $P_{1rp_1-pn_2}$ <sup>1</sup> свите, находится месторождение Дегдекан, а в верхней части – в пионерской  $P_{1rp}$ , атканской  $P_{2-3at}$  и омчакской  $P_{2-3om}$  свитах – месторождения Наталка, Омчак и Павлик. Таким образом, золотое оруденение “размазано” по разрезу, но наи-

более крупные объекты приурочены к его верхней части. Месторождение Токичан, по-видимому, приурочено к небольшим взбросо-надвигам непосредственно рядом с магистральным северо-западным сдвигом.

### Углы падения рудовмещающих структур

Для рассматриваемых месторождений наиболее важен структурный контроль, что неоднократно отмечалось исследователями (Шахтыров, 1997; Гончаров и др., 2002; Фридловский, 2002; Гамянин и др., 2018). Как показано выше, этот контроль выражается в приуроченности рудных жил и зон к разрывным нарушениям взбросо-надвиговой природы, которые в случае сравнительно крутого падения постепенно выполаживаются с глубиной. В связи с этим обратим внимание на углы падения рудовмещающих нарушений (см. табл. 1) в зависимости от их положения в разрезе терригенной толщи. Отдельно отметим месторождение Омчак, рудовмещающие структуры которого формируют собственно Омчакский разлом и для которого характерны крутые углы падения (Гончаров и др., 2002) и Игуменовское, также располагающееся в магистральном нарушении. Остальные объекты контролируются структурами с изменяющимися углами падения, причем для Родионовского месторождения это почти горизонтальное залегание, для Дегдекана – 30–40° (Михайлов и др., 2010), а для Наталки и Павлика – уже 45–70° (Гончаров и др., 2002; Савчук и др., 2018). Фактически вверх по разрезу углы падения рудовмещающих нарушений закономерно увеличиваются, т.е. эти нарушения от надвиговых внизу постепенно переходят во взбросовые в верхней части.

### Запасы и ресурсы

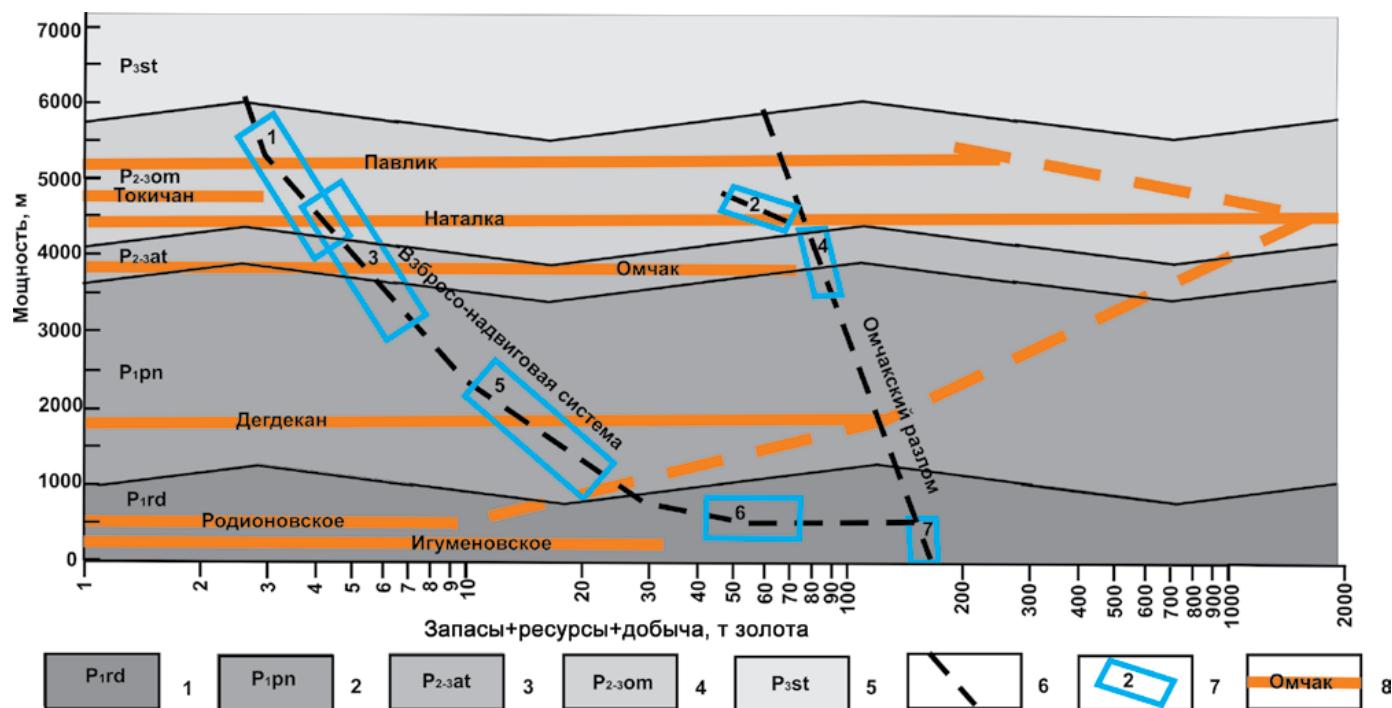
Месторождения, расположенные внизу разреза (Игуменовское, Родионовское, Дегдекан) мелкие, запасы составляют первые до первых десятков тонн золота, расчеты ресурсов часто зависят от авторских взглядов и варьируют от нескольких десятков до первых сотен тонн. В то же время для них характерны порой очень высокие содержания и присутствие крупных самородков золота (Игуменовское). Наиболее крупные золоторудные объекты – Наталка и Павлик – расположены в верхней части разреза, в основном в омчакской свите. Запасы и ресурсы этих месторождений составляют многие сотни тонн золота, а средние содержания более выдержаны и сравнительно низкие – 1.5–2.5 г/т. Например, запасы и ресурсы Наталки оцениваются в 1510 т (Государственный доклад..., 2018).

Сводная структурная модель области рудообразования месторождений золота Дегдеканского, Омчакского и Пионерского РРУ представлена на рис. 6.

**Таблица 1.** Положение месторождений золота в разрезе пермских отложений и изменение углов падения рудовмещающих структур

**Table 1.** Position of gold deposits in the section of Permian deposits and change in the dip angles of ore-bearing structures

| № п/п | Месторождение | Рудовмещающие отложения  | Углы падения рудовмещающих структур |
|-------|---------------|--|-------------------------------------|
| 1     | Павлик        | Атканская $P_{2-3}at$ , омчакская $P_{2-3}om$ свиты                        | 45–70°                              |
| 2     | Токичан       | Верхи атканской $P_{2-3}at$ , низы омчакской $P_{2-3}om$ свиты             | 15–30°                              |
| 3     | Наталка       | Пионерская $P_{1}pn$ , атканская $P_{2-3}at$ , омчакская $P_{2-3}om$ свиты | 45–60°                              |
| 4     | Омчак         | То же  | Крутые                              |
| 5     | Дегдекан      | Пионерская $P_{1}pn$ – $pn_2$ свита  | 30–45°                              |
| 6     | Родионовское  | Родионовская $P_{1}rd$ свита   | 0–15°                               |
| 7     | Игуменовское  | То же  | Крутые                              |



**Рис. 6.** Сводная структурная модель области рудоотложения коренных месторождений золота Дегдеканского, Омчакского и Пионерского РРУ в разрезе пермских отложений.

1–5 – терригенные отложения различных свит пермского возраста: 1 – родионовской, 2 – пионерской, 3 – атканской, 4 – омчакской, 5 – старательской, 6 – разрывные нарушения, 7 – позиция конкретного месторождения (номера из табл. 1), 8 – уровень продуктивности позиции: запасы + ресурсы + добыча (по данным (Стружков и др., 2009; Государственный доклад...), 2018; сайты: [www.nedradv.ru](http://www.nedradv.ru), [www.polyus.com](http://www.polyus.com), [www.arlan.ru](http://www.arlan.ru)).

**Fig. 6.** Consolidated structural model of the ore deposition area of primary gold deposits of the Degdekansky, Omchaksky and Pionersky RRU in the context of the Permian deposits.

1–5 – terrigenous deposits of various formations of the Permian age: 1 – Rodionovskaya, 2 – Pioneer, 3 – Atka, 4 – Omchak, 5 – Staratel'skaya, 6 – faults, 7 – position of deposit (numbers from Table 1), 8 – the level of productivity of the position: reserves + resources + production (according to (Struzhkov et al., 2009; State report ..., 2018); sites: [www.nedradv.ru](http://www.nedradv.ru), [www.polyus.com](http://www.polyus.com), [www.arlan.ru](http://www.arlan.ru)).

## Состав руд

По данным исследований Е.Е. Тюковой и С.В. Ворощина (2007), минеральный состав месторождений относительно простой: арсенопирит, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, самородное золото. Кроме того, на некоторых объектах встречаются свинцово-сурьмяные сульфосоли, блеклые руды и антимонит, что объясняется полихронностью рудообразования (Волков и др., 2009). К числу редких минералов относятся пирротин, сульфиды и сульфоарсениды кобальта и никеля, минералы серебра. Суммарное количество сульфидов в рудах не превышает 1–5%. Основу руд составляет кварц, и здесь уже наблюдаются значительные вариации на разных месторождениях (см. рис. 3–5). Так, на Родионовском и Дегдекане это в основном жильно-прожилковая минерализация, а прожилково-вкрашенная окаймляет рудные зоны; на Наталке, кроме жильно-прожилковой, уже достаточно развита прожилково-вкрашенная, а на Павлике последняя преобладает и слагает основную массу руд. Эти факты хорошо отразились в данных химического состава руд – в этом ряду наблюдается заметное снижение содержаний  $\text{SiO}_2$  (табл. 2).

Особенности состава руд месторождений Родионовское, Наталкинское и Токичан ранее охарактеризованы А.В. Волковым с соавторами (2016а), на них добавлены результаты анализов по месторождениям Дегдекан и Павлик (см. табл. 2). В соста-

ве изученных образцов руд, расположенных в ряду Родионовское–Дегдекан–Наталкинское–Павлик (т.е. снизу вверх по гидротермальной колонне), средние значения  $\text{SiO}_2$  закономерно снижаются от 94.35 до 63.69%. На этом фоне некоторые другие окислы также закономерно повышаются, %:  $\text{TiO}_2$  – от 0.09 до 0.7,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – от 2.66 до 14.42,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$  – от 0.82 до 5.35,  $\text{MnO}$  – от 0.02 до 0.12,  $\text{MgO}$  – от 0.19 до 1.82,  $\text{K}_2\text{O}$  – от 0.10 до 2.45, и  $\text{S}_{\text{общ}}$  – от 0.15 до 0.43. Остальные окислы –  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  – ведут себя не столь однозначно. На этом фоне заметно выделяется месторождение Токичан, своими высокими концентрациями  $\text{CaO}$  (5.83%),  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$  (5.98%) и  $\text{S}_{\text{общ}}$  (5.48%), что, по-видимому, связано с наложенной минерализацией (Волков и др., 2016а). В то же время авторы не исключают вариант, что эти отмеченные тенденции могут быть связаны также с составом материала, отобранного в пробу.

## Параметры рудообразующих флюидов

Различное положение месторождений в разрезе (разница по глубине залегания до 5–6 км) должно было отразиться и на параметрах рудообразующих флюидов. Исследования флюидных включений в кварце по большинству обсуждаемых месторождений имеются в литературе (табл. 3). По месторождению Павлик приведены наши данные изучения флюидных включений в кварце рудных жил и прожилков.

**Таблица 2.** Состав руд месторождений по простирианию Тенькинского глубинного разлома, мас. %

**Table 2.** Composition of ores from deposits along the Ten'kinsky deep fault, wt %

| Компоненты                          | Месторождения |          |              |        |         |
|-------------------------------------|---------------|----------|--------------|--------|---------|
|                                     | Родионовское  | Дегдекан | Наталкинское | Павлик | Токичан |
| n                                   | 6             | 7        | 5            | 52     | 9       |
| $\text{SiO}_2$                      | 94.35         | 88.07    | 82.64        | 63.69  | 69.92   |
| $\text{TiO}_2$                      | 0.09          | 0.13     | 0.23         | 0.70   | 0.09    |
| $\text{Al}_2\text{O}_3$             | 2.66          | 2.90     | 5.75         | 14.42  | 3.08    |
| $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ | 0.82          | 1.26     | 1.50         | 5.35   | 5.98    |
| $\text{MnO}$                        | 0.02          | 0.023    | 0.04         | 0.12   | 0.18    |
| $\text{MgO}$                        | 0.19          | 0.54     | 0.68         | 1.82   | 0.88    |
| $\text{CaO}$                        | 0.52          | 1.49     | 1.37         | 3.28   | 5.83    |
| $\text{Na}_2\text{O}$               | 0.99          | 0.74     | 1.81         | 3.39   | 0.53    |
| $\text{K}_2\text{O}$                | 0.10          | 0.38     | 0.53         | 2.45   | 0.59    |
| $\text{P}_2\text{O}_5$              | 0.06          | 0.07     | 0.04         | 0.195  | 0.04    |
| $\text{S}_{\text{общ}}$             | 0.15          | 0.34     | 0.39         | 0.43   | 5.48    |
| П.п.п.                              | 0.00          | 1.34     | 0.00         | 0.00   | 0.00    |
| $\Sigma$                            | 99.92         | 97.38    | 94.98        | 95.85  | 92.59   |

Примечание. Рентгено-флуоресцентный анализ, лаборатория ИГЕМ РАН, аналитик А.И. Якушев; п.п.п. – потери при прокаливании; n – количество проб.

Note. X-ray fluorescence analysis, laboratory of IGEM RAS, analyst A.I. Yakushev; п.п.п. – loss on ignition; n is the number of samples.

Таблица 3. Основные параметры флюидов месторождений золота Тенъкинской сдвиговой зоны

Table 3. Main parameters of fluids of gold deposits Ten'ka strike-slip zone

| № п/п | Месторождение       | $T_{\text{гом}}$ , °C | $C$ , мас. %-экв.<br>NaCl | $P$ , бар | Лит. источник               |
|-------|---------------------|-----------------------|---------------------------|-----------|-----------------------------|
| 1     | <b>Павлик</b>       | 125–376               | 1.3–4.7                   | 130–2370  | Наши данные                 |
| 2     | Токичан             | 200–225               | 7.6                       | 400–500   | (Стружков и др., 2008)      |
| 3     | <b>Наталка</b>      | 205–361               | 1.0–7.0                   | 1120–2430 | (Горячев и др., 2008)       |
| 4     | <b>Дегдекан</b>     | 125–320               | 0.5–9.0                   | –         | (Ворошин, 2005)             |
| 5     | <b>Родионовское</b> | 220–280               | 3.0                       | 800–1000  | (Стружков и др., 2008)      |
| 6     | Игуменовское        | 275–338               | 5.1–9.1                   | 300–1720  | (Волков и др., 2016а; 2017) |
| 6     | Игуменовское        | 135–447               | 1.2–8.4                   | 140–2250  | То же                       |

Примечание. Номера соответствуют таковым на рис. 1 и 6; полужирным шрифтом выделены месторождения в оперяющих сдвиго-взбросах и надвигах, обычным шрифтом набраны месторождения, приуроченные к самой зоне Тенъкинского сдвига.

Note. The numbers correspond to those in Fig. 1 and 6; deposits in feathering strike-slip faults and thrust faults are marked in bold; the usual type shows the deposits confined to the Ten'ka strike-slip zone itself.

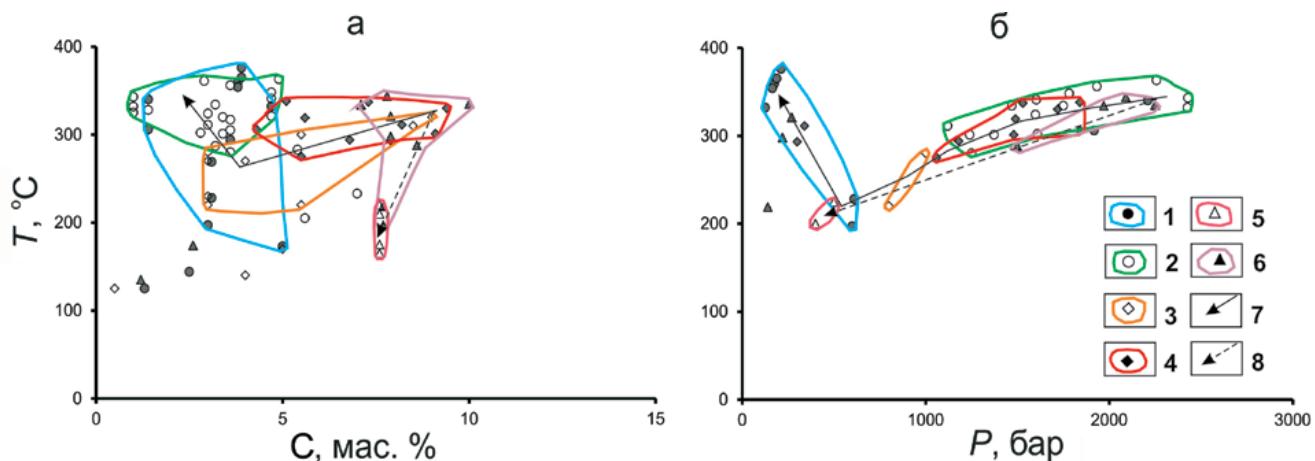


Рис. 7. Диаграммы “температура – соленость” (а) и “температура – давление” (б) для минералообразующих флюидов (результаты определений и их поля для изученных месторождений см. табл. 3).

1 – Павлик, 2 – Наталка, 3 – Дегдекан, 4 – Родионовское, 5 – Токичан, 6 – Игуменовское; 7, 8 – тренды изменения показателей на месторождениях: 7 – стрелка по восстанию рудовмещающих взбросо-сдвигов (Родионовское → Дегдекан → Наталка → Павлик), 8 – стрелка по восстанию структур Тенъкинского сдвига (Игуменовское → Токичан).

Fig. 7. Diagrams “temperature – salinity” (a) and “temperature – pressure” (b) for mineral-forming fluids (the results of determinations and their fields for the studied deposits see Table 3).

1 – Pavlik, 2 – Natalka, 3 – Degdekan, 4 – Rodionovskoe, 5 – Tokichan, 6 – Igumenovskoe; 7, 8 – trends of changes in indicators at deposits: 7 – arrow on the uprising of ore-bearing reverse faults (Rodionovskoe → Degdekan → Natalka → Pavlik), 8 – arrow on the uprising of the structures of the Ten'ka shift (Igumenovskoe → Tokichan).

Если сравнить минералообразующие флюиды на месторождениях региона, то обнаруживается их сходство по основным параметрам: температуре, давлению и солености (см. табл. 3, рис. 7). Иначе говоря, флюиды всех обсуждаемых месторождений могут принадлежать к генетически сходным гидротермальным рудообразующим системам либо к единой региональной флюидной системе. В то

же время, если рассматривать эти месторождения в единой гидротермальной колонне (как показано на рис. 6), можно наблюдать определенные тенденции в изменении этих параметров.

Интерпретируя эти данные (см. рис. 7), можно сделать следующие выводы:

– для показателей “температура–соленость” наблюдаются два разнонаправленных тренда: один – от

Игуменовского к Токичану – характеризует обстановку на разных уровнях рудоподводящего Тенькинского (Омчакского) разлома; второй – для ряда Родионовское–Дегдекан–Наталка–Павлик – показывает изменение параметров в зонах рудоотложения;

– для месторождений Игуменовское–Токичан, характеризующих соответственно нижнюю и верхнюю части рудоподводящего Тенькинского разлома, видно слабое падение солености при резком падении температуры (от 300 до 150°C) и давления (от 2000 до 500 бар);

– в ряду месторождений Родионовское–Дегдекан–Наталка–Павлик при усреднении показателей наблюдается резкое уменьшение солености при более или менее выдержаных температурных параметрах на фоне резкого падения давления;

– в поле “температура–соленость” выделяется наиболее низкотемпературная область (100–150°) с очень низкой соленостью, в которую попадают анализы по Дегдекану, Наталке и Павлику, вероятно отмечающие развитие на этих объектах ассоциаций из остаточных растворов, завершающих гидротермальный процесс;

– в поле “температура–давление” тренды для разных обстановок вначале практически параллельны и близки, но в области низких давлений, для Павлика, Родионовского и Игуменовского месторождений выделяется область, в которой рудообразование происходило при высокой температуре (300–380°), но фактически при минимальном давлении, т.е. в приоткрытых полостях, в отличие от общей части тренда, где параметры соответствуют низким температурам (около 200°), но давлению 600–800 бар.

### Состав рудообразующих флюидов

Рудообразующие флюиды месторождений в черносланцевых толщах Яно-Колымского складчатого пояса, в том числе и большинства рассматриваемых нами объектов, ранее уже был подробно проанализирован (Волков и др., 2016а). Валовый анализ химического состава флюидов из включений показал сходство флюидов изученных месторождений по содержаниям основных компонентов. В то же время некоторые особенности состава флюидов могут свидетельствовать об их закономерной изменчивости в зависимости от обстановки в области рудообразования. Так, среди катионов во флюидах доминировал натрий над калием, причем на Игуменовском и Родионовском месторождениях натрия значительно больше, чем на Наталке и Павлике. Среди анионов на Игуменовском и Родионовском преобладал гидрокарбонат, концентрации которого были существенно выше хлора, а на Наталке и Павлике доминировал хлор. Среди растворенных газов в рудообразую-

щих флюидах преобладала углекислота. Эти данные могут свидетельствовать о латеральной смене состава флюидов.

### ВЫВОДЫ

Проведен анализ рудовмещающих нарушений на золоторудных месторождениях вдоль зоны Тенькинского глубинного разлома, размещенных в песчано-сланцевых породах пермского возраста. Основным типом нарушений здесь являются пологие надвиги и взбросо-сдвиги, выполняющиеся по падению. На основе структурных построений, учитывающих углы падения этих нарушений, реставрирована **гидротермальная колонна**, в нижней части которой располагается месторождение Родионовское, затем Дегдекан, Наталка и в верхней части – Павлик. Общий вертикальный размах такой колонны более 5 км. Проявления, располагающиеся непосредственно в зоне и вблизи рудоподводящего Тенькинского (Омчакского) разлома, имеют сравнительно небольшие масштабы (Игуменовское, Омчак, Токичан), более благоприятны оперяющие рудовмещающие взбросо-надвиговые структуры на удалении 2–5 км от него. На основе этой модели сделан важный вывод, что ниже по уровню месторождения Павлик, являющегося верхней частью колонны, может располагаться крупнообъемное месторождение, подобное Наталке.

В рамках этой структурной модели находит объяснение смена вещественных характеристик, полученных различными аналитическими данными: снизу вверх резко уменьшается соленость рудообразующих флюидов при выдержанных температурных параметрах и на фоне резкого падения давления; в составе анионов наблюдается смена доминирования гидрокарбонатов на хлор; в рудах, на фоне уменьшения содержания кремнезема, закономерно возрастают содержания других петротривенных окислов –  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ <sub>общ</sub>,  $MnO$ ,  $MgO$  и  $K_2O$ . Такие тенденции отражают изменчивость *P-T* характеристик снизу вверх в гидротермальной колонне.

В целом однотипность рудолокализующих структур, сходство минералообразующих флюидов по основным параметрам, геохимическое сходство руд показывают, что эти месторождения – производные **орогенной рудообразующей системы** и подтверждают правомерность их объединение в рамках единой золото-кварцевой формации. Полученные результаты в целом не противоречат метаморфенно-гидротермальной модели формирования золото-кварцевых месторождений Яно-Колымского пояса (Ханчук и др., 2011; Voroshin et al., 2014; Волков и др., 2016а).

Приведенная в статье информация имеет практическое значение для региональных прогнозно-металлогенических построений, поисков и оцен-

ки месторождений золота. Отметим, что рассмотренные в статье рудовмещающие надвиго-взбросо-сдвиговые нарушения развиты и на других подобных золоторудных месторождениях Верхне-Колымской складчатой области (Пиль, Дражное, Бадран и др.). Структурные исследования на таких месторождениях позволяют на ранних поисковых этапах определять позицию объекта в гидротермальной колонне и на этой основе оценивать его потенциал.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Тюкова Е.Э., Сидоров В.А., Мурашов К.Ю., Сидорова Н.В., Земскова М.А. (2017) Новые данные по геологии и геохимии золото-кварцевого месторождения Родионовское (Северо-Восток России). *Геология рудн. месторождений*, **59**(2), 93-112. DOI: 10.7868/S0016777017020071

Волков А.В., Сидоров А.А., Мурашов К.Ю., Сидорова Н.В. (2016б) Новые данные по геохимии руд золото-кварцевого месторождения Родионовское (Северо-Восток России). *Тихоокеан. геология*, **35**(4), 77-85.

Волков А.В., Сидоров В.А., Прокофьев В.Ю., Сидоров А.А. (2009) О полихронности золото-кварцевого месторождения Родионовское (Северо-Восток России). *Докл. АН*, **424**(2), 217-221.

Волков А.В., Сидоров А.А., Савва Н.Е., Прокофьев В.Ю., Колова Е.Е., Савчук Ю.С., Мурашов К.Ю., Сидорова Н.В., Земскова М.И., Аристов В.В., Вольфсон А.А. (2016а) Золото-кварцевые месторождения Яно-Колымского складчатого пояса: геохимические особенности руд и флюидов, условия рудообразования. *Вестн. СВНЦ ДВО РАН*, (3), 3-21.

Ворожбенко Д.В., Григоров С.А., Кушнарев П.И., Кушнарев А.П., Маркевич В.Ю., Токарев В.Н. (2006) Оценка влияния литологических и структурных факторов на распределение золота в рудах Наталкинского золоторудного месторождения. *Руды и металлы*, (3), 49-56.

Ворошин С.В. (2005) Метаморфогенное золото-кварцевое оруденение Верхне-Колымского региона и анализ закономерностей размещения месторождений методами ГИС. Автoref. дис. ... д.г.-м.н. Москва: ИГЕМ РАН. 42 с.

Ворошин С.В., Ньюберри Р.Дж. (2001)  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировки золотого оруденения в Штурмовском рудном узле. *Проблемы геологии и металлогенеза Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий: в 3 т. Материалы XI сессии Северо-Восточного отделения ВМО “Региональная научно-практическая конференция, посвященная 100-летию со дня рождения Ю.А. Билибина”. Т. 2. Металлогенез*. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 159-162. DOI: 10.31857/S0869-56524854468-473

Гамянин Г.Н., Фридовский В.Ю., Викентьева О.В. (2018) Благороднометалльная минерализация Адыча-Тарынской металлогенической зоны: геохимия стабильных изотопов, флюидный режим и условия рудообразования. *Геология и геофизика*, **59**(10), 1586-1605. DOI: 10.1537/GiG20181006

Голубев С.Ю. (2008) Условия локализации рудных тел Наталкинского месторождения золота. *Руды и металлы*, (6), 72-76.

Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. (2002) Наталкинское месторождение – золоторудный гигант России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 250 с.

Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Голуб В.В. (2008) Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-Восток России). *Геология рудн. месторождений*, **50**(5), 414-444.

Государственный доклад. О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2016 и 2017 годах (2018). (Гл. ред. Е.А. Киселев). М.: ФГБУ ВИМС, 372 с.

Литвиненко И.С. (2009) Условия нахождения и типоморфизм самородного золота в рудах Дегдеканского месторождения в черносланцевых толщах. *Геология и геофизика*, **50**(6), 691-697.

Межов С.В. (2000) Геологическое строение Наталкинского золоторудного месторождения. *Колымские ВЕСТИ*, (9), 8-17.

Михайлов Б.К., Стружков С.Ф., Аристов В.В., Наталенко М.В., Цымбалюк Н.В., Тымисов Н.Э., Узюнкоян А.А. (2007). Потенциал золотоносности Яно-Колымской провинции. *Руды и металлы*, (5), 4-17.

Михайлов Б.К., Стружков С.Ф., Наталенко М.В., Цымбалюк Н.В. (2010) Многофакторная модель крупнообъемного золоторудного месторождения Дегдекан (Магаданская область). *Отеч. геология*, (2), 20-31.

Морозов Ю.А. (2002) Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии. *Геотектоника*, (6), 3-24.

Паталаха Е.И. (1985) Тектонофацальный анализ. М.: Недра, 120 с.

Савчук Ю.С., Волков А.В., Аристов В.В., Сидоров В.А., Лямин С.М. (2018) Строение и состав золоторудных залежей месторождения Павлик. *Руды и металлы*, (2), 77-85.

Стружков С.Ф., Кряжев С.Г., Наталенко М.В., Голубев С.Ю. (2008) Отличия золото-кварцевых и золото-полисульфидно-кварцевых месторождений Центральной Колымы по термобарогеохимическим данным. *Материалы ХIII Международной конференции по термобарогеохимии и IV симпозиума APIFIS*. М.: ИГЕМ РАН, ч. 2, 124-127.

Стружков С.Ф., Наталенко М.В., Остапенко Л.А., Рыжов О.Б., Быстрова А.К., Политов В.К., Блинова Е.В., Кряжев С.Г. (2004) Составление пакетов геологической информации на перспективные объекты Дегдекан, Токичан, Верхний Ат-Юрях. М.: ЦНИГРИ.

Стружков С.Ф., Наталенко М.В., Цымбалюк Н.В. (2009) Уникальные золоторудные регионы Витватерсранд (ЮАР) и Центрально-Колымский (Россия) – сопоставительный анализ. *Минеральные ресурсы России. Экономика и управление*, (4), 72-81.

Тюкова Е.Э., Ворошин С.В. (2007) Состав и парагенезисы арсенопирита в месторождениях и вмещающих породах Верхне-Колымского региона (к интерпретации генезиса сульфидных ассоциаций). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 107 с.

Фирсов Л.В. (1985) Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса. Новосибирск: Наука, 216 с.

Фридовский В.Ю. (2002) Структуры золоторудных полей и месторождений Яно-Колымского рудного по-

яса (Восточная Якутия – территория Верхояно-Колымской коллизионной области). *Металлогенезия рядов коллизионных геодинамических обстановок*. Т. 1. М.: ГЕОС, 6-241.

Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Никитенко Е.М., Кузьмина Т.В., Баринов Н.Н. (2011) Распределение благородных металлов в черных сланцах золоторудного месторождения Дегдекан (Северо-Восток России). *Тихоокеан. геология*, **30**(2), 3-11.

Шахтыров В.Г. (1997) Тенькинский глубинный разлом: тектоническая позиция, инфраструктура, рудоносность. *Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Азии*. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 62-64.

Шахтыров В. Г. (2009) Структурные парагенезисы в зоне Тенькинского глубинного разлома (Яно-Колымская складчатая система). *Естеств. и техн. науки*, (6), 313-319.

Эз В.В. (1978) Структурная геология метаморфических комплексов. М: Недра, 191с.

Bierlein F.P., Groves D.I., Goldfarb R.J., Dubé B. (2006) Lithospheric controls on the formation of provinces hosting giant orogenic gold deposits. *Miner. Depos.* **40**, 874-886.

Electronic Internet Source: [www.nedrady.ru](http://www.nedrady.ru)

Electronic Internet Source: [www.polyus.ru](http://www.polyus.ru)

Electronic Internet Source: [www.arlan.ru](http://www.arlan.ru)

Goldfarb R.J., Taylor R.D., Collins G.S., Goryachev N.A., Orlandini O.F. (2014) Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia. *Gondwana Res.*, **25**, 48-102.

Groves D.I., Goldfarb R.J., Santosh M. (2016) The conjunction of factors that lead to formation of giant gold provinces and deposits in non-arc settings. *Geosci. Front.* **7**, 303-314.

Riedel W. (1929) Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen. *Zentral-blatt fur Mineralogie, Geologie und Paleontologie*, 354-368.

Voroshin S.V., Newberry R.J., Layer P.W. (2004)  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of Au-quartz mineralization in the Upper Kolyma Region (Magadan Oblast, Russia). *Metallogeny of the Pacific Northwest: Tectonics, Magmatism and Metallogeny of Active Continental Margins: Proc. of the Interim IAGOD Conf.*, Vladivostok: Dalnauka, 568-571.

Voroshin, S.V., Tyukova, E.E., Gibsher N.A. (2006) Metamorphism of Sulfides and Gangue Quartz at the Degdekan and Gol'tsovsky Gold Deposits, Magadan Oblast. *Geol. Ore Deposits*. **48**(3), 215-236.

Voroshin S.V., Tyukova E.E., Newberry R.J., Layer P.W. (2014) Orogenic gold and rare metal deposits of the Upper Kolyma District, Northeastern Russia: Relation to igneous rocks, timing, and metal assemblages. *Ore Geol. Rev.*, **62**, 1-24.

**REFERENCES**

Bierlein F.P., Groves D.I., Goldfarb R.J., Dubé B. (2006) Lithospheric controls on the formation of provinces hosting giant orogenic gold deposits. *Miner. Depos.* **40**, 874-886.

Electronic Internet Source: [www.nedrady.ru](http://www.nedrady.ru)

Electronic Internet Source: [www.polyus.ru](http://www.polyus.ru)

Electronic Internet Source: [www.arlan.ru](http://www.arlan.ru)

Ez V.V. (1978) Structural geology of metamorphic complex-  
es. Moscow, Nedra Publ., 191 p. (In Russ.)

Firsov L.V. (1985) Gold-quartz formation of the Yano-Kolyma belt. Novosibirsk, Nauka Publ., 216 p. (In Russ.)

Fridovsky V.Yu. (2002) Structures of gold ore fields and deposits of the Yano-Kolyma ore belt (Eastern Yakutia – the territory of the Verkhoyansk-Kolyma collision area). *Metallogeny of series of collisional geodynamic settings*. Т. 1. Moscow, GEOS Publ., 6-241. (In Russ.)

Gamyanin G.N., Fridovskii V.Yu., Vikent'eva O.V. (2018) Noble metal mineralization of the Adycha-Taryn metallogenic zone: geochemistry of stable isotopes, fluid regime and conditions of ore formation. *Geol. Geofiz.*, **59**(10), 1586-1605. (In Russ.). DOI: 10.15372/GiG20181006

Goldfarb R.J., Taylor R.D., Collins G.S., Goryachev N.A., Orlandini O.F. (2014) Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia. *Gondwana Res.*, **25**, 48-102.

Golubev S.Yu. (2008) Conditions of localization of ore bodies of the Natalka gold deposit. *Rudy i Metally*, (6), 72-76. (In Russ.)

Goncharov V.I., Voroshin S.V., Sidorov V.A. (2002) The Natalka deposit is a gold ore giant in Russia. Magadan, SVKNII FEB RAS, 250 p. (In Russ.)

Goryachev N.A., Vikent'eva O.V., Bortnikov N.S., Prokof'ev V.Yu., Alpatov V.A., Golub V.V. (2008) World-class Natalka gold ore deposit: REE distribution, fluid inclusions, stable oxygen isotopes and ore formation conditions (North-East of Russia). *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **50**(5), 414-444. (In Russ.)

Groves D.I., Goldfarb R.J., Santosh M. (2016) The conjunction of factors that lead to formation of giant gold provinces and deposits in non-arc settings. *Geosci. Front.* **7**, 303-314.

Khanchuk A.I., Plyusnina L.P., Nikitenko E.M., Kuzmina T.V., Barinov N.N. (2011) Distribution of precious metals in black shales of the Degdekan gold deposit (North-East of Russia). *Tikhookean. Geol.*, **30**(2), 3-11. (In Russ.)

Litvinenko I.S. (2009) Conditions of occurrence and typomorphism of native gold in the ores of the Degdekan deposit in black shale strata. *Geol. Geoiz.*, **50**(6), 691-697. (In Russ.)

Mezhov S.V. (2000) Geological structure of the Natalka gold deposit. *Kolymskie VESTI*, 9, 8-17. (In Russ.).

Mikhailov B.K., Mikhailov B.K., Struzhkov S.F., Aristov V.V., Natalenko M.V., Tsymbalyuk N.V., Tyamisov N.E., Uzyunkoyan A.A. (2007) *Rudy i Metally*, 5, 4-17. (In Russ.)

Mikhailov B.K., Struzhkov S.F., Natalenko M.V., Tsymbalyuk N.V. (2010) Multivariate model of the Degdekan large-volume gold deposit (Magadan region). *Otech. Geol.*, **2**, 20-31. (In Russ.)

Morozov Yu.A. (2002) Structural role of transpression and transtension. *Geotektonika*, 6, 3-24. (In Russ.).

Patalakha E.I. (1985) Tectonofacial analysis. Moscow, Nedra Publ., 120 p. (In Russ.)

Riedel W. (1929) Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen. *Zentral-blatt fur Mineralogie, Geologie und Paleontologie*, 354-368.

Savchuk Yu.S., Volkov A.V., Aristov V.V., Sidorov V.A., Lyamin S.M. (2018) Structure and composition of gold deposits of the Pavlik deposit. *Rudy i Metally*, 2, 77-85. (In Russ.)

Shakhtyrov V.G. (1997) Ten'kinsky deep fault: tectonic position, infrastructure, ore content. Geological structure,

magmatism and minerals of Northeast Asia. Magadan, SVKNII FEB RAS, 62-64. (In Russ.)

Shakhtyrov V.G. (2009) Structural parageneses in the zone of the Ten'ka deep fault (Yano-Kolyma folded system). *Estestvennye i Tekhnicheskie Nauki* (6), 313-319. (In Russ.)

State report. On the state and use of mineral resources of the Russian Federation since 2016 and 2017 (2018). (Ch. ed. E.A. Kiselev) Moscow: FGBU VIMS Publ., 372 p. (In Russ.)

Struzhkov S.F., Kryazhev S.G., Natalenko M.V., Golubev S.Yu. (2008) Differences between gold-quartz and gold-poly-sulfide-quartz deposits of Central Kolyma according to thermobarogeochimical data. *Proc. of the XIII International Conference on Thermobarogeochimistry and IV APIFIS Symposium*. Moscow, IGEM RAS, 2, 124-127. (In Russ.)

Struzhkov S.F., Natalenko M.V., Ostapenko L.A., Ryazhov O.B., Bystrova A.K., Politov V.K., Blinova E.V., Kryazhev S.G. (2004) Compilation of packages of geological information for the promising objects Degdekan, Tokichan, Upper At-Yuryakh. Moscow, TsNIGRI. (In Russ., unpublished)

Struzhkov S.F., Natalenko M.V., Tsymbalyuk N.V. (2009) Unique gold ore regions Witwatersrand (South Africa) and Central Kolymsky (Russia) – comparative analysis. *Mineral'nye resursy Rossii. Ekonomika i Upravlenie*, (4), 72-81. (In Russ.)

Tyukova E.E., Voroshin S.V. (2007) Composition and parageneses of arsenopyrite in deposits and host rocks of the Upper Kolyma region (on the interpretation of the genesis of sulfide associations). Magadan, SVKNII FEB RAS, 107 p. (In Russ.)

Volkov A.V., Prokof'ev V.Yu., Tyukova E.E., Sidorov V.A., Murashov K.Yu., Sidorova N.V., Zemskova M.A. (2017) New data on geology and geochemistry of the Rodionovskoye gold-quartz deposit (North-East of Russia). *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **59**(2), 93-112. (In Russ.)

Volkov A.V., Sidorov A.A., Murashov K.Yu., Sidorova N.V. (2016b) New data on the geochemistry of ores of the Rodionovskoye gold-quartz deposit (North-East of Russia). *Tikhookean. Geol.*, 35 (4), 77-85. (In Russ.)

Volkov A.V., Sidorov V.A., Prokof'ev V.Yu., Sidorov A.A. (2009) On the polychronism of the Rodionovskoye gold-quartz deposit (North-East of Russia). *Dokl. Akad. Nauk*. **424**(2), 217-221. (In Russ.)

Volkov A.V., Sidorov A.A., Savva N.E., Prokof'ev V.Yu., Kolova E.E., Savchuk Yu.S., Murashov K.Yu., Sidorova N.V., Zemskova M.A., Aristov V.V., Wol'fson A.A. (2016a) Gold-quartz deposits of the Yano-Kolyma fold belt: geochemical features of ores and fluids, conditions of ore formation. *Vestn. SVNTs FEB RAS*, 3, 3-21. (In Russ.)

Voroshin S.V. (2005) Metamorphogenic gold-quartz mineralization of the Upper Kolyma region and analysis of regularities in the distribution of deposits using well logging methods. Diss. Doct. of geol. and min. sci. diss. Moscow, IGEM RAS. 42 p. (In Russ.)

Voroshin S.V., Newberry R.J. (2001)  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of gold mineralization in the Shturmovskiy ore cluster. *Problems of geology and metallogeny of Northeast Asia at the turn of the millennium. In 3 vol. Proc. of the XI session of the North-Eastern branch of WMO "Regional scientific and practical conference dedicated to the 100th anniversary of the birth of Yu.A. Bilibin"*, 2001. V. 2. Metallageny. Magadan, SVKNII FEB RAS, 159-162. (In Russ.). DOI: 10.31857/S0869-56524854468-473

Voroshin S.V., Newberry R.J., Layer P.W. (2004)  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of Au-quartz mineralization in the Upper Kolyma Region (Magadan Oblast, Russia). *Metallogeny of the Pacific Northwest: Tectonics, Magmatism and Metallogeny of Active Continental Margins: Proc. of the Intern. IAGOD Conf.* Vladivostok: Dalnauka Publ., 568-571.

Voroshin S.V., Tyukova E.E., Gibsher N.A. (2006) Metamorphism of Sulfides and Gangue Quartz at the Degdekan and Gol'tsovsky Gold Deposits, Magadan Oblast. *Geol. Ore Deposits*. **48**(3), 215-236.

Voroshin S.V., Tyukova E.E., Newberry R.J., Layer P.W. (2014) Orogenic gold and rare metal deposits of the Upper Kolyma District, Northeastern Russia: Relation to igneous rocks, timing, and metal assemblages. *Ore Geol. Rev.*, **62**, 1-24.

Vorozhbenko D.V., Grigorov S.A., Kushnarev P.I., Kushnarev A.P., Markevich V.Yu., Tokarev V.N. (2006) Assessment of the influence of lithological and structural factors on the distribution of gold in the ores of the Nataalka gold deposit. *Rudy i Metally*, (3), 49-56. (In Russ.)

## Геофизические характеристики месторождения золота Белая Гора (Хабаровский край)

М. Ю. Носырев, А. Ю. Юрчук

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, 680000, г. Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65, e-mail: ns04lck@yandex.ru

Поступила в редакцию 25.06.2021 г., принятая к печати 03.09.2021 г.

**Объект исследования.** В пределах Белогорского золоторудного поля и месторождения золота Белая гора выполнено изучение геофизических полей и физических свойств гидротермально измененных пород и руд. **Материалы и методы.** В рассмотрение были вовлечены данные по магнитному полю, распределению электрического сопротивления и поляризуемости, полученные по результатам наземных съемок, а также результаты изучения магнитной восприимчивости, кажущегося электрического сопротивления и поляризуемости образцов из канав и керна скважин. Выполнен анализ пространственного соотношения особенностей геофизических полей и золотой минерализации. Проанализированы особенности физических свойств пород в зависимости от интенсивности и типа наложенных гидротермальных изменений и содержаний золота. **Результаты.** Показано существенное уменьшение магнитной восприимчивости для всех измененных пород рудного поля. Отмечено различие электрического сопротивления и поляризуемости для гидротермально измененных пород дорудного этапа и рудоносных метасоматитов. Первые при относительно повышенном электрическом сопротивлении обладают максимально высокой (в пределах рудного поля) поляризуемостью, вторые характеризуются еще более высоким сопротивлением, но поляризуемость при этом существенно уменьшается, оставаясь слабо повышенной относительно неизмененных пород. Эти закономерности определяют геофизические характеристики рудного поля и месторождения. Золоторудное поле характеризуется существенным понижением интенсивности магнитного поля, площадной аномалией повышенной поляризуемости и в целом повышенным кажущимся электрическим сопротивлением. На этом фоне собственно месторождение как область, охватывающая рудные тела, в целом характеризуется еще более интенсивным повышением кажущегося электрического сопротивления и относительным понижением поляризуемости на ее общем высоком фоне. **Выводы.** На основании выполненных исследований предложена геофизическая модель месторождения золота Белая Гора, которая может быть использована как эталон при проектировании геофизических работ и интерпретации геофизических данных в процессе поисков эпимерального золотого оруденения в пределах вулканотектонических структур Нижне-Амурского региона.

**Ключевые слова:** золото, месторождение, Белая Гора, геофизическая аномалия, поляризуемость, электрическое сопротивление

## Geophysical characteristics of the Belya Gora gold deposit (Khabarovsk Krai, Russia)

Mikhail Yu. Nosyrev, Anton Yu. Yurchuk

Institute of Tectonics and Geophysics of Far East Branch of Russian Academy of Science, 65 Kim Yu Chen st, Khabarovsk 680000, Russia, e-mail: ns04lck@yandex.ru

Received 25.06.2021, accepted 03.09.2021

**Research subject.** The geophysical fields and physical properties of altered gold-bearing rocks within the Belogorskoye ore field and the Belya Gora gold deposit located in the Khabarovsk Krai. **Materials and methods.** Magnetic field and the distribution of electrical resistivity and polarisability obtained during land-based surveys as well as magnetic susceptibility, apparent electrical resistivity and polarisability of the samples from trenches and drilling cores have been studied. The analysis of the spatial correlation of the features of geophysical fields and gold mineralisation has been carried out. The physical properties of rocks are analysed depending on the intensity and type of superimposed hydrothermal alterations and gold content. **Results.** A significant decrease of magnetic susceptibility for all types of altered rock is indicated. Differences in electrical resistivity and polarisability are observed for hydrothermally altered rocks of the pre-ore stage and ore-bearing metasomatises. The former, with a relatively increased electrical resistance, have the highest polarisability (within the

**Для цитирования:** Носырев М.Ю., Юрчук А.Ю. (2022) Геофизические характеристики месторождения золота Белая Гора (Хабаровский край). *Литосфера*, 22(1), 118-134. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-1-118-134>

**For citation:** Nosyrev M.Yu., Yurchuk A.Yu. (2022) Geophysical characteristics of the Belya Gora gold deposit (Khabarovsk Krai, Russia). *Lithosphere (Russia)*, 22(1), 118-134. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-1-118-134>

ore field), while the latter are characterised by an even higher resistance, but with the significant decrease in polarisability, which remains slightly elevated relative to unaltered rocks. These patterns also determine the geophysical characteristics of the ore field and deposit. The gold ore field is characterised by a significant decrease in the magnetic field intensity, an areal anomaly of increased polarisability, and, in general, an increased apparent electrical resistance. The deposit itself, as an area covering ore bodies, is generally characterised by an even more intensive increase in apparent electrical resistivity and a relative decrease in polarisability against its generally high background. *Conclusions.* Based on the performed research, a geophysical model of the Belya Gora gold deposit is proposed, which may be used as a reference during the planning of geophysical works and the interpretation of geophysical data during the exploration works for epithermal gold mineralisation within the volcanic-tectonic structures in the Nizhne-Amursky region.

**Keywords:** gold, Belya Gora deposit, geophysical anomaly, polarisability, electrical resistivity

#### Acknowledgements

The authors are grateful to the management of the Belya Gora LLC and RDM LLC for agreeing to use some of their materials, and to V.V. Kosyatov for his support during the work.

## ВВЕДЕНИЕ

Последние 10–15 лет характеризуются значительным расширением поисковых работ на золото в пределах Сихотэ-Алинского региона. Это привело к открытию ряда новых месторождений различных типов, в том числе эпимеральных в вулканогенных структурах Нижне-Амурского региона. Потенциал последних здесь далеко не исчерпан, и перспективы открытия новых месторождений золота достаточно высоки.

Также важной особенностью последних лет является возрастание роли геофизических методов в общем комплексе поисковых работ. Это связано как с появлением новых технологий геофизического изучения недр, так и с новыми возможностями обработки геофизической информации и более ясным пониманием отдельных геофизических особенностей, характерных для того или иного типа золотой минерализации. Поэтому представляется актуальным рассмотрение геофизических характеристик известных месторождений как основы для интерпретации геофизических данных при ведении поисковых работ.

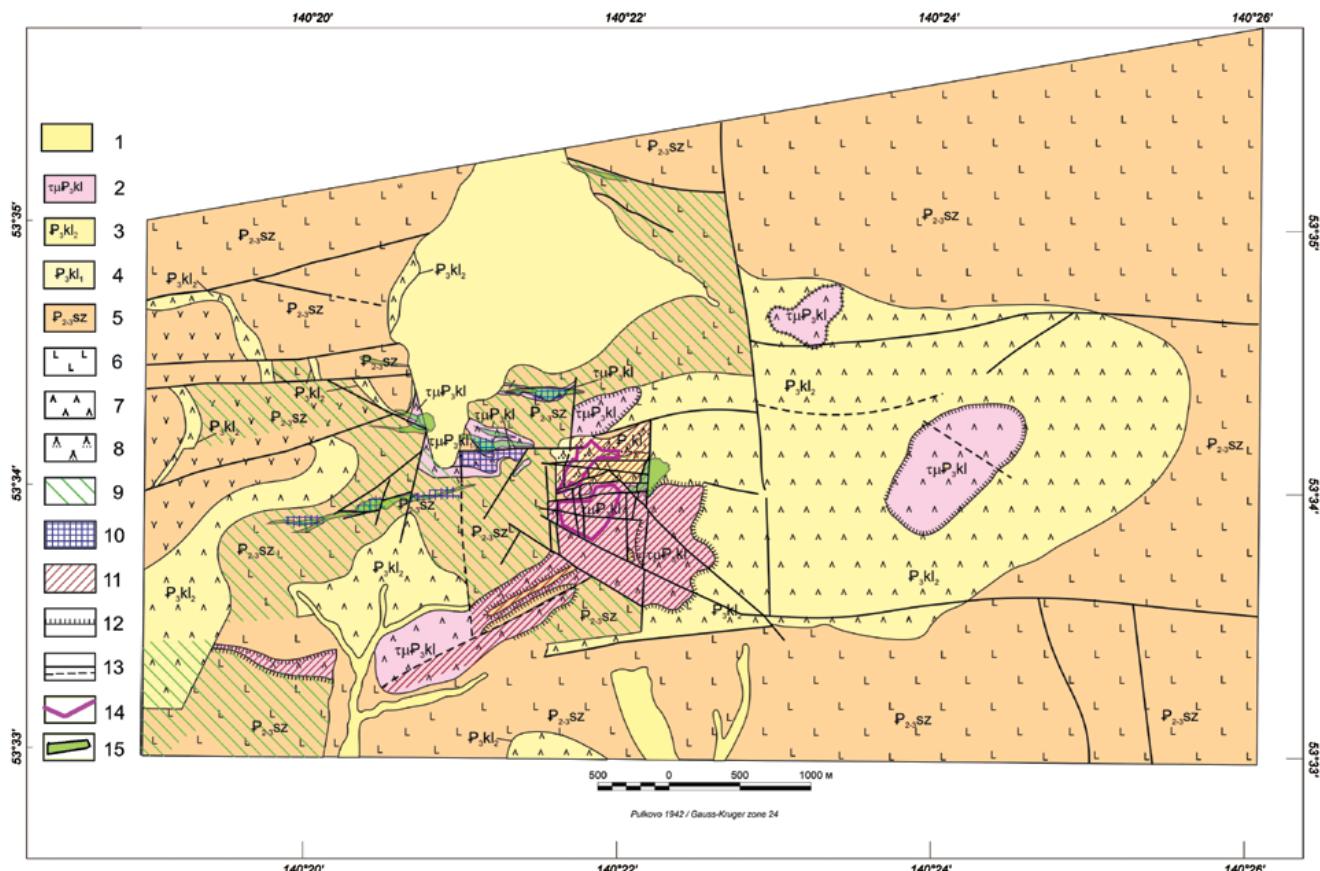
Одним из наиболее изученных геофизическими методами золоторудных эпимеральных объектов в Хабаровском крае является месторождение Белая Гора. В определенной мере оно может быть одним из эталонов при развитии работ в Нижнем Приамурье. На месторождении проводились геофизические работы как в 80-е гг. прошлого столетия, так и на новом этапе разведки и поисков в 2000-е гг. Также в последние годы получены новые данные о физических свойствах золотоносных образований и гидротермально измененных пород месторождения, которые подтверждают и объясняют геофизические аномалии рудного поля. В целом эти материалы указывают на возможность эффектив-

ного использования геофизических методов для поисков золотого оруденения и нуждаются в обобщении, дополнительной обработке и анализе для понимания подхода к интерпретации геофизических данных при проведении поисковых работ в вулканогенных структурах.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение золота Белая Гора находится в Николаевском районе Хабаровского края в 55 км к северо-востоку от г. Николаевск-на-Амуре. Оно расположено в Нижне-Амурском золоторудном районе Прибрежной структурно-металлогенической зоны, соответствующем северному окончанию Восточно-Сихоте-Алинского вулканического пояса (Нижне-Амурская вулканическая зона) (Ван-Ван-Е и др., 1992; Моисеенко, Эйриш, 1996; Металлогения..., 2000). В пределах пояса активно проявился базальтовый вулканизм, в котором выделяются эоценовый и олигоценовый этапы. Во временном промежутке между ними образованы небольшие по объему относительно кислые породы эоцен-олигоценового колчанского комплекса, который характеризуется преобладаниями экструзивных разностей. Здесь выделяется (Михайлов, 1979) крупный вулканотектонический грабен в сводовой части куполовидного поднятия. Грабен (вулканотектоническая депрессия) ограничен субширотными и субмеридиональными нарушениями. Выполнен базальтоидами, риолитами и дациами. Геологическая карта части грабена, где расположено месторождение Белая Гора, представлена на рис. 1.

Собственно Белогорское месторождение расположено преимущественно внутри сохранившегося вулканического некка размером  $850 \times 750$  м, сло-



**Рис. 1.** Геологическая карта Белогорского золоторудного поля (по материалам ООО “Белая Гора”).

1 – четвертичная система; 2–8 – палеогеновая система: 2 – колчанский комплекс (дациты, эксплозивные брекчии смешанного состава, трахиадациты); 3, 4 – колчанская свита: 3 – верхняя толща (дациты), 4 – нижняя толща (туфы смешанного состава); 5–8 – сизиманская толща: 5 – базальты, туфы базальтов, 6 – базальты, 7 – дакиты, 8 – туфы смешанного состава; 9–11 – вторичные изменения: 9 – пропилитизация, 10 – окварцевание, 11 – вторичные кварциты; 12 – границы экструзивных тел; 13 – разрывные нарушения достоверные и предполагаемые; 14 – контур месторождения Белая Гора; 15 – прочие минерализованные зоны.

**Fig. 1.** Geological map of Belya Gora gold-ore field.

1 – The Quaternary; 2–8 – Paleogene system: 2 – Kolchan complex (dacite, explosive breccia various content, trachydacit); 3, 4 – Kolchan suite: 3 – upper part (dacite), 4 – lower part (various tuffs); 5–8 – Sizimanskaya series: 5 – basalt, basaltic tuff; 6 – basalt, 7 – dacite, 8 – various tuff; 9–11 – alterations: 9 – propylitization; 10 – silicification; 11 – secondary quartzite; 12 – boundaries of extrusion bodies; 13 – valid and inferred faults; 14 – Belya Gora gold deposit; 15 – other mineralized zones.

женного дакитами, который обрамляют окологорловые лавовые брекчии и агломераты. Небольшая часть золотой минерализации локализуется также в покровных фациях вулканитов палеогенового возраста. Вулканиты рассматриваются в составе колчанской свиты одноименного комплекса. Кроме некка выделяются субвулканические тела с пологими кровлей и подошвой. С белогорским палеовулканом связаны покровы туфов, туффитов, дакитов, лав трахитового и трахиадацитового состава, относящихся к колчанской свите и сохранившихся от размыва к востоку от некка. Перечисленные

образования располагаются в поле эоценовых базальтов и андезибазальтов сизиманской толщи. Завершают разрез базальтоиды миоценового возраста (кизинская свита).

Рудовмещающие кислые и умеренно-кислые вулканиты формировались в три этапа (Мартынов, 1978; Мартынов и др., 1985). На первом этапе образовались покровы риолитовых лав, комагматичные им экструзии и субвулканические тела; на втором – эфузивы субщелочных риодакитов и плагиориолитов; на третьем – покровы, экструзии и субвулканические интрузии андезидацитов.

Общее залегание покровных вулканогенных образований пологое, местами незначительно осложненное малоамплитудными смещениями отдельных блоков покровов и экструзий. Основные структуры рудного поля определяются первично-вулканогенными формами эфузивных комплексов.

Среди разрывных нарушений преобладают крутопадающие разломы северо-восточного простирания; в меньшей степени проявлены широтные и северо-западные нарушения. Сочленение трех указанных систем разломов определяет положение белогорского некка. Вдоль северо-восточных разломов формировались дайки трахитов и эруптивных брекчий.

Рудное поле (около 8 км<sup>2</sup>) охватывает некк и прижерловые фации вулканитов, которые интенсивно гидротермально изменены.

Золоторудная минерализация месторождения ассоциирует со штокверкообразным кварцевым прожилкованием и отчасти с маломощными не-протяженными жилами, развитыми в жерловых (некк), прижерловых вулканитах и телах различных брекчий (в том числе вулканогенных). Предрудное трещинообразование в обстановке литологической неоднородности и тектонической блоковости Белогорского палеовулкана предопределило образование рудных тел без четких геологических границ, со сложной морфологией и неравномерной интенсивностью прожилкования в локальных частях постройки и в целом на глубину. В риодатах главного некка и побочных жерловинах устанавливаются сложно взаимосвязанные штокверкообразные тела различно ориентированных прожилков, а в прижерловых вулканитах – их пологие залежеобразные участки и разнотипные брекчии с кварцевым цементом (Иванов, 1987).

Породы рудного поля интенсивно изменены гидротермальными процессами. В соответствии с существующими представлениями (Мельникова, Мельников, 1969; Мельников, Мельникова, 1970; Мельникова, 1976; Иванов, 1978, 1987; Гуменюк, 1987; Мишин, 1999; Мишин, Бердников, 2010), гидротермально измененные породы Белогорского золоторудного поля можно объединить в три большие группы, отвечающие трем стадиям гидротермального процесса.

Первая стадия – предрудная, кислотного выщелачивания – привела к образованию пропилитов карбонат-хлоритового состава по базальтам и андезибазальтам сизиманской толщи. Пропилиты интенсивно пиритизированы. Эта стадия также характеризуется образованием вторичных кварцитов, которые не содержат золота (Мишин 1999; Мишин Бердников, 2010). Температура декриптизации включений в кварце этого этапа равна 380–420 °C. Золото в рудах указанной стадии тонкодисперсное и мелкое (0.01–0.10 мм), встречается в виде нерав-

номерной вкрапленности. По Л.Ф. Мишину (1999), вторичные кварциты этого этапа являлись экраном для последующих рудоносных растворов.

Вторая стадия – продуктивная, сульфидно-золото-кварцевая – представлена кварцем с золотом, пиритом, серебром и минералами серебра – кераргиритом и аргентитом. Температура гомогенизации включений в кварце колеблется в широком интервале – 395–180 °C. Золото откладывалось позже кристаллизации основной массы кварца. Жилы и прожилки минералов продуктивной стадии сопровождаются окологильными серицитацией или березитизацией (Мельникова, Мельников, 1969; Мельников, Мельникова, 1970; Мельникова, 1976). Окаторудные метасоматиты, в отличие от вторично-кварцитовой шляпы, сложены калийсодержащими минералами (адуляром, гидрослюдой, серицитом, ортоклазом, биотитом) с заметным уменьшением роли кварца (Мишин, 1991; Мишин, Бердников, 2010; Моисеенко, Эйриш, 1996). По существующим представлениям, можно выделить две группы рудных гидротермалитов: кварц-сериицитовые метасоматиты и разнообразные “вторичные кварциты” (каолинитовые, гидрослюдистые и др.). Последние назывались так в соответствии с представлениями Э.П. Хохлова, их характеристика дана в сводном отчете по результатам работ на Белогорском рудном поле в 1976–1982 гг. Он выделял серицит-адуляровую, гидрослюдисто-сериицитовую, диккитовую, монокварцевую фации. В более поздних работах (2010–2015 гг.) эти породы также назывались “вторичные кварциты” с различным соотношением кварца, адуляра, каолинита, гидрослюд.

Содержание сульфидов в рудах, среди которых более 99% приходится на пирит, составляет около 0.7–1.0%. Помимо пирита в рудах отмечены зерна халькопирита, сфалерита и галенита. Содержание серы не превышает 0.6%. Все это позволяет отнести руды к убогосульфидному типу.

Для большинства месторождений рудный процесс является завершающей стадией развития гидротермальной системы, который сдвинут по времени и накладывается на продукты ранней, объемной метасоматической стадии. Рудный процесс более локализован в пространстве и проходит при участии преимущественно водного минерализованного флюида, большую роль в котором играют магматические растворы (Мишин 1999; Мишин Бердников, 2010).

Рядом авторов на месторождении выделяется также третья – послерудная – стадия (Мельникова, Мельников, 1969; Иванов, 1978, 1987). В этот период образовывались халцедон, мелкокристаллический или халцедоновидный кварц, карбонаты, а также прожилки мелкозернистого пирита и крупное (1–3 мм), вероятно, переотложенное золото. В пропилитизированных андезибазальтах встре-

чаются кварц-карбонатные прожилки с пиритом. Температура гомогенизации включений составляет от 240–150 до 80°C.

Стадийность гидротермального процесса подтверждается результатами изучения электрических свойств пиритов месторождения. Эти материалы приведены в отчете Геофизической экспедиции ПГО “Дальгеология” за 1984 г. (Охранчук и др., 1984). Изучение термоЭДС пиритов позволяет выделить три их типа, отвечающие двум стадиям гидротермального процесса. Первая – дорудная – характеризуется образованием продуктов площадного гидротермального изменения – пропилитов – и вторичных кварцитов с пиритом n-типа. Вторая стадия – рудная – соответствует образованию золотоносных минеральных ассоциаций и характеризуется развитием пирита р-типа, который делится на две подгруппы с различными значениями термоЭДС. На основании имеющихся данных мы не можем с уверенностью связать эти подгруппы с какими-либо минеральными ассоциациями, но наличие пиритов дорудного и рудного этапов этими данными подтверждается уверенно. По крайней мере, определено установлено, что пирит первой дорудной стадии по типу проводимости является пиритом n-типа, тогда как пирит в минеральных ассоциациях второй и третьей стадий – пиритом r-типа. Согласно существующим представлениям, проводимость n-типа характерна для пиритов, образовавшихся в более высокотемпературных условиях (Пшеничкин, 1977).

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В статье выполнен анализ как физических свойств горных пород, изученных на образцах керна скважин и образцах с поверхности, так и данных различных геофизических методов, реализованных в разные годы на месторождении Белая Гора.

Физические свойства пород района этого месторождения изучались на протяжении 60 лет при геолого-съемочных и поисково-разведочных работах. Далее использованы результаты двух этапов работ: данные из отчета Геофизической экспедиции ПГО “Дальгеология” (Охранчук и др., 1984) и данные специального изучения физических свойств руд и гидротермально измененных пород, выполненного нами в 2018 г.

В 1979–1984 гг. петрофизические параметры были получены как по измерению образцов керна скважин и поверхности, так и по данным электрокаротажа (зонд A0.5M2N). Магнитную восприимчивость и остаточную намагниченность пород определяли на приборах ИМВ-2 и МА-21 соответственно. Поляризумость образцов изучали с помощью четырехэлектродной установки на предварительно замоченных на 3 суток образцах.

В 2018 г. измерения геоэлектрических параметров образцов керна проводили четырехэлектродной установкой АМ = MN = NB = 15 мм, электроразведочным комплектом аппаратуры в составе измерителя ELREC Lite и генератора IP-L для лабораторных измерений электрического сопротивления и вызванной поляризации компании IRIS Instruments ([www.iris-instruments.com](http://www.iris-instruments.com)).

Эффект вызванной поляризации исследовали во временном режиме. Форма первичного сигнала – разнополярный прямоугольный импульс через паузу той же длительности. В качестве меры, характеризующей степень поляризумости образцов керна, использовалась заряжаемость (chargeability), измеряемая в мВ/В. Погрешность измерений геоэлектрических параметров не более 4%.

В отличие от предыдущих исследований в 2018 г. изучено много золотоносных образцов, что позволило дополнительно обозначить особенности распределения физических параметров в связи с содержаниями золота. В настоящей статье все эти данные переобработаны и сгруппированы в соответствии с изложенными представлениями о породах и метасоматитах Белогорского рудного поля.

Месторождение золота Белая Гора неплохо изучено разнообразными геофизическими методами. В 80-е гг. прошлого века здесь выполнены площадные работы масштаба 1 : 10 000: магниторазведка по сети 100 × 10 м, метод срединного градиента в модификации вызванной поляризации (СГ-ВП) по сети 100 × 20 м при длине приемной линии 40 м. В качестве генератора использовалась генераторная группа станции ВПС-63, измеритель ВПС-63. Режим измерений: 1 мин зарядки, через 0.5 с – измерение. Эти данные нами оцифрованы и на этой основе построены новые карты. Некоторые из них с соответствующим указанием источника использованы в настоящей работе. Также в эти годы пройдены профили вертикального электрического зондирования с измерением вызванной поляризации (ВЭЗ-ВП). При этом применялся измеритель ЭВП-601. Режим измерений импульсный, 12 с зарядки, 24 с – пауза. В 2000-е гг. дополнительно сделаны профили электрического зондирования с трехэлектродной установкой типа АМ $\infty$  с размером диполя MN = 50 м и шагом изменения расстояния АМ = 50 м при общем количестве разносов, равном 10. Это обеспечило изучение разреза до глубины 300 м. При работах задействованы аппаратура компании IRIS Instruments, генератор VIP-5000 и измеритель ErlecPro, режим измерений – разнополярные импульсы длительностью 2 с. Также реализован метод СГ-ВП по более редкой сети (200 × 40 м) для подтверждения и более точной локализации электроразведочных аномалий. Использовалась аппаратура “Мэри”, режим измерений – 2-секундные разнополярные импульсы.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

### Петрофизическая характеристика пород Белогорского рудного поля

В целом опыт использования петрофизики при поисках и оценке рудных месторождений различного типа и генезиса можно рассматривать в рамках двух подходов (Носырев, 1993):

- 1) петрофизическое обеспечение интерпретации геофизических данных;
- 2) использование собственно петрофизических данных для решения самостоятельных геологических задач.

В обоих случаях речь идет о выявлении и изучении петрофизических неоднородностей части геологического пространства. Однако в первом случае используются дистанционные геофизические методы, исследуются физические поля геологических образований в естественном залегании, а контактные методы, т. е. собственно изучение образцов горных пород, служит основой интерпретации геофизических полей, идентификации геологической природы геофизических аномалий. Во втором случае речь идет о применении данных, полученных непосредственно контактным способом. Необходимость второго подхода определяется группой задач, которые принципиально не могут быть решены дистанционными методами. Иными словами, существуют такие петрофизические неоднородности геологических объектов, которые не могут быть выявлены по результатам измерения физических полей. Причин этого достаточно: относительно малое различие в физических свойствах, глубина залегания петрофизических неоднородностей, во многих ситуациях практическая невозможность выделения из общего геофизического поля составляющих, связанных с представляющими интерес объектами. Кроме того, имеется ряд информативных петрофизических характеристик, которые вообще не могут быть измерены иначе чем контактным способом.

Исследование физических свойств пород Белогорского рудного поля выполнено в основном для решения первой рассмотренной задачи (обеспечение интерпретации), правильного понимания и подтверждения природы физических неоднородностей, выделяемых дистанционными методами. Также имеющийся материал позволил наметить особенности физических свойств пород, которые, возможно, и не могут быть выявлены наземными методами, но дают важную информацию для понимания общей схемы изменения физических свойств пород при формировании месторождения и особенностей золотоносных образований. Сводные данные по физическим свойствам пород приведены в табл. 1.

Характеристика неизмененных пород очевидна. Для базальтов главными особенностями являются

высокая магнитная восприимчивость, средняя или слабоповышенная поляризумость (5.0–5.5%) и пониженное электрическое сопротивление. Данные по неизмененным породам колчанской свиты и соответствующего комплекса за пределами рудного поля взяты из работы (Физические свойства..., 1987) и характеризуют только плотность и магнитные параметры.

Гидротермально измененные породы сильно отличаются по физическим свойствам от неизмененных. В соответствии с рассмотренными представлениями, далее все они для анализа физических свойств разбиты на две группы: гидротермально измененные породы дорудного этапа (пропилитизированные и пиритизированные базальты) и гидротермально измененные породы рудного этапа.

Прежде всего, отметим, что для всех гидротермально измененных пород рудного поля наблюдается значительное снижение магнитной восприимчивости. Это вывод не новый и рассматривался ранее (Охранчук и др., 1984). Однако далее показано, что в зависимости от типа гидротермальных изменений также отмечается слабая дифференциация магнитной восприимчивости. По остальным петрофизическим параметрам особенностью первой группы является повышенная поляризумость пород при низком электрическом сопротивлении.

Изученные гидротермально измененные золотоносные породы рудного этапа устойчиво по всем параметрам делятся на три подгруппы. Первая далее называется кварц-золото-сульфидными гидротермалитами. Сюда вошли все золотосодержащие образцы, которые по визуальному определению исполнителей работ характеризовались как “вторичные кварциты” с различным соотношением кварца, адуляра, каолинита, гидрослюд. Эти породы в сводном отчете по результатам работ на Белогорском рудном поле в 1976–1982 гг. Э.П. Хохлов именовал так же (Хохлов, 1983). Мы не нашли оснований разделять их более дробно, исходя из значительной близости физических свойств по разным группам. Они характеризуются повышенным электрическим сопротивлением, относительно невысокой, близкой к фоновой, поляризумостью, очень низкой магнитной восприимчивостью. Повышенное содержание кварца в данных гидротермально измененных породах объясняет все эти параметры. Данные образцы характеризуют главное рудное тело месторождения Штокверк.

Одновременно выделяется другая группа золотоносных образований, определенная визуально как кварц-сернистые метасоматиты. Они обладают более низким электрическим сопротивлением, аномально высокой поляризумостью и низкой (см. табл. 1), но относительно повышенной (на  $48 \times 10^{-5}$  ед. СИ) против гидротермально измененных пород первой группы магнитной восприимчивостью. Слабое, но устойчивое повышение магнит-

Таблица 1. Электрические и магнитные свойства горных пород Белогорского золоторудного поля

Table 1. Electrical and magnetic properties of Belya Gora gold field

| Описание породы   | Место отбора | Электрическое сопротивление, Ом·м |         |      | Электрическая поляризуемость |     |      | Магнитная восприимчивость |              | Содержание золота, г/т |
|---|--------------|-----------------------------------|---------|------|------------------------------|-----|------|---------------------------|--------------|------------------------|
|   |              | n                                 | Каротаж | Обр. | n                            | %   | мВ/В | n                         | $10^{-5}$ СИ |                        |
| Неизмененные породы, за пределами рудного поля, на флангах                      |              |                                   |         |      |                              |     |      |                           |              |                        |
| <b>1. Сизиманская свита</b>   |              |                                   |         |      |                              |     |      |                           |              |                        |
| Базальты плотные  | Скв.         | 27                                |         | 257  | 27                           |     | 4.7  |                           |              | 0.08                   |
| Базальты пористые   | Скв.         | 16                                |         | 139  | 16                           |     | 6.9  |                           |              |                        |
| Базальты плотные  | Скв.         | 340                               | 230     |      |                              |     |      |                           |              |                        |
| Базальты пористые   | Скв.         | 310                               | 40      |      |                              |     |      |                           |              |                        |
| Средние базальты  | Пов.         |                                   |         |      |                              |     |      | 415                       | 932          |                        |
| <b>2. Колчанская свита</b><br>дациты, дацилопариты, туфы                        | Пов.         |                                   |         |      |                              |     |      | 1050                      | 375          |                        |
| <b>3. Колчанский комплекс</b><br>дациты   | Пов.         |                                   |         |      |                              |     |      | 61                        | 643          |                        |
| Гидротермально измененные породы, предрудная стадия                             |              |                                   |         |      |                              |     |      |                           |              |                        |
| Базальты, андезибазальты пропилитизированные с сульфидами                       | Скв.         |                                   |         | 386  | 14                           |     |      |                           |              |                        |
|   | Скв.         | 20                                |         | 150  | 20                           |     | 9.98 | 20                        | 23           | 0.37                   |
| Гидротермально измененные породы, рудная стадия                                 |              |                                   |         |      |                              |     |      |                           |              |                        |
| Сульфидно-золото-кварцевые  | Скв.         | 224                               |         | 316  | 224                          |     | 4.48 | 224                       | 4            | 1.34                   |
|   | Скв.         | 430                               | 740     |      | 95                           | 6.5 |      |                           |              |                        |
| Брекчии   | Скв.         | 14                                |         | 435  | 14                           |     | 3.6  |                           |              | 0.116                  |
| Кварц-серicitовые с сульфидами сульфидами                                       | Скв.         | 78                                |         | 208  | 78                           |     | 11.2 | 78                        | 52           | 1.05                   |
| Метасоматиты каолин-гидрослюдистые по туфам смешанного состава (залежь Пологая) | Скв.         | 35                                |         | 217  | 35                           |     | 7.0  | 35                        | 24           | 1.12                   |
| Дациты гидротермально измененные, рудная, пострудная (?) стадии, без золота     | Скв.         | 950                               | 1280    |      | 111                          | 6.5 |      | 115                       | 5            |                        |

Примечание. Везде приведено среднее значение петрофизического параметра; n – количество образцов в выборке или точек по каротажу; скв. – данные измерений по скважине (каротаж, керн); пов. – данные по образцам с поверхности. Таблица составлена на основании авторских данных с дополнениями по (Физические..., 1987) и отчету Геофизической экспедиции ПГО “Даль-геология” (Охранчук и др., 1984 г.).

Note. Everywhere the average value of the petrophysical parameter is given; n is the number of samples in the sample or log points; скв. – measurement data for the well (logging, core); пов. – data on samples from the surface. The table was compiled on the basis of the author's data with additions according to (Physical..., 1987) and the report of the Geophysical Expedition “Dalgeologia” (Okhranchuk et al., 1984).

ной восприимчивости, очевидно, связано с наличием сульфидов и уменьшением количества кварца в породе. При этом среднее содержание золота в образцах обеих групп близкое (1.3 и 1.4 г/т соответственно). В объемном отношении гидротермально измененных пород второй подгруппы гораздо меньше, чем первой. По нашим данным, они более характерны для краевой части рудного тела,

его нижних горизонтов. Возможно, здесь мы имеем дело с гидротермально измененными породами с меньшей степенью окварцевания или развитыми по другим породам. Все сказанное относится к золотосодержащим породам основного рудного тела Штокверк, развитого в пределах тела дацитов.

Третья подгруппа золотоносных гидротермально измененных пород развита по туфам смешан-

ного состава и представляет залежь Пологую, которая содержит не более 10% запасов месторождения. Их отличительной особенностью является слабо пониженное электрическое сопротивление (217 Ом·м) и слабо повышенная поляризуемость (7 мВ/В).

Помимо изначального состава и структуры пород решающую роль для их электрических свойств играют два минерала, формирующиеся при гидротермальных изменениях: кварц и пирит. Первый влияет на электрическое сопротивление и в небольшой степени – на поляризуемость (через пористость), второй – практически только на поляризуемость. Анализ, основанный на визуальном определении концентраций пирита в изученных образцах, показывает очевидную вещь – увеличение значений поляризуемости с возрастанием концентраций пирита. Так, среднее значение поляризуемости для 222 образцов, в которых визуально отмечен пирит, составляет 8.42 мВ/В, а среднее для 186 образцов, где пирит визуально не отмечен, равняется 3.82 мВ/В. Однако, по имеющимся данным какую-либо количественную зависимость установить трудно, что в первую очередь связано с визуальным определением количества пирита (рис. 2).

Можно сказать, что для пород с минимальным содержанием пирита поляризуемость также минимальна и составляет 3.78 мВ/В. В интервале концентраций пирита от первых десятых до 2% породы обладают примерно одинаковой поляризуемостью – 5.34–6.73 мВ/В. Начиная с 2.5% пирита значения поляризуемости резко возрастают, хотя линейной зависимости не наблюдается и для группы в интервале 2.5–4.4% по 69 образцам среднее равно 11.44 мВ/В. Некоторое уменьшение поляризуемости на максимальных значениях содержаний пирита (более 4.5%) связано с интенсивным окварцеванием. При этом еще раз подчеркнем, что существует несколько генераций пирита, связанных с разными этапами гидротермального изменения пород.

Электрическое сопротивление пород при отсутствии достаточного количества хорошо проводящих минералов определяется в основном их пористостью и влагонасыщенностью. Наложение окварцевания на породы резко снижает их пористость, что приводит к увеличению электрического сопротивления. Количества пирита в породах недостаточно, чтобы значимо влиять на их электрическое сопротивление. Зависимость сопротивления от количества глинистых минералов при визуальном определении последних в нашем случае не установлена.

Наблюдается отчетливая прямая связь между содержанием золота в исследованных образцах и их электрическим сопротивлением. Для изучения этого вопроса выполнен расчет электрических параметров для групп образцов с определенным со-

держанием золота. График зависимости электрических параметров от содержания золота показан на рис. 3. При повышении содержания золота электрическое сопротивление возрастает, что связано с увеличением интенсивности окварцевания пород. С этим же фактором, видимо, в прямой корреляции находится и золото. При этом поведение поляризуемости своеобразно. С возрастанием содержаний отмечается ее повышение от 4.66 до 10.65 мВ/В, а для образцов с максимальным содержанием золота – резкое снижение этого параметра, что также связано с интенсивным окварцеванием пород.

Таким образом, основные тенденции поведения физических свойств пород, важные для понимания физических полей, заключаются в следующем. Гидротермально измененные породы Белогорского рудного поля аномальны с точки зрения всех изученных свойств (магнитная восприимчивость, электрическое сопротивление, электрическая поляризуемость) по отношению к вмещающим породам. Аномальность физических свойств пород обусловлена наложенными гидротермальными изменениями. Значительное уменьшение магнитной восприимчивости характерно для всех гидротермально измененных разностей пород, тогда как в электрических свойствах наблюдается различие для гидротермалитов предрудного и рудного этапов. Оно заключается в относительном уменьшении поляризуемости и увеличении электрического сопротивления для рудоносных образцов на фоне аномально высокой поляризуемости предрудных гидротермалитов и пониженного сопротивления. Также для одной из групп гидротермально измененных пород рудного этапа очень незначительно повышается магнитная восприимчивость, но фактически это может быть значимо только для лабораторных измерений.

В целом имеющиеся результаты указывают, что собственно месторождение и рудное поле являются петрофизической аномалией и должны фиксироваться геофизическими методами.

Заканчивая рассмотрение физических свойств пород Белогорского рудного поля, необходимо затронуть вопрос так называемого масштабного эффекта, или соответствия физических свойств, измеренных в образце, и физических свойств крупных массивов пород в естественном залегании, измеренных геофизическим методами. Это наиболее актуально для электрических свойств (то же касается плотности). Макропустотность массивов горных пород, определяемая степенью их нарушенности (трещиноватостью, дроблением), и их водонасыщенность эффективно влияют на величины измеряемых электрических параметров. Однако, как правило, тенденции соотношения физических свойств пород в образцах и естественном залегании остаются неизменными, хотя их количественное соотношение может меняться.

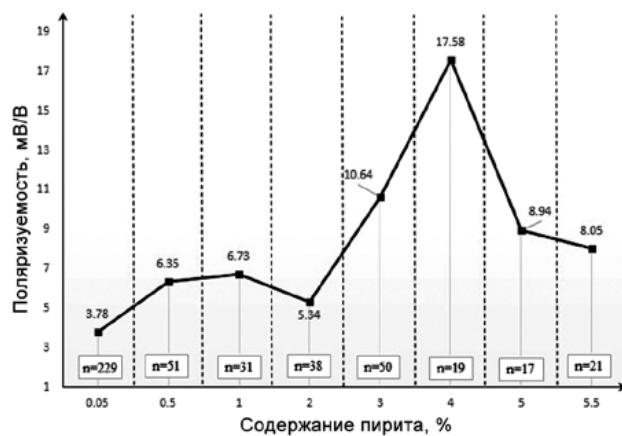


Рис. 2. Зависимость поляризуемости образцов от содержания пирита.

n – количество образцов в выборке на данный интервал содержаний пирита.

Fig. 2. Dependence of chargeability from pyrite concentration in samples.

n – number of samples for the interval of pyrite contents.

## Геофизическая характеристика месторождения

При рассмотрении геофизических особенностей месторождений необходимо иметь в виду два аспекта. Месторождения золота относятся к объектам, полезный компонент которых не создает прямого аномального эффекта в геофизических полях. Для таких объектов использование геофизических методов в целом укладывается в рамки двух направлений. Первое подразумевает выявление геофизическими методами некоторых геологических особенностей (разломов, контактов, геологических тел, сложенных определенными породами, морфологических особенностей геологических тел), которые могут рассматриваться как факторы, благоприятные для локализации золотой минерализации. Второе непосредственно связано с выделением потенциальных минерализованных зон по аномальным геофизическим параметрам развитых в них гидротермально измененных разностей. На практике речь чаще всего идет либо о понижении магнитной восприимчивости и, соответственно, выделении отрицательных магнитных аномалий, либо о повышении поляризуемости за счет появления сульфидных минералов, либо о своеобразном поведении электрического сопротивления.

**Магнитное поле.** Как отмечалось рядом специалистов производственных (отчеты Геофизической экспедиции ПГО “Дальгеология” по Белогорскому золоторудному полю) и научных (Володько-ва, 1999) организаций, рудоносному блоку (рудно-

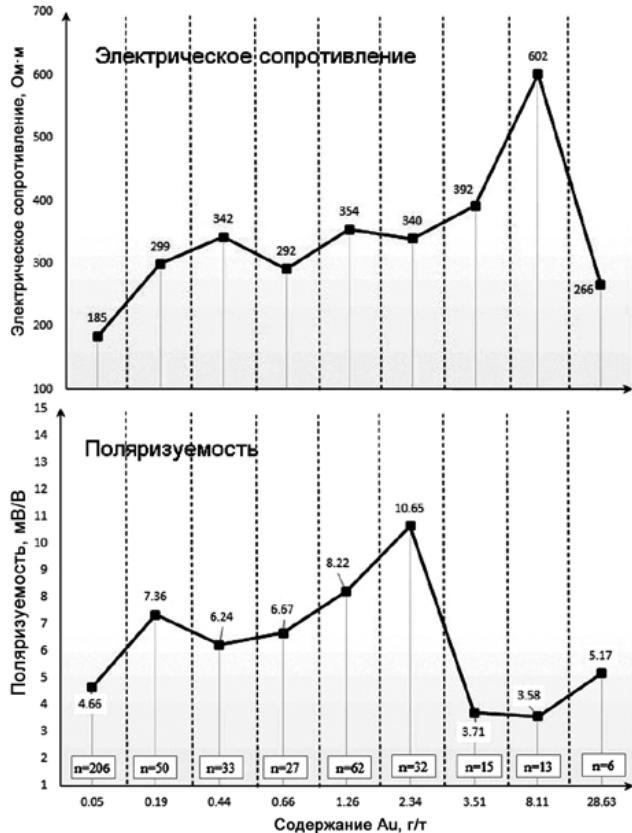


Рис. 3. Зависимость поляризуемости и электрического сопротивления образцов от содержания золота.

n – количество проб в выборке на данный интервал содержания золота.

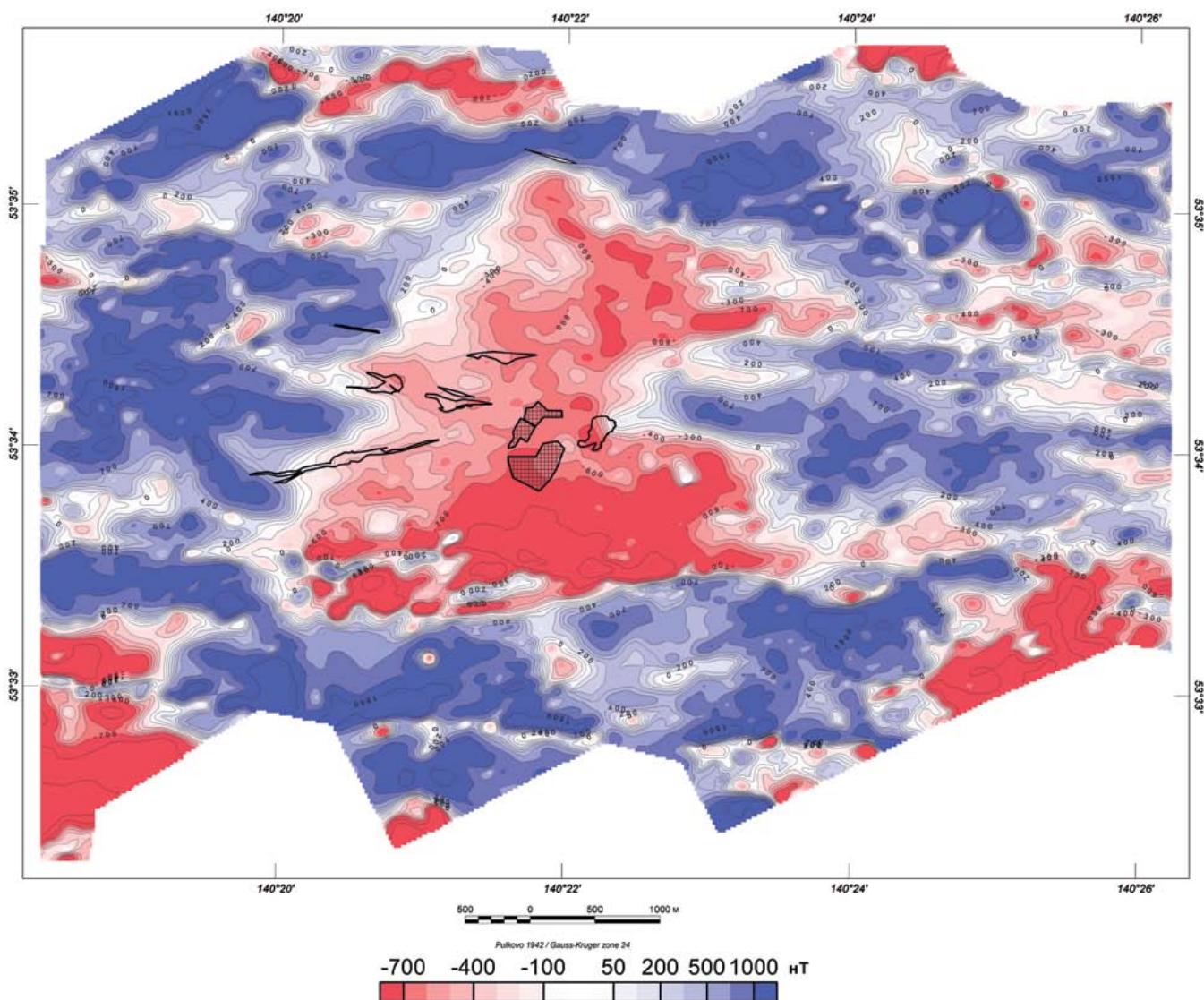
Fig. 3. Dependence of chargeability and resistivity from gold grade in samples.

n – numbers of samples for interval of gold contents (table 2).

му полю) соответствует значительное понижение интенсивности магнитного поля трапециевидной формы. Форма аномалии обусловлена в основном разломами широтной и северо-восточной ориентировки (рис. 4).

Понижение магнитной восприимчивости связано с гидротермальными изменениями пород дорудного и рудного этапов. При этом данная отрицательная магнитная аномалия по размерам во много раз превосходит собственно рудные залежи и характеризует объем, связанный прежде всего с измененными породами дорудного этапа (пропилитизированными андезибазальтами). Выделить на этом фоне аномалии, связанные с минерализованными зонами, практически не представляется возможным.

**Вызванная поляризация.** Рудному полю, охватывающему некк и прижерловые фации вулканитов, которые интенсивно изменены гидротермаль-



**Рис. 4.** Белогорское золоторудное поле. Карта модуля вертикальной составляющей ( $\Delta Z$ ) полного вектора магнитного поля (уровень условный).

Здесь и далее контур с черной штриховкой – проекция на поверхность золоторудных тел месторождения Белая Гора, пустой черный контур – прочие минерализованные зоны.

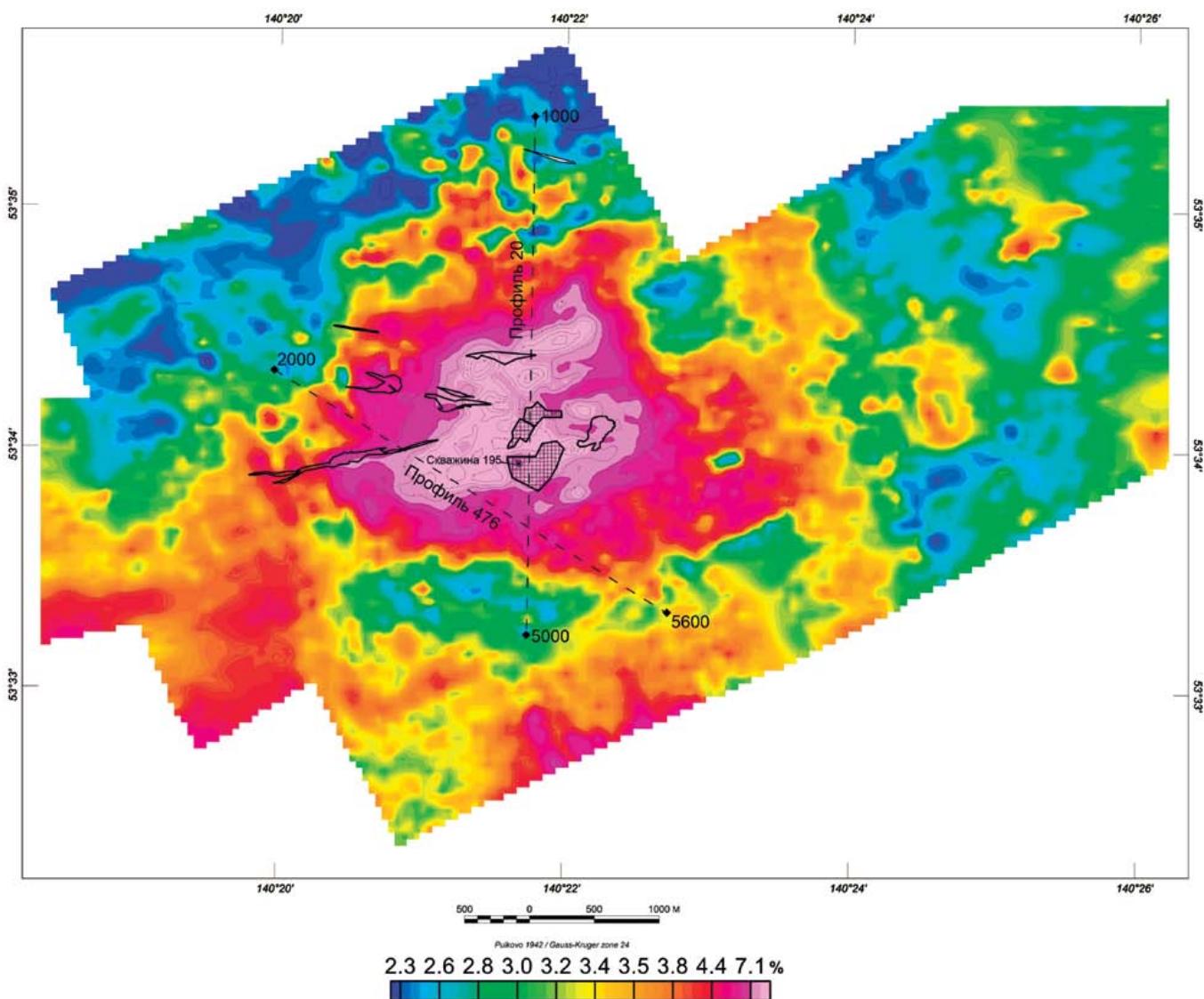
**Fig. 4.** Belya Gora gold-ore field. Map of vertical component ( $\Delta Z$ ) of magnetic field (relative level).

Here and further black hatching – ore bodies of Belya Gora deposit, empty black contour – various mineralized zones.

ными процессами, соответствует площадная аномалия высокой поляризуемости, связанная преимущественно с гидротермально измененными породами дорудного этапа, насыщенными пиритом (рис. 5).

Эта аномалия выделена по данным съемки ВП-СГ и может характеризовать интервал глубин порядка 150–200 м. Распространение аномалии по поляризующихся пород на такую глубину подтверждается и результатами электрического зондирования разных лет.

Однако сама аномалия неоднородна, и имеющийся материал свидетельствует, что собственно рудные тела месторождения и другие минерализованные зоны располагаются в областях относительно понижения поляризуемости, в краевых частях интенсивных повышений данного параметра. Это связано с тем, что гидротермальные изменения рудного этапа в ряде случаев вызывают уменьшения поляризуемости за счет уменьшения общего количества пирита в породах (разрушение раннего пирита) и нового этапа интенсивного окварцевания, умень-



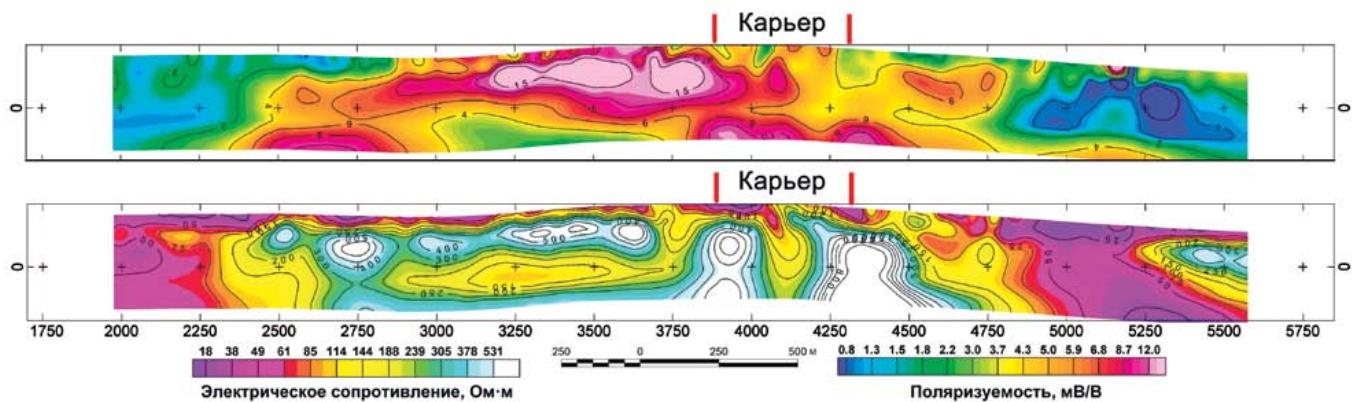
**Рис. 5.** Белогорское золоторудное поле. Карта кажущейся электрической поляризуемости по данным съемки ВП-СГ. Показаны профили электрического зондирования и скв. 195.

**Fig. 5.** Belya Gora gold-ore field. Map of apparent electrical polarizability on the data of gradient survey. Lines of electrical zounding and drillhole 195 are shown.

щающего пористость пород. Это соответствует и низкому содержанию сульфидов в руде, меньшему, чем в гидротермально измененных породах дорудного этапа. Месторождение, минерализованные зоны и разрез по линии 476 показаны на рис. 5, построенным по материалам зондирования 2019 г. (рис. 6).

Этот профиль проходит в 200 м юго-западнее карьера месторождения, на нем отчетливо видно понижение поляризуемости, в контур которого проецируются рудные тела, а также наличие повышенной поляризуемости на глубине. Аналогичная и еще более яркая картина наблюдается по данным ВЭЗ-ВП 1984 г. (рис. 7).

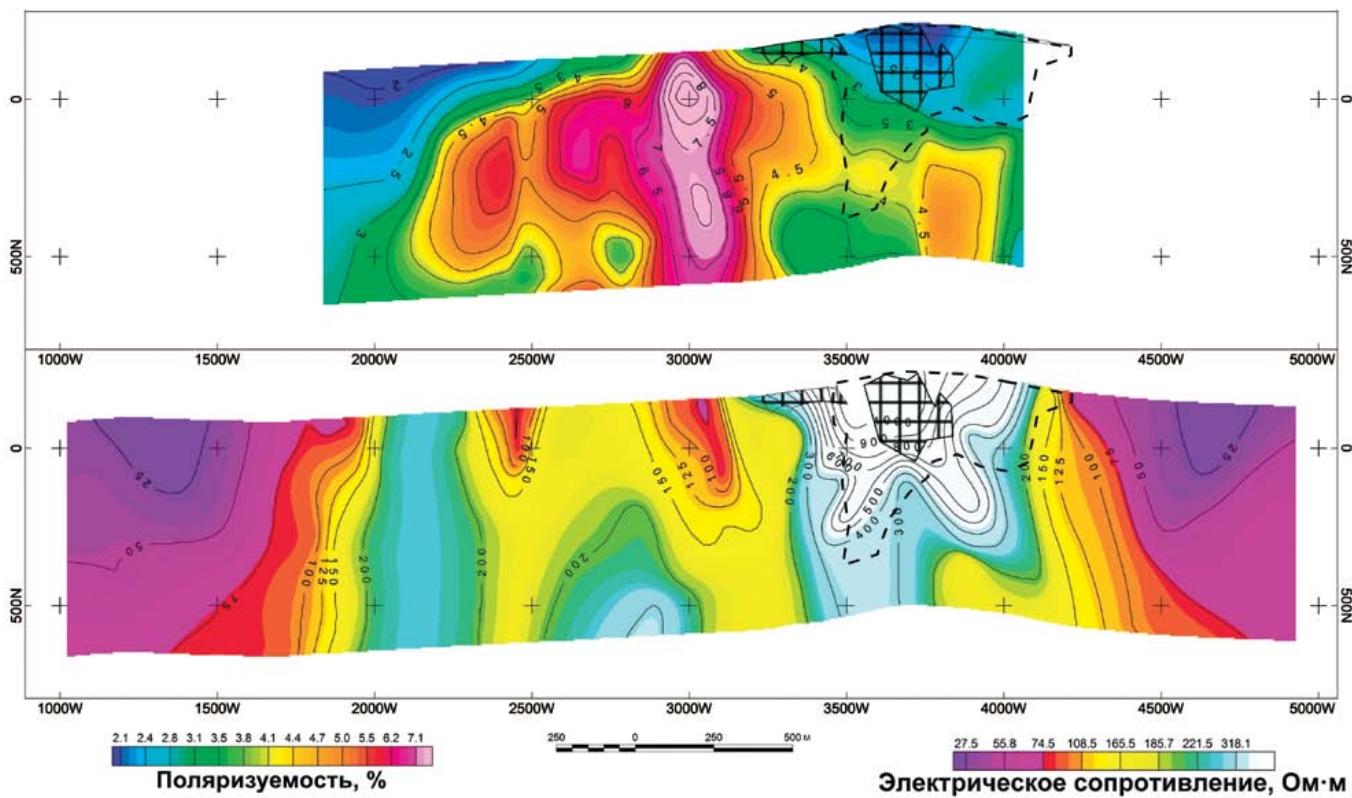
Такое распределение поляризуемости подтверждается и данными каротажа по скважинам (рис. 8). Здесь тоже отчетливо видно, что золотоносные кварц-сульфидные образования обладают относительно меньшей поляризуемостью и большим электрическим сопротивлением, нежели подстилающие их пропилитизированные базальты. Также понятно, что минерализованные образования рудного этапа занимают меньшую по площади область по сравнению с образованиями дорудного этапа, но пространственно сопряжены с ними. Таким образом, золотое оруденение месторождения Белая Гора пространственно локализовано внутри



**Рис. 6.** Геоэлектрические разрезы поляризуемости и электрического сопротивления по линии 476.  
 Положение линии, см. рис. 5. 2D-инверсия выполнена программой ZondRes2D ([www.zond-geo.com](http://www.zond-geo.com)).

**Fig. 6.** Geoelectrical sections of chargeability and electrical resistivity along line 476.

Line location see on Fig. 5. 2D-inversion was performed by ZondRes2D software ([www.zond-geo.com](http://www.zond-geo.com)).

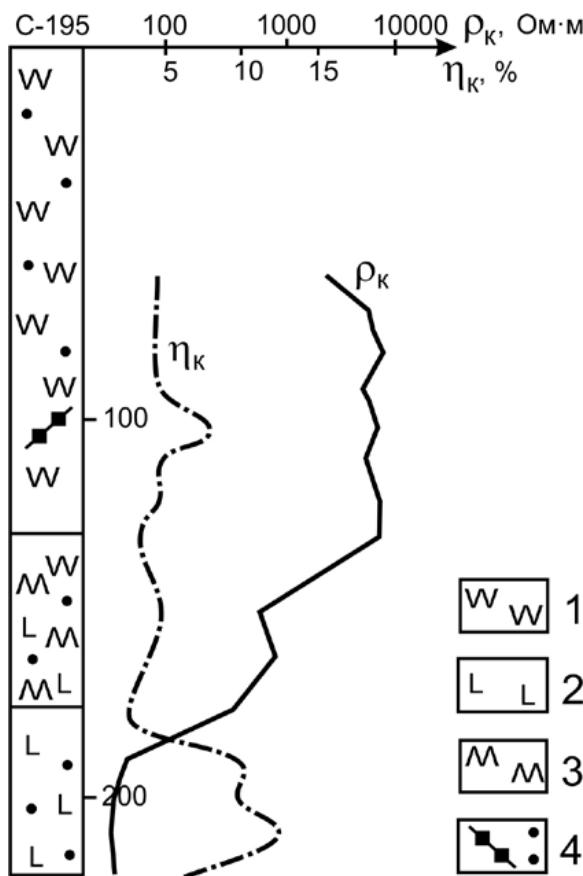


**Рис. 7.** Геоэлектрические разрезы поляризуемости и электрического сопротивления по данным ВЭЗ-ВП по профилю 20 (по материалам Геофизической экспедиции ПГО “Дальгеология”, 1984 г.).

Положение профиля – см. рис. 5. Черная штриховка – рудные тела месторождения, черная штриховая линия – контур экструзии дацитов по геологическим данным.

**Fig. 7.** Geoelectrical sections of polarizability and electrical resistivity on a basic of VEZ-IP data along profile 20 (according to data of Geophysical expedition of PGO “Dalgeologia”, 1984).

Line location see on Fig. 5. Black hatching – ore bodies of Belya Gora deposit, black dash line – boundary of dacite extrusion.



**Рис. 8.** Графики электрического сопротивления ( $\rho_k$ ) и поляризуемости ( $\eta_k$ ) по скв. 195 (см. рис. 5) (по материалам Геофизической экспедиции ПГО “Дальгеология”, 1984 г.).

1 – “вторичные кварциты”, золотоносные; 2 – базальты пропилитизированные; 3 – гидротермально измененные породы; 4 – сульфидизация (прожилковая, вкрапленная).

**Fig. 8.** The graph of electrical resistivity ( $\rho_k$ ) and polarizability ( $\eta_k$ ) for drillhole 195 (see on Fig. 5). (according to data of Geophysical expedition of PGO “Dalgeologia”, 1984).

1 – secondary quartzite, gold bearing; 2 – basalt propylitized; 3 – altered rock; 4 – sulfides (veinlets, impregnation).

крупной аномалии поляризуемости, но в областях относительно пониженных значений этого параметра. Возможно, это в какой-то мере позволяет выделить гидротермально измененные породы рудного этапа.

**Электрическое сопротивление.** Рудному полю также отвечает в целом относительное повышение кажущегося электрического сопротивления (рис. 9), хотя абсолютные его значения остаются невысокими. Однако в отличие от предыдущих физических параметров поведение электри-

ческого сопротивления более сложное, значения более дифференцированы, наблюдается линейность в его распределении, по-видимому связанная с разломами.

Повышение электрического сопротивления связано с окварцованными породами всех этапов и, возможно, в какой-то мере с карбонатизацией заключительных стадий гидротермального процесса. При этом пространственно основное рудное тело месторождения ассоциирует с областью повышенного сопротивления, зона Пологая располагается в области относительного понижения электрического сопротивления, что коррелирует с вмещающими ее туфами (см. рис. 9). Также остальные минерализованные зоны рудного поля в основном пространственно тяготеют к повышениям электрического сопротивления, некоторые из них вытягиваются вдоль зон его относительного понижения, границ высоких и низких значений этого параметра. Вообще пространственная ассоциация минерализованных зон с границами блоков с резко различным уровнем электрического сопротивления характерна для многих гидротермальных месторождений золота (Носырев, 2019). С этой точки зрения, Белогорское рудное поле имеет значительный потенциал для выделения рудовмещающих обстановок на основе анализа распределения электрического сопротивления в его пределах и по периферии.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изучение физических свойств пород месторождения показало специфику неизмененных и гидротермально измененных пород предрудного и рудного этапов и возможность полевых методов геофизики для их картирования. Анализ имеющихся геофизических материалов по рудному полю также подтвердил эти возможности для выделения потенциальных минерализованных зон. Месторождение золота Белая Гора характеризуется контрастными геофизическими параметрами, которые в обобщенном виде сводятся к следующему.

1. Расположение внутри площадной отрицательной магнитной аномалии, отвечающей в целом рудному полю размером около  $8 \text{ км}^2$ . С этой точки зрения Белогорское рудное поле проявлено контрастно за счет изначально сильно магнитных разностей базальтов и андезибазальтов. Более детальную локализацию по данным магниторазведки на уровне минерализованных зон и потенциальных рудных тел внутри общей отрицательной аномалии выполнить затруднительно, поскольку уровень магнитных параметров дорудных и рудных образований практически очень близок.

2. Месторождение Белая Гора расположено в контуре площадной аномалии поляризуемости, развитой до глубины в первые сотни метров. Эта аномалия в плане тесно совпадает с отрицатель-

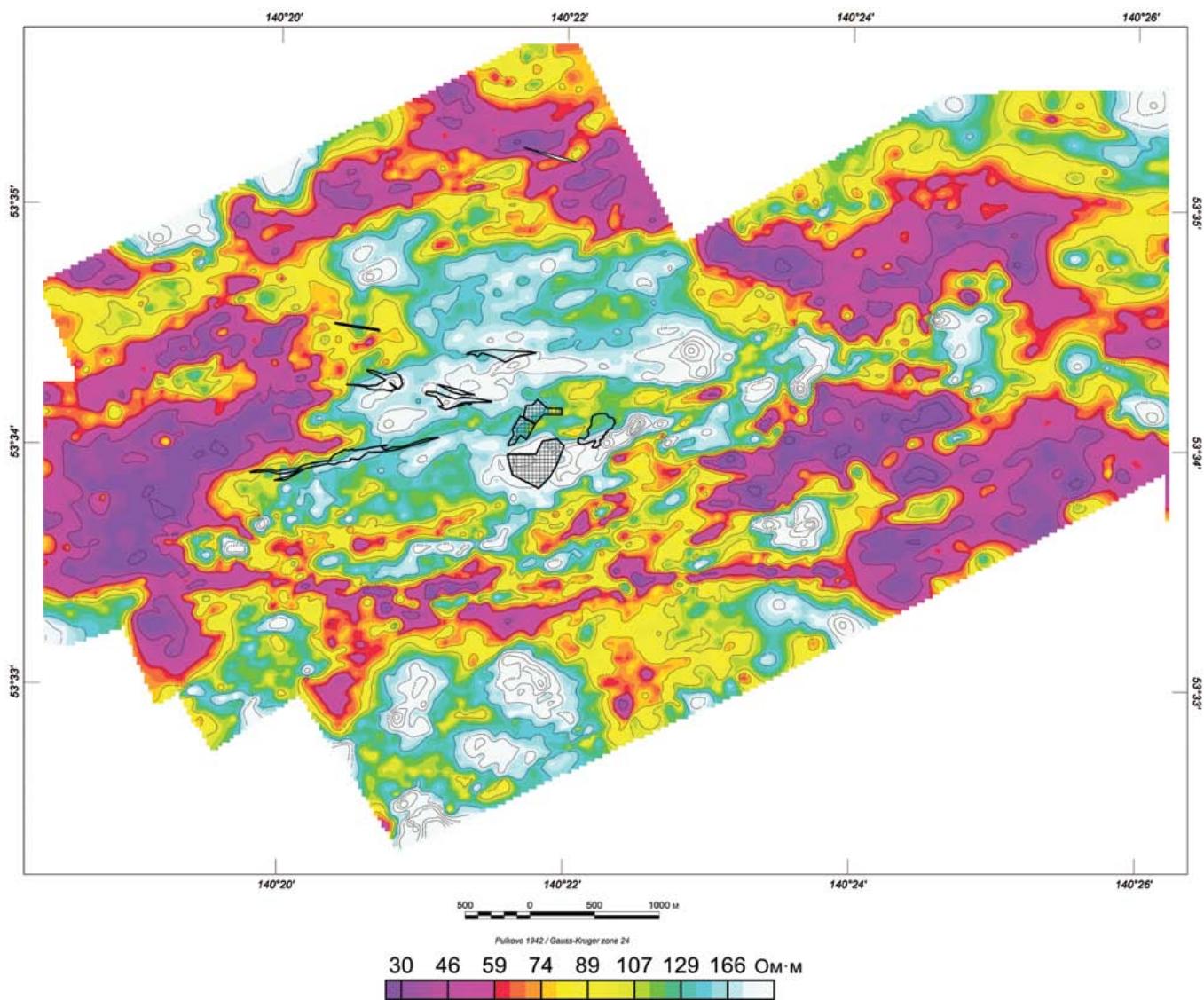


Рис. 9. Белогорское золоторудное поле. Кажущееся электрическое сопротивление по данным съемки ВП-СГ.

Fig. 9. Belya Gora gold-ore field. Map of apparent electrical resistivity on the data of gradient survey.

ной аномалией магнитного поля и также соответствует рудному полю. Аномалия связана с сульфидизацией пород на предрудном этапе гидротермальных изменений (пропилитизация). Сами рудные тела месторождения ассоциируют с относительным понижением поляризуемости, связанным с гидротермально измененными породами рудного этапа. Эти понижения располагаются внутри аномалии или на ее периферии.

3. Рудному полю в целом отвечает система линейных аномалий повышенного электрического сопротивления. Они устойчиво отражают области развития окварцеванных пород. Рудное тело Штокверк тесно ассоциирует с областью аномально высокого электрического сопротивления. При этом

надо заметить, что зоны окварцевания и карбонатизации, связанные уже с послерудным этапом гидротермального изменения пород, также очевидно находят отражение в распределении электрического сопротивления и будут картироваться аномалиями этого параметра.

Полученные характеристики применительно, собственно, к месторождению в значительной степени отвечают рудному телу Штокверк, которое, конечно, содержит основную долю запасов. Однако рудные тела такого типа могут быть не единственными в пределах рудного поля, на что указывает зона Пологая. Возможно наличие минерализации и в слоистом вулканогенном разрезе (туфовых и лавовых разностях). В связи с этим мо-

гут представлять поисковый интерес также области пониженного сопротивления на контакте с высокими его значениями, имеющими линейный характер. В этом случае подразумевается пологое падение таких минерализованных зон.

Помимо месторождения Белая Гора в Нижне-Амурском районе известны еще ряд золотых месторождений и множество рудопроявлений этого типа, а перспективы этого отрезка Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса на выявление таких месторождений высоки. Поэтому анализ геофизических характеристик данного месторождения имеет большую значимость и для их использования при проведении поисковых работ в районе. Рассмотренные признаки, по сути, формируют поисковую геофизическую модель эпимерального месторождения золота, полученную на основе анализа физических полей и подкрепленную изучением физических свойств гидротермально измененных пород. При проведении поисковых работ она должна являться составной частью общей модели, в которую должны входить геологические и геохимические признаки. В связи с этим необходимо сделать несколько замечаний о рассмотренных характеристиках с точки зрения их уникальности и применимости в других геологических ситуациях.

Безусловно, изменение магнитных параметров в результате гидротермальных процессов дает возможность выделения по понижениям магнитного поля больших областей гидротермально измененных пород, в пределах которых наиболее вероятна локализация золотой минерализации. Эти области в общем могут соответствовать рудным полям или отдельным зонам внутри них, но практически всегда их размеры больше собственно минерализованных областей. Наличие и контрастность таких аномалий зависят от типа вулканогенных пород и их магнитной восприимчивости. При наличии минерализации в изначально слабо магнитных породах выделять такие аномалии затруднительно, а иногда и невозможно.

Объемное распределение поляризуемости в рассмотренном случае дало хорошую основу для выделения потенциального рудного поля, что обусловлено сульфидизацией гидротермально измененных пород на предрудном этапе гидротермальных изменений. Данный признак нужно понимать так, что вероятность нахождения минерализованных зон, месторождений в пределах таких аномалий и по их периферии существенно выше, чем вне них. Однако собственно минерализация локализуется в относительных понижениях этого параметра, на границе контрастных аномальных зон. Также важно заметить, что для эпимеральных золотых месторождений это не очень характерный признак и чаще рудные поля такого типа характеризуются или очень слабо повышенной поляризуемостью или вообще не выделяются по этому параметру.

Можно определенно утверждать, что минерализованные зоны должны быть расположены в пределах областей повышенного электрического сопротивления или на их контрастных границах. Полагаем, что это более универсальный признак, который должен наблюдаться на многих эпимеральных месторождениях. Однако разделение аномалий высокого электрического сопротивления на продуктивные и непродуктивные затруднительно, поскольку окварцевание характерно для всех этапов гидротермального процесса, в том числе предрудного (вплоть до образования вторичных кварцитов в случае Белой Горы). Разделить их по геофизическим данным сложно, хотя окварцованные породы предрудного этапа занимают небольшой объем и в этом смысле уступают окварцованным породам рудного этапа.

Таким образом, изучение геофизическими методами трех рассмотренных физических параметров, а именно магнитной восприимчивости, электрического сопротивления и поляризуемости, выявление пространственных закономерностей их распределения и соотношения актуальны при проведении поисковых работ на золотое оруденение в Нижне-Амурском золоторудном районе. Общий подход к интерпретации выделяемых физических неоднородностей в рамках поискового направления мы изложили в этой статье на примере месторождения Белая Гора. Ранее при изучении месторождений золота и других металлов мы рассматривали возможность выделения геофизическими методами ореолов гидротермально измененных пород предрудного этапа (Носырев, 1993). Как правило, подобные области характеризуются наибольшим контрастом физических свойств по сравнению с окружающими породами и обладают размерами, в десятки раз превышающими собственно рудные тела. Эти области, при параметрах традиционно используемых в практике работ поисковых сетей, могут выделяться уверенно и рассматриваться как участки концентрации детальных поисковых работ. С учетом типа вмещающих пород и гидротермальных изменений внутри и по периферии таких областей должны намечаться локальные участки, геофизические характеристики которых близки к параметрам минерализованных участков или указывают на наличие гидротермально измененных пород рудного этапа, фиксируют структурные особенности и геологические тела, благоприятные для локализации оруденения.

## ВЫВОДЫ

В результате проведенного исследования можно сформулировать следующие основные выводы.

1. Месторождение золота Белая Гора и Белогорское золоторудное поле с точки зрения распределения магнитных и электрических свойств пород мо-

гут рассматриваться как петрофизическая аномалия на фоне вмещающих пород.

2. Аномальность физических свойств связана с преобразованием пород в результате наложения гидротермальных изменений. При этом для продуктов предрудного и рудного этапов физические свойства пород различаются, что позволяет выделять внутри рудного поля потенциальные минерализованные зоны.

3. Уровень изменения физических свойств достаточночен для того, чтобы выделять такие аномалии (петрофизические неоднородности) геофизическими методами. И рудное поле, и месторождение выделяются отчетливыми геофизическими аномалиями в соответствии с закономерностями, выявленными при изучении физических свойств.

4. Полученные характеристики могут быть распространены на эптермальные золоторудные месторождения района и рассматриваться как составная геофизическая часть общей поисковой модели при проведении работ. При этом необходим анализ ее применимости и возможных трансформаций с учетом специфики геологических особенностей и исходных физических свойств вмещающих пород на различных поисковых площадях.

6. Проведенная работа будет способствовать повышению эффективности использования геофизических методов при поисках месторождений золота в Нижне-Амурском золоторудном районе.

## Благодарности

Авторы признательны руководству компании ООО “Белая Гора” и ООО “РДМ” за согласие на использование некоторых принадлежащих ей материалов, а также ведущему геологу департамента геологоразведки ООО “РДМ” В.В. Косятову за поддержку при проведении работ.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ван Ван Е.А.П., Орлова Т.А., Невструев В.Г., Пельцман И.С. (1992) Атлас многофакторных моделей золоторудных месторождений Дальнего Востока. Хабаровск: ДВИМС, 139 с.

Волodyкова Т.В. (1999) Гамма-спектрометрические поля и распределение золото-редкометального оруднения в Нижне-Амурском регионе. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 244 с.

Гуменюк В.А. (1987) Рудная минералогическая зональность на золото-серебряном месторождении во вторичных кварцитах (Нижнее Приамурье). Минералогия рудных районов Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР 1987, 75-82.

Гуменюк В.А., Глюк Д.С. (1981) О природе рудно-метасоматической зональности золото-серебряных месторождений. Докл. АН СССР, 269(1), 179-183.

Иванов В.В. (1978) Физико-химические условия рудоотложения на позднепалеогеновых рудопроявлениях Нижнего Приамурья. Термобарогеохимия и рудогенез. Т. 2. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 190

Иванов В.В. (1987) Зональность минералоотложения на простых золото-серебряных проявлениях (Нижнее Приамурье). Глубинность распространения и элементы зональности эндогенной минерализации Дальнего Востока. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 35-57.

Мартынов Ю.А. (1978) Структурное положение, петрофикация и некоторые петрологические особенности колчанского комплекса Бухтаинской структуры. Вулканические зоны Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 12-21.

Мартынов Ю.В., Иванов В.В., Зиньков А.В. (1985) К вопросу о взаимоотношении магматизма и рудообразования на позднепалеогеновых месторождениях Нижнего Приамурья. Магматизм рудных районов Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 62-69.

Мельников В.Д., Мельникова Л.В. (1970) Закономерности распределения золота и малых элементов в гидротермально измененных вулканогенных породах месторождения Белая Гора (Нижнее Приамурье). Изв. Томского политехн. инст. 239(4), 45-49.

Мельникова Л.В. (1976) Стадии минерализации золоторудного месторождения Белая Гора. Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск, Наукка, 71-76.

Мельникова Л.В., Мельников В.Д. (1969) Гидротермальные изменения вулканогенных пород и золотое оруденение позднепалеогеновых месторождений Нижнего Амура. Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата, Ин-т геол наук АН Казю ССР, 74-75.

Металлогения Дальнего Востока. (2000) Хабаровск: ДВИМС, 218 с.

Михайлова М.С. (1979) Отчет по теме “Сравнительная характеристика и прогнозная оценка Улского и Приморского побережья рудных узлов”. М.: ЦНИГРИ, 209 с.

Мишин Л.Ф. (1999) Гидротермально измененные породы и перспективная оценка месторождения Белая Гора. Геология и полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск: Дальгеофизика, 172-177.

Мишин Л.Ф., Бердников Н.В. (2010) Индикаторная роль высокоглиноземистых вторичных кварцитов при поисках рудных месторождений. Руды и металлы, 10, 14-24.

Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. (1996) Месторождения золота Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 352 с.

Новиков В.М. (1968) Особенности морфологии и внутреннего строения золота из близповерхностных месторождений, связанных с вулканическими формациями, на примере месторождений Нижнего Приамурья. Тр. ЦНИГРИ, 79.

Носырев М.Ю. (1993) Петрофизическая зональность гидротермальных месторождений юга Буреинского массива (на примере Каменушинской вулкано-тектонической структуры) Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 138 с.

Носырев М.Ю. (2019) Геоэлектрическая характеристика золоторудных месторождений Верхнего Приамурья. Тихоокеанская геология, 38(5), 76-91.

Охранчук А.С., Слесарев А.В., Степанов Н.Н. (1984) Отчет о результатах поисковых геолого-геофизических работ масштаба 1 : 10 000 на Белогорском рудном поле, его флангах и на рудопроявлениях Границном (отчет Дорожной партии за 1980–1984 гг.). Хабаровск: ФБУ ТФГИ по Дальневосточному федеральному округу, 260 с.

Пшеничкин А.Я. (1977) Термоэлектрические свойства

пириотов некоторых золоторудных месторождений различных типов. *Изв. Томского политехнического института*, 247, 74-77.

Хохлов Э.П., Винаров В.Н. (1983) Геологическое строение и полезные ископаемые Белогорского золоторудного поля (сводный отчет о поисковых работах на Белогорском рудном поле в 1976–82 гг. (Степановская партия). Хабаровск: ФБУ ТФГИ по Дальневосточному федеральному округу. 216 с.

Физические свойства горных пород Дальнего Востока. Ч. 1. (1987) Владивосток: ДВО АН СССР, 54-89.

Фомин П.С. (1972) Структурные особенности золоторудного месторождения Белая Гора. *Структурные особенности, систематика и вопросы перспективной оценки золоторудных полей СССР*. М.: ЦНИГРИ, 217-221.

Югай Т.А. (1967). Гидротермальный метаморфизм и золотое оруденение на месторождении Белая Гора. *Геология и геофизика*, 5, 27-34.

<http://zond-geo.com>  
[www.iris-instruments.com](http://www.iris-instruments.com)

## REFERENCES

Fomin P.S. (1972) Structural features of the gold deposit Belaya Gora. *Structural features, classification and question of prospective assessment of gold fields of USSR*. Moscow, TSNIGRI Publ., 217-221. (In Russ.)

Gumenyuk V.A. (1987) Ore mineralogical zonality at gold-silver deposit in secondary quartzites (Nizhnee Priamurie). Vladivostok, DVNTs AN SSSR, 75-82. (In Russ.)

Gumenyuk V.A., Glyuk D.S. (1981) About nature of ore-metasomatic zonality of gold-silver deposit. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 269(1), 179-183. (In Russ.)

Ivanov V.V. (1978) Physical-chemical conditions of ore-forming at late Paleogenetic ore occurrences of the Nizhnee Priamur'e. *Thermobarogeochimistry and ore-forming*. V. 2. Vladivostok, DVNTs AN SSSR, 190 p., (In Russ.)

Ivanov V.V. (1987) Zonality of mineral deposition at ordinary gold-silver occurrences (Nizhnee Priamur'e). *Depth of distribution and zonality features of endogenous mineralization of the Far East*. Vladivostok, DVNTs AN SSSR, 35-57. (In Russ.)

Khokhlov A.P., Vinarov V.N. (1983) Geological setting and mineralization of the Belogorskoe ore field (summary report about exploration works at the Belogorskoe ore field during 1976–1982 (Stepanovskaya party). Khabarovsk: FBU TFGI for Far East federal district, 216 p. (In Russ., unpublished)

Martynov Yu.A. (1978) Structural position, petrography and some petrological features of Kolchanskiy complex of the Bukhtyanskaya structure. *Volcanic zones of East Asia*. Vladivostok, DVNTs AN SSSR, 12-21. (In Russ.)

Martynov Yu.V., Ivanov V.V., Zinkov A.V. (1985) To question of mutual relation magmatism and ore formation at Late Paleogenetic deposits of the Nizhnee Priamurie. *Migmatism of ore district of Far East*. Vladivostok, DVNTs AN SSSR, 62-69. (In Russ.)

Mel'nikov V.D., Mel'nikova L.V. (1970) Regularities in distribution of gold and rare elements in hydrothermally altered volcanic rocks of the Belya Gora deposit (Nizhnee Priamurie). *Izv. Tomsk. Politekhnich. Instituta*, 239(4), 45-49. (In Russ.)

Mel'nikova L.V. (1976) Stages of mineralization of the gold deposit Belya Gora. *Genetic types and regularities in location of gold deposit of the Far East*. Novosibirsk, Nauka Publ., 71-76. (In Russ.)

Mel'nikova L.V., Mel'nikov V.D. (1969) Hydrothermal alterations of volcanic rocks and gold mineralization of late Paleogenetic deposits of the Nizhni Amur. *Criterions of ore-bearing of metasomatises*. Alma-Ata, 74-75. (In Russ.)

Metallogeny of the Far East (2000) Khabarovsk, DVIMS, 219 p. (In Russ.)

Mikhailova M.S. (1979) Report “Comparative characteristics and forecast assessment of the Ulsky and Pravoberezhny ore nodes”. Moscow: TSNIGRI, 209 p. (In Russ.)

Mishin L.F. (1999) Hydrothermally altered rocks and prospective assessment of the Belya Gora deposit. *Geology and minerals of the Priamurie*. Khabarovsk, Dalgeofizika, 172-177. (In Russ.)

Mishin L.F., Berdnikov N.V. (2010) The indicator role of high-alumina secondary quartzites in the search for ore deposits. *Rudy i Metally*, 10, 14-24. (In Russ.)

Moiseenko V.G., Eirish L.V. (1996) Gold deposits of the Far East. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 252 p. (In Russ.)

Nosyrev M.Yu. (1993) Petrophysical zonality of hydrothermal deposits of the south part Bureya massif (on example of the Kamenushinskaya volcano-tectonic structure). Cand. geol. and min. sci. diss. Khabarovsk, IT&G DVO RAN, 138 p. (In Russ.).

Nosyrev M.Yu. (2019) Geoelectric characteristics of the gold deposits of the Verkhnee Priamurie. Tikhookean. *Geologiya*. 38(5), 76-91. (In Russ.)

Novikov V.M. (1968) Features of morphology and structure of gold from near surface deposit connected with volcanic formation on the example of deposits in the Nizhnee Priamurie. *Bul. TSNIGRI*, 79. (In Russ.).

Okhranchuk A.S., Slesarev A.V., Stepanov N.N. (1984) Report about results of geological and geophysical exploration works scale of 1 : 10 000 at the Belogorskoe ore field, its flanks and at Granichnoe occurrence (report of Dorognaiya party of 1980–1984). Khabarovsk: FBU TFGI for Far East federal district. 260 p. (In Russ., unpublished).

Physical properties of rock of the Far East. Part 1. (1987) Vladivostok, DVO AN SSSR, 54-59

Pshenichkin A.Ya. (1977) Thermoelectrical properties of pyriteses of some gold deposits of different types. *Izv. Tomsk. Politekhnich. Instituta*, 247, 74-77. (In Russ.)

Van Van E A. P., Orlova T.A., Nevstruev V.G., Pel'tsman I.S. (1992) The atlas of multiple factor models of gold deposits of the Far East. Khabarovsk, DVIMS Publ., 139 p. (In Russ.)

Volod'kova T.V. (1999) Gamma-spectrometry fields and distribution of rare-gold mineralization at the Nizhniy Amur region. Cand. geol. and min. sci. diss. Khabarovsk, IT&G DVO RAN, 244 p. (In Russ.)

Yugai T.A. (1967) Hydrothermal metamorphism and gold mineralization at the Belya Gora deposit. *Geol. Geofiz.*, 5, 27-34. (In Russ.)

<http://zond-geo.com>  
[www.iris-instruments.com](http://www.iris-instruments.com)

## Миграция элементов из отходов переработки медеплавильных шлаков в систему торф–растения

А. Л. Котельникова, Е. С. Золотова, В. Ф. Рябинин

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,  
e-mails: kotelnikova@prm.uran.ru, afalinakate@gmail.com, ryabinin@yandex.ru

Поступила в редакцию 14.04.2021 г., принята к печати 13.10.2021 г.

**Объект исследований.** Отходы переработки шлаков Среднеуральского медеплавильного завода (“технический песок СУМЗ”) представляют собой тонкодисперсный (размер частиц менее 0.05 мм) материал, механоактивированный при дроблении литого шлака; по фазовому составу преобладают фаялит и железистое стекло, содержащие повышенную концентрацию меди, цинка и других халькофильных элементов. **Материалы и методы.** Для изучения миграции элементов из отходов в почвенно-растительную систему проводили натурный эксперимент на территории Института геологии и геохимии УрО РАН (юго-западная часть Екатеринбурга, Свердловская область). Почвенный субстрат готовили из нейтрализованного известью верхового торфа (рН 6.6) с добавлением “технического песка” по 5, 10 и 20 мас. %. На пробных площадках (1 м<sup>2</sup>) выращивали смесь газонных трав. После вегетационного периода отбирали методом “конверта” образцы газонной травы (без разделения по видам) вместе с корневой частью и торфогрунтом, высушивали при комнатной температуре до постоянной массы и измельчали. Химический анализ образцов проведен в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН методом масс-спектрометрии с индуктивно связанный плазмой (ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре NexION-300S. **Результаты.** В ходе эксперимента исследована мобилизация элементов из “технического песка СУМЗ” в верховой торф за летний период, показано распределение элементов в подземной и надземной частях газонных трав, рассчитаны коэффициенты накопления. К осени во всех почвенных субстратах с отходами в 2–3 раза снижается содержание большинства элементов – Zn, Cu, Co, S, As, Pb, Mo. Надземная часть газонных трав имеет более низкую концентрацию рассмотренных элементов по сравнению с корнями, наибольшая разница отмечена для Co, Cd, Cu, W. Для газонных трав, выращенных на субстратах с разным соотношением “технического песка СУМЗ”, выявлены более низкие коэффициенты накопления тяжелых металлов по сравнению с растениями на исходном торфе. С увеличением доли отходов снижаются коэффициенты Na, Ba, Mo, As, Cd, Pb, увеличиваются – Li и Rb. **Заключение.** Результаты исследований вносят вклад в изучение миграции элементов из отходов цветной металлургии в почвенно-растительные системы.

**Ключевые слова:** медеплавильные шлаки, миграция элементов, коэффициенты накопления элементов, тяжелые металлы

### Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № АААА-А18-118052590028-9, с использованием оборудования ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН осуществляются при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, соглашение № 075-15-2021-680

## The migration of elements from the processing waste of copper smelting slags into the ombratrophic peat and plants

Alla L. Kotelnikova, Ekaterina S. Zolotova, Viktor F. Ryabinin

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia,  
e-mails: kotelnikova@prm.uran.ru, afalinakate@gmail.com, ryabinin@yandex.ru

Received 14.04.2021, accepted 13.10.2021

**Research subject.** The processing waste of the slag from the Sredneuralsk copper smelter (“SUMZ technical sand”) is a finely dispersed (particle size less than 0.05 mm) material, mechanically activated by crushing cast slag and containing

**Для цитирования:** Котельникова А.Л., Золотова Е.С., Рябинин В.Ф. (2022) Миграция элементов из отходов переработки медеплавильных шлаков в систему торф–растения. *Литосфера*, 22(1), 135–147. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-1-135-147>

**For citation:** Kotelnikova A.L., Zolotova E.S., Ryabinin V.F. (2022) The migration of elements from the processing waste of copper smelting slags into the ombratrophic peat and plants. *Lithosphere (Russia)*, 22(1), 135–147. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-1-135-147>

high concentrations of copper, zinc and other chalcophilic elements. Fayalite and ferrous glass predominate in its phase composition. *Materials and methods.* An outdoor experiment to study the elemental migration from waste into the soil-plant system was conducted on the territory of the Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS (south-western part of the Ekaterinburg, Sverdlovsk region). The soil substrate was prepared from lime-neutralised ombrotrophic peat (pH 6.6) with the addition of “technical sand” of 5, 10 and 20% by weight. Lawn grass mixture was grown on trial plots (1 m<sup>2</sup>). The samples of lawn grass (without separation by species), together with the root part and peat, were collected after the growing season by the “envelope” method, dried at room temperature until constant weight, and powdered. The chemical analysis of the samples was performed at the “Geoanalitik” shared research facilities of the Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS. The analyses were performed by inductively coupled plasma mass-spectrometry using the NexION-300S ICP mass-spectrometer. *Results.* The mobilisation of elements from the “SUMZ technical sand” into ombrotrophic peat during the summer was investigated, the distribution of elements in the underground and aboveground parts of lawn grasses was demonstrated, and accumulation coefficients were calculated. The content of most elements in all soil substrates containing waste decreased by autumn, for example, 2–3 times for Zn, Cu, Co, S, As, Pb, and Mo. The aboveground part of lawn grass had a lower concentration of the elements considered as compared to the roots, the greatest difference was observed for Co, Cd, Cu, and W. The lawn grasses grown on soil substrates with the different ratios of “SUMZ technical sand” had lower coefficients of accumulation of heavy metals compared to plants grown on the peat. The coefficients of Na, Ba, Mo, As, Cd, and Pb decreased with an increase in the proportion of waste, and for Li and Rb increased. *Conclusion.* The results of the research contribute to the study of the migration of elements from non-ferrous metallurgical waste into soil and plant systems.

**Keywords:** copper smelting slag, elemental migration, accumulation coefficients of elements, heavy metals

#### Funding information

*The studies are carried out as a part of the IGG UB RAS State assignment (state registration No. AAAA-A18-118052590028-9) using the “Geoanalitik” shared research facilities of the IGG UB RAS. The re-equipment and comprehensive development of the “Geoanalitik” shared research facilities of the IGG UB RAS is financially supported by the grant of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (Agreement No. 075-15-2021-680)*

## ВВЕДЕНИЕ

Утилизация и безопасное захоронение накопленных в огромных количествах отходов металлургических производств – крайне актуальная задача (J. Singh, S.P. Singh, 2019). Серьезную опасность для окружающей среды представляют отходы цветной металлургии, содержащие соединения тяжелых металлов (металлоидов) (Potysz et al., 2017). Самыми токсичными из них являются Hg, Pb, As, Cd и Zn.

Горно-металлургическая промышленность ведущая отрасль российской экономики (Шпирук и др., 2020). В последние годы (2016–2019) доля цветной металлургии в промышленности России составляет 4.4–4.9%, а по уровню экспорта цветных металлов мы занимаем пятое место в мировом рейтинге, уступая Китаю, Германии, США и Канаде. Больше всего экспортируется Al (36–45% от общего объема экспорта цветных металлов), Cu (25–30) и Ni (13–16%) (Петров, 2020).

Уральский и Сибирский регионы являются основными производственными центрами цветной металлургии России (Шпирук и др., 2020). Лидирующую позицию среди медеплавильных производств Урала занимают предприятия Уральской горно-металлургической компании (УГМК), куда входит и Среднеуральский медеплавильный завод (ОАО СУМЗ, г. Ревда).

В 1995 г. в Свердловской области в ходе инвентаризации техногенных объектов зафиксировали

наличие 706 884 тыс. т отвальных шлаков цветной металлургии (Государственный доклад..., 1996).

Дефицит меднорудного сырья, наряду с другими факторами, стимулировал ОАО СУМЗ и ОАО “Кировоградский медеплавильный комбинат” в 1994–1995 гг. приступить к отработке отвальных литьих шлаков в качестве источника медно-цинкового концентрата. К началу 2019 г. ОАО СУМЗ сообщил о практически полной переработке собственных литьих отвальных шлаков (20 млн т) (СУМЗ..., 2018).

Технология переработки шлаков заключается в измельчении с последующим флотационным извлечением медного концентрата, в результате чего образуются хвосты обогащения – “технические пески”, представляющие собой тонкодисперсный материал с преобладающим размером частиц менее 0.05 мм. На настоящий момент они преимущественно передаются на захоронение, малая их часть используется для рекультивации нарушенных земель, а также в производстве цемента. Последнее имеет место и в мировой практике (Onuaguluchi, Eren, 2012).

Появление новых промышленных отходов обусловило ряд исследований, направленных на изучение их минерального и химического состава; физико-химических и миграционных свойств (Макаров и др., 2010; Гуман и др., 2010; Котельникова, 2011, 2012; Рейтова и др., 2014; Грудинский, Дюбанов, 2018; Котельникова, Рябинин, 2018), а также

предприняты попытки оценить их влияние на объекты окружающей среды (Власенко и др., 1996; Леонтьев, Рябинин, 2005, 2007; Золотова и др., 2020).

Показано, что в составе отходов переработки медеплавильных шлаков присутствуют корольки штейна и шпейзы, а также до 30% стеклообразной фазы, содержащих значительные количества халькофильных элементов, таких как Cu, Zn, Pb, As (Котельникова, Рябинин, 2018). Данные вещества вовлекаются в биологический круговорот и способны вызывать негативные экологические последствия. При сильном загрязнении тяжелыми металлами почва теряет способность к продуктивности, биологическому самоочищению, перестает выполнять экологические функции (Ковалева и др., 2012). Изменяются состав, структура и численность почвенной микрофлоры и мезофауны (Agnello et al., 2018).

Первые исследования взаимодействия “технического песка” с лесными почвами проводились для дерново-подзолистых и серых лесных почв (Леонтьев, Рябинин, 2005, 2007). Отходы вносили в верхний горизонт (на глубину 15–20 см), предварительно снимая дерн, в концентрации 1 кг/м<sup>2</sup>. Два года эксперимента показали снижение валовых содержаний Cd и Ag, вымывание из гумусового горизонта вниз по профилю значительного количества халькофильных элементов, снижение концентрации Pb до уровня ниже ПДК в горизонтах A0 и A1, улучшение структуры гумусово-аккумулятивного горизонта (Леонтьев, Рябинин, 2007).

Трансформацию отходов переработки медеплавильных шлаков СУМЗ в бурых горно-лесных почвах изучали под пологом сосновых лесов и на соответствующих им сплошных вырубках в южно-таежном округе Зауральской холмисто-предгорной провинции (Средний Урал) (Золотова и др., 2020). Эксперимент проводили в осенний период перед установлением снежного покрова. “Технический песок” взвешивали по 100 г, упаковывали в нетканый материал и закапывали в почвенный профиль постоянных пробных площадей на глубину 7–10 см. Установлено, что в течение двух лет нахождения в почве отходы теряют 11% массы. В круговорот вовлекается большинство халькофильных элементов. Наиболее сильно меняется содержание Zn, As, Cd, Se. Максимальная миграция практически всех халькофильных элементов отмечена для почв сосняка ягодниково-липнякового (легкий суглинок рыхлого сложения, pH<sub>H<sub>2</sub>O</sub> = 5.10, pH<sub>KCl</sub> = 4.06, режим увлажнения – устойчиво свежие), минимальная – для почв сосняка брусничникового (супесь, pH<sub>H<sub>2</sub>O</sub> = 5.24, pH<sub>KCl</sub> = 3.95, режим увлажнения – периодически сухие) (Золотова и др., 2020).

На Урале первая попытка оценить влияние отходов переработки медеплавильных шлаков на растения проведена с использованием пяти видов

овощных культур и трех видов кормовых трав на дерново-подзолистой почве с разным соотношением “технического песка СУМЗ” (5, 15, 30, 50%) (Власенко и др., 1996). Внесение минимального количества отходов повысило всхожесть, развитие и рост испытуемых растений. Химический анализ надземной части лука и томатов, выращенных при 5 и 15%-й концентрации “технических песков”, выявил тенденцию к накоплению тяжелых металлов и серы. Установлено, что у томатов в плодах содержится металлов больше, чем в листьях (Власенко и др., 1996). К сожалению, количественных данных по подвижности элементов из отходов в почву и растения в работе не приведено.

В первом приближении оценено влияние отходов переработки медеплавильных шлаков СУМЗ на доминирующие и диагностические виды травянистой растительности двух типов сосновых лесов и вырубок Среднего Урала. Показано, что однократное поверхностное внесение в осенний период 1 кг/м<sup>2</sup> минеральных отходов не повлияло на качественный состав травянистого яруса всех типов леса и соответствующих им вырубок в следующий весенне-летний период (Золотова и др., 2020).

Для устранения существующих пробелов в исследованиях, достижения целей утилизации и безопасного захоронения отходов переработки медеплавильных шлаков крайне актуально проведение натурного эксперимента по изучению миграции элементов из технического песка в верховой торф и растения.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Натурный эксперимент проводили на территории Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, который расположен в юго-западной части г. Екатеринбурга (Свердловская область). Климат умеренно континентальный, характерны холодная зима и теплое лето, резкая изменчивость погодных условий и хорошо выраженные сезоны года. Средняя температура января –16°C, июля +18°C, среднегодовая норма осадков – 491 мм, высота над уровнем моря – 250 м.

Почвенный субстрат готовили из верхового торфа, нейтрализованного известью до pH 6.6, и отходов переработки литых шлаков Среднеуральского медеплавильного завода (“технический песок СУМЗ”), которые представляют собой тонкодисперсный материал ( $\leq 0.05$  мм).

По фазовому составу “технический песок СУМЗ” преимущественно состоит из фаялита ( $Fe_2SiO_4$ ) – 45%, железистого стекла – 30, диопсида ( $CaZn(Si_2O_6)$ ) – 8, виллемита ( $Zn_2SiO_4$ ) – 8, магнетита ( $Fe_3O_4$ ) – 3.5%. Тяжелые металлы в основном сосредоточены в штейне и шпейзе в виде сульфидов и интерметаллидов (Котельникова, Рябинин,

2018). Его химический состав следующий, мас. %: FeO – 32.30, SiO<sub>2</sub> – 31.00, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 14.29, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 7.05, CaO – 4.53, Zn – 3.28, MgO – 1.64, S – 1.32, K<sub>2</sub>O – 0.74, Na<sub>2</sub>O – 0.64, As – 0.53, Cu – 0.44, Ba – 0.43, TiO<sub>2</sub> – 0.26, Pb – 0.20, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0.18, MnO – 0.09 (Котельникова, Рябинин, 2018).

Содержание “технического песка” в торфогрунте варьировало от 5 до 20 мас. %: 9.5 кг торфа на 0.5 кг отходов (5 %), 9.0 кг торфа на 1.0 кг отходов (10%) и 8.0 кг торфа на 2.0 кг отходов (20 %). Полученный субстрат перемешивали и размещали на пробных участках площадью 1 м<sup>2</sup>. В качестве подложки использовали гранитный отсев. Всего заложено четыре пробных участка: контрольный – исходный торф и три участка с торфогрунтом, содержащим разные концентрации “песка”.

На экспериментальных участках высевали смесь газонных трав: овсяница луговая (*Festuca pratensis*) – 30 %, тимофеевка луговая (*Phleum pratense*) – 30, райграс пастбищный (*Lolium perenne*) – 30, райграс однолетний (*Lolium multiflorum*) – 10 %.

После вегетационного периода, в конце августа, отбирали образцы газонной травы вместе с корневой частью и торфогрунтом. Отбор производился “конвертом” – в пяти точках, равномерно распределенных по площади каждого пробного участка. Образцы почв и растений высушивали при комнатной температуре до постоянной массы, а затем измельчали и сдавали в лабораторию. Для анализа отбирались средняя проба почв, надземная и подземная части растений без разделения по видам. Корни растений извлекались из пробы торфа на стадии просеивания ситом 1 мм, промывались в дистиллированной воде, высушивались, измельчались и также сдавались на анализ. Пробоподготовка образцов проводилась методом кислотного разложения: растворение навесок (50 мг) делали открытым способом в 3 мл 14M HNO<sub>3</sub> с добавлением 1 мл 42M H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> при 150°C.

Элементный состав отходов переработки медеплавильных шлаков СУМЗ, почвенного субстрата, надземной и подземной частей растений определяли в Центре коллективного пользования “Геоаналитик” Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН методом масс-спектрометрии с индуктивно связанный плазмой (ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре NexION-300S.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Высокая дисперсность и особенности минерального состава искусственного почвенного субстрата из верхового торфа и отходов переработки отвальных медеплавильных шлаков определяют его значительную активность в гипергенных условиях.

По данным микроэлементного анализа, в “техническом песке” преобладают, мг/кг: Zn – 12 145, Cu – 1667, Ba – 909, Pb – 683, Ti – 522, As – 421, Mn – 331, Mo – 146, Sb – 142, Cr – 118. В “техническом песке” содержится в десятки раз больше металлов, чем в верховом торфе, исключение составляют лишь Ni (его почти в 2 раза больше в торфе) и Hg (в отходе ее не обнаружено). При внесении 5% отходов в торф более всего увеличилась концентрация халькофильных элементов: Zn (в 27.5 раза), Cu (в 21.1), Sb (в 15.3), Pb (10.5), As (в 5.5), из сидерофильных – Mo (в 9.8), литофильных элементов – Na (в 3 раза) (табл. 1). К осеннему периоду в исходном торфе под действием природных факторов максимальные изменения выявлены для следующих элементов: уменьшилось содержание S (4.2 раза), Sb и W (2.3), увеличилось – Ti (8.5), Rb (4.2), Li (3.9), Ga и Cs (3.2 раза).

В почвенных субстратах, полученных при добавлении разной концентрации отходов переработки медеплавильных шлаков, за вегетационный сезон снижается содержание большинства исследуемых элементов: некоторых из них почти в 2–3 раза, например Zn, Cu, Co, S, Ge, As, Mo, Ag, Sn, Sb, W, Pb. Самое резкое изменение концентрации, почти 4-кратное уменьшение, отмечено для Na, при том что в торфе его содержание снизилось в 1.5 раза. К осени во всех модифицированных торфогрунтах увеличилось содержание только литофильных элементов Rb и Cs (см. табл. 1).

Для оценки миграции элементов из полученного почвенного субстрата в растениях проведен химический анализ надземной и подземной частей растений (табл. 2). Надземная часть исследуемых газонных трав имеет более низкую концентрацию рассмотренных элементов по сравнению с таковой в корнях, где задерживается большинство тяжелых металлов (Ильин, Сысо, 2001; Soriano-Disla et al., 2014). Наибольшая разница установлена для Co, Cd, Cu, W. Данных металлов в разы больше в корнях растений. Например, для почвенного субстрата с 10%-м содержанием “технического песка” Co в 16.4 раза больше в корнях, чем в надземной части растений, W и Cu – в 8.7, Cd – в 7.9 раза. В надземной части газонных трав, например, накапливается такой литофильный элемент, как Rb (см. табл. 2).

В растениях, выращенных на модифицированном субстрате с 20%-м содержанием отходов переработки медеплавильных шлаков, в разы больше металлов по сравнению с обнаруженными в газонных травах на исходном торфе. В корнях выявлено максимальное увеличение содержания халькофильных элементов: Cu – в 10.6 раз больше, чем в корнях газонных трав на торфе, Zn – в 10.3, Sb – в 7.2, Pb – в 3.2, As – в 2.2 раза. Однако содержание такого литофильного элемента, как Na, уменьшается в 2.1 раза в корнях на субстрате по сравнению с корнями газонных трав на торфе. В надземной

**Таблица 1.** Содержание элементов в торфогрунте с разным соотношением отходов переработки медеплавильных шлаков, мг/кг

**Table 1.** Content of elements in peat with different ratios of processing waste of copper smelting slag, mg/kg

| Элемент                | Кларк* | Торф  |       | Почвенный субстрат с разной долей отходов, % |       |       |       |       |       |
|------------------------|--------|-------|-------|--|-------|-------|-------|-------|-------|
|                        |        | Весна | Осень | 5  |       | 10    |       | 20    |       |
|                        |        |       |       | Весна  | Осень | Весна | Осень | Весна | Осень |
| Литофильтрные элементы |        |       |       |  |       |       |       |       |       |
| Li                     | 33     | 0.67  | 2.57  | 0.78   | 1.69  | 0.74  | 0.77  | 0.69  | 0.65  |
| Be                     | 2.3    | 0.21  | 0.19  | 0.14   | 0.16  | 0.09  | 0.11  | 0.07  | 0.07  |
| Na                     | 20 700 | 29.1  | 19.9  | 88.4   | 22.4  | 170   | 46    | 225   | 49.7  |
| Ti                     | 393    | 48.8  | 417   | 114  | 222   | 158   | 124   | 173   | 124   |
| V                      | 121    | 5.04  | 15.3  | 6.18   | 10.18 | 8.16  | 6.26  | 9.01  | 5.35  |
| Cr                     | 92     | 9.18  | 14    | 16.2   | 11.7  | 25.4  | 13.6  | 34.3  | 12.4  |
| Mn                     | 770    | 207   | 257   | 186  | 221   | 175   | 181   | 178   | 171   |
| Rb                     | 98     | 3.03  | 12.6  | 3.04   | 8.15  | 2.72  | 4.17  | 2.87  | 3.35  |
| Sr                     | 270    | 41.4  | 50.4  | 29.1   | 49.2  | 23.2  | 29.2  | 22.7  | 24.4  |
| Cs                     | 5.5    | 0.24  | 0.76  | 0.19   | 0.51  | 0.16  | 0.28  | 0.15  | 0.22  |
| Ba                     | 510    | 42.3  | 99.1  | 131  | 95.6  | 231   | 134   | 359   | 154   |
| W                      | 2.03   | 0.25  | 0.11  | 0.4  | 0.16  | 0.56  | 0.38  | 0.86  | 0.45  |
| Сидерофильные элементы |        |       |       |  |       |       |       |       |       |
| Co                     | 17     | 3.1   | 4.46  | 10.01  | 5.66  | 20    | 8.59  | 22.7  | 9.92  |
| Ni                     | 50     | 15.8  | 17.1  | 10.8   | 14.50 | 9.0   | 10.76 | 9.22  | 8.37  |
| Mo                     | 1.56   | 1.47  | 1.02  | 14.4   | 4.24  | 31    | 12.6  | 38.4  | 15.8  |
| Халькофильные элементы |        |       |       |  |       |       |       |       |       |
| S                      | 1400   | 65.4  | 15.7  | 38.8   | 17.1  | 35.3  | 13.8  | 21.9  | 8.75  |
| Cu                     | 39     | 15.5  | 16.6  | 327  | 104   | 669   | 281   | 749   | 351   |
| Zn                     | 75     | 74.7  | 55    | 2049   | 647   | 4831  | 1694  | 5553  | 2213  |
| Ga                     | 19     | 0.66  | 2.14  | 1.25   | 1.54  | 1.97  | 1.24  | 2.35  | 1.19  |
| Ge                     | 1.3    | 0.08  | 0.12  | 0.21   | 0.12  | 0.32  | 0.18  | 0.41  | 0.19  |
| As                     | 5.6    | 6.81  | 6.16  | 37.6   | 12.7  | 70.5  | 31.7  | 83.9  | 37.6  |
| Se                     | 0.15   | 1.03  | 0.81  | 0.76   | 0.7   | 1.17  | 0.8   | 0.95  | 0.81  |
| Ag                     | 0.11   | 0.11  | 0.21  | 0.3  | 0.17  | 0.57  | 0.3   | 0.64  | 0.38  |
| Cd                     | 0.64   | 0.73  | 0.61  | 1.27   | 0.85  | 2.11  | 1.43  | 2.34  | 1.74  |
| Sn                     | 3.5    | 1.86  | 1.67  | 4.18   | 1.69  | 5.42  | 3.53  | 7.36  | 3.64  |
| Sb                     | 0.81   | 1.12  | 0.48  | 17.1   | 3.85  | 25.1  | 14.1  | 31.3  | 17.5  |
| Te                     | —      | 0.13  | 0.12  | 0.12   | 0.1   | 0.16  | 0.13  | 0.14  | 0.15  |
| Tl                     | 0.77   | 0.09  | 0.13  | 0.09   | 0.1   | 0.1   | 0.1   | 0.12  | 0.1   |
| Pb                     | 17     | 15.3  | 15.6  | 161  | 39.7  | 340   | 170   | 404   | 238   |
| Bi                     | 0.29   | 0.17  | 0.26  | 0.28   | 0.21  | 0.53  | 0.33  | 0.57  | 0.43  |

\*Среднее содержание химических элементов в верхней части континентальной коры представлено по (Григорьев, 2009).

\*The average content of elements in the upper part of the continental crust is presented according to (Grigor'ev, 2009).

части растений отмечено наибольшее увеличение содержания халькофильных элементов: Sb – в 3.8 раза больше, чем в стеблях газонных трав на торфе, Zn – в 3.1, Cu – 2.1, Se – в 2.0, для сидерофиль-

ных: Mo – 2.1 раза. В надземной части выявлено наибольшее уменьшение содержания таких литофильтрных элементов, как Ti: в 9.7 раза меньше в стеблях газонных трав на субстрате с 20% “техниче-

**Таблица 2.** Содержание элементов в растениях, выращенных на торфогрунте с разным содержанием отходов переработки медеплавильных шлаков, мг/кг**Table 2.** Content of elements in plants grown on peat with different content of processing waste of copper smelting slag, mg/kg

| Элемент                | Подземная часть растений |           |            |            | Надземная часть растений |           |            |            |
|------------------------|--------------------------|-----------|------------|------------|--------------------------|-----------|------------|------------|
|                        | Торф                     | Торф + 5% | Торф + 10% | Торф + 20% | Торф                     | Торф + 5% | Торф + 10% | Торф + 20% |
| Литофильтные элементы  |                          |           |            |            |                          |           |            |            |
| Li                     | 0.37                     | 0.18      | 0.29       | 0.27       | 0.2                      | 0.16      | 0.1        | 0.14       |
| Be                     | 0.08                     | 0.07      | 0.12       | 0.08       | —                        | —         | —          | —          |
| Na                     | 155                      | 86.1      | 80.7       | 73.1       | 92.8                     | 48.2      | 60.8       | 48.6       |
| Ti                     | 24.2                     | 14.4      | 26.9       | 18.8       | 38                       | 9.56      | 6.15       | 3.92       |
| V                      | 1.9                      | 1.12      | 1.92       | 1.23       | 1.11                     | 0.38      | 0.49       | 0.32       |
| Cr                     | 2.1                      | 1.51      | 2.48       | 1.95       | 2.3                      | 0.94      | 1.36       | 0.9        |
| Mn                     | 146                      | 93.8      | 261        | 97.7       | 137                      | 64.3      | 67.6       | 82.7       |
| Rb                     | 4.07                     | 2.86      | 2.68       | 2.9        | 10.5                     | 7.86      | 8.65       | 9.98       |
| Sr                     | 25.8                     | 18.7      | 23.3       | 18.5       | 27.9                     | 26        | 24.4       | 30.5       |
| Cs                     | 0.08                     | 0.05      | 0.08       | 0.06       | 0.06                     | 0.05      | 0.04       | 0.06       |
| Ba                     | 28.1                     | 26        | 31.6       | 26         | 44.8                     | 40.8      | 27.1       | 34.2       |
| W                      | 0.08                     | 0.13      | 0.11       | 0.08       | 0.03                     | 0.01      | 0.01       | 0.01       |
| Сидерофильные элементы |                          |           |            |            |                          |           |            |            |
| Co                     | 2.39                     | 2.15      | 4.93       | 3.91       | 0.26                     | 0.14      | 0.3        | 0.32       |
| Ni                     | 6.5                      | 5.59      | 8.79       | 8.08       | 2.16                     | 1.16      | 1.44       | 1.75       |
| Mo                     | 1.22                     | 1.5       | 1.92       | 2.02       | 1.72                     | 1.76      | 2.01       | 3.66       |
| Халькофильные элементы |                          |           |            |            |                          |           |            |            |
| S                      | 9.13                     | 6.67      | 9.61       | 5.85       | 3.03                     | 1.41      | 0.85       | 4.38       |
| Cu                     | 8.66                     | 22.6      | 75.9       | 92.1       | 5.59                     | 4.27      | 8.75       | 11.5       |
| Zn                     | 37.4                     | 121       | 314        | 386        | 22.5                     | 27        | 56.1       | 69.3       |
| Ga                     | 0.22                     | 0.13      | 0.24       | 0.18       | 0.09                     | 0.03      | 0.05       | 0.03       |
| Ge                     | 0.07                     | 0.07      | 0.1        | 0.08       | 0.03                     | 0.02      | 0.02       | 0.02       |
| As                     | 1.88                     | 2.77      | 5.13       | 4.18       | 0.6                      | 0.58      | 1.39       | 1.15       |
| Se                     | 0.35                     | 0.2       | 0.32       | 0.44       | 0.19                     | 0.1       | 0.29       | 0.38       |
| Ag                     | 0.08                     | 0.12      | 0.12       | 0.12       | 0.04                     | 0.02      | 0.01       | 0.03       |
| Cd                     | 0.87                     | 1.06      | 1.46       | 1.28       | 0.2                      | 0.1       | 0.18       | 0.1        |
| Sn                     | 0.53                     | 0.4       | 0.44       | 0.35       | 0.16                     | 0.06      | 0.1        | 0.1        |
| Sb                     | 0.24                     | 0.8       | 1.53       | 1.74       | 0.1                      | 0.11      | 0.51       | 0.37       |
| Te                     | 0.03                     | 0.04      | 0.04       | 0.03       | —                        | —         | —          | —          |
| Tl                     | 0.19                     | 0.24      | 0.25       | 0.28       | 0.09                     | 0.07      | 0.06       | 0.07       |
| Pb                     | 4.11                     | 7.3       | 13.5       | 24         | 1.55                     | 1.03      | 3.15       | 2.91       |
| Bi                     | 0.06                     | 0.07      | 0.09       | 0.09       | 0.02                     | 0.01      | 0.02       | 0.02       |

Примечание. Прочерк – ниже предела обнаружения прибора.

Note. Dash – below the detection limit of the method.

ского песка”, чем в газонных травах на торфе; V – в 3.5 раза (см. табл. 2).

Для оценки эффективности поглощения микроэлементов растениями из абиотической среды и определения направленности биологического кру-

говорота использован коэффициент накопления (Кн) (Ильин, Сысо, 2001), который рассчитан как отношение концентраций элемента в надземной и подземной частях растений к их содержанию в корнеобитаемом слое почвы.

На основании данных химического анализа используемых для эксперимента почвенных субстратов (см. табл. 1) и растений (см. табл. 2) построены следующие ряды накопления (табл. 3). Элементы расположены в порядке возрастания коэффициента (сверху вниз). В подземной части газонных трав аккумулируется больше исследуемых элементов, чем в надземной части.

В исходном торфе в корнях газонных трав меньше всего накапливаются такие лиофильные элементы, как Ti, Cs, V, Li, а также халькофильные – Ga; в надземной части – лиофильные – W, V, сидерофильные – Co. Сильнее всего в подземной части растений аккумулируются из халькофильных элементов Hg, Cd, Tl, сидерофильных – Mo, лиофильных – Na, а в надземной части – Rb, Mo и Na. Самая большая разница в накоплении элементов между подземной и надземной частями газонных трав, выращенных на торфе, выявлена для Co (в корнях содержание в 9 раз больше, чем в надземной части) и Cd (в 4 раза) (см. табл. 3).

При добавлении в торф 5% отходов переработки медеплавильных шлаков коэффициенты накопления к.н. элементов в подземной части газонных трав преимущественно не меняются или меняются незначительно, за исключением следующих элементов: сидерофильные – Mo (К.н. в торфе/торф (+ 5%) = 1.19/0.35), халькофильные – Tl (1.47/2.31); лиофильные – Na (7.8/3.84). Общие тенденции сохраняются: в корнях меньше всего накапливаются Ti, Ga, Cs, V, Li и Cr, больше всего – Cd, Tl и Na. Внесение в торфяной субстрат “технического песка СУМЗ” повлияло на способность поглощать микроэлементы надземной частью исследуемых растений более существенно, чем корнями. В надземной части газонных трав меньше всего накапливаются халькофильные элементы Ga, Pb, Sb и сидерофильный Co, больше всего – лиофильные элементы Rb и Na. Коэффициент накопления для Rb не изменился при внесении 5% отходов, а для Na – уменьшился почти в 2 раза: К.н. в торфе/торф (+ 5%) = 4.66/2.15. Максимальная разница в поглощении между подземной и надземной частями газонных трав выявлена для следующих элементов: лиофильных – W (в корнях содержание в 18 раз больше, чем в надземной части); сидерофильных – Co (в 16); халькофильных – Cd (в 10) и Ag (в 8 раз) (см. табл. 3).

При увеличении концентрации “технического песка” до 10% накопление элементов подземной частью растений меняется более заметно. При более высокой концентрации тяжелых металлов корни газонных трав пропускают их меньше, чем в торфе, коэффициенты накопления минимальны для таких халькофильных элементов, как Pb (К.н. в торфе/торф (+ 10%) = 0.26/0.08), Sb (0.51/0.11), Sn (0.32/0.12). Больше всего в корнях накапливается Tl, а также лиофильные элементы Mn и Na. Ко-

эффициенты накопления микроэлементов для надземной частью растений при увеличении доли отхода в субстрате до 10% в основном меняются незначительно. Минимальное накопление наблюдается для Pb, максимальное, как и для надземной части растений на субстрате с 5% отходов, – для лиофильных элементов Na и Rb. Самая большая разница в накоплении элементов между подземной и надземной частями газонных трав выявлена для Co (в корнях содержание в 16 раз больше, чем в надземной части), Ag (в 11), Cu и W (в 8.7), а также Cd (в 8 раз) (см. табл. 3).

При содержании 20% отходов переработки медеплавильных шлаков в торфогрунте преимущественно сохраняются тенденции, установленные для субстрата с 10%-й концентрацией отходов. Однако сами значения коэффициентов несущественно ниже. В корнях газонных трав минимальные коэффициенты накопления также наблюдаются для халькофильных элементов Pb, Sb, Sn, максимальные – для Na и Tl. Надземная часть газонных трав меньше всего накапливает Pb (Кн = 0.01), больше всего – Rb (Кн = 2.98). Самая большая разница в накоплении между подземной и надземной частями газонных трав выявлена для Cd (в корнях содержание в 13 раз больше, чем в надземной части), Co (в 12), Cu и W (в 8 раз) (см. табл. 3).

Рассмотрение зависимости коэффициентов накопления элементов от содержания “технического песка” в торфогрунте показало, что с увеличением содержания отходов переработки медеплавильных шлаков в субстрате наблюдается увеличение биологической доступности некоторых элементов, например таких лиофильных элементов, как Li и Rb. Коэффициенты накопления Li и Rb в подземной и надземной частях растений при содержании шлака в торфе от 10 до 20% более чем в 2 раза превышают показатели для растений, выращенных на чистом торфе. Также превышения коэффициентов накопления в корнях растений на субстрате с 10–20% “технического песка” (по сравнению с торфом) выявлены для Tl – выше более чем в 3 раза; V, Mn, Ni, Cs, Be – более чем в 2; Sr, Ga, Tl – более чем в 1.5 раза. В надземной части растений, выращенных на торфогрунте с 20% отходов переработки медеплавильных шлаков, отмечено двойное превышение коэффициентов накопления для S, Se и Sr. В растениях, выращенных на торфогрунте с 5-м содержанием “технического песка”, коэффициенты накопления большинства элементов ниже, чем в контролльном опыте. Превышение коэффициентов накопления в подземной части растений на субстрате с 5% отходов, по сравнению с торфом, наблюдается для Ag (87%), Tl (57), Bi (32), Te (26), W (15), Rb (9), Ge (3%). В надземной части растений превышение отмечено только для Li (12%).

Обобщая данные по коэффициентам накопления элементов для подземной и надземной частей

**Таблица 3.** Ряды накопления элементов (коэффициенты накопления) для растений, выращенных на торфогрунте с разным содержанием отходов переработки медеплавильных шлаков**Table 3.** Accumulation series of elements (accumulation coefficients) for plants grown on peat with different content of processing waste of copper smelting slag

| Подземная часть газонных трав |           |            |            | Надземная часть газонных трав |           |            |            |
|-------------------------------|-----------|------------|------------|-------------------------------|-----------|------------|------------|
| Торф                          | Торф + 5% | Торф + 10% | Торф + 20% | Торф                          | Торф + 5% | Торф + 10% | Торф + 20% |
| Ti (0.06)                     | Ti (0.06) | Pb (0.08)  | Pb (0.05)  | W (0.05)                      | Ga (0.02) | Pb (0.02)  | Pb (0.01)  |
| Ga (0.1)                      | Ga (0.08) | Sb (0.11)  | Sb (0.1)   | Co (0.06)                     | Co (0.02) | Sn (0.03)  | W (0.02)   |
| Cs (0.11)                     | Cs (0.1)  | Sn (0.12)  | Sn (0.1)   | V (0.07)                      | Pb (0.03) | Cu (0.03)  | Sb (0.02)  |
| V (0.12)                      | Li (0.1)  | Mo (0.15)  | As (0.11)  | Bi (0.08)                     | Sb (0.03) | Zn (0.03)  | Ga (0.03)  |
| Li (0.14)                     | V (0.11)  | As (0.16)  | Mo (0.13)  | Ga (0.08)                     | Ti (0.04) | Ag (0.03)  | Sn (0.03)  |
| Cr (0.15)                     | Cr (0.13) | Cr (0.18)  | Bi (0.13)  | Li (0.08)                     | Sn (0.04) | W (0.03)   | Co (0.03)  |
| Bi (0.25)                     | Pb (0.18) | Zn (0.19)  | Cr (0.16)  | Ti (0.09)                     | V (0.04)  | Co (0.04)  | Cu (0.03)  |
| Pb (0.26)                     | Zn (0.19) | Ga (0.19)  | Ga (0.15)  | Sn (0.09)                     | Cu (0.04) | Sb (0.04)  | Zn (0.03)  |
| Ba (0.28)                     | Sb (0.21) | Ti (0.22)  | Zn (0.17)  | As (0.1)                      | Zn (0.04) | Ga (0.04)  | As (0.03)  |
| Te (0.3)                      | Cu (0.22) | Ba (0.24)  | Ba (0.17)  | Pb (0.1)                      | Bi (0.04) | As (0.04)  | Bi (0.03)  |
| As (0.31)                     | As (0.22) | Bi (0.27)  | Ti (0.18)  | Cs (0.1)                      | W (0.05)  | Ti (0.05)  | Ti (0.04)  |
| Sn (0.32)                     | Sn (0.23) | Cu (0.27)  | Te (0.18)  | Ni (0.13)                     | As (0.05) | Bi (0.05)  | V (0.06)   |
| Rb (0.32)                     | Ba (0.27) | Cs (0.28)  | W (0.19)   | Cr (0.16)                     | Ni (0.08) | S (0.06)   | Cd (0.06)  |
| Ag (0.38)                     | Se (0.28) | W (0.29)   | V (0.23)   | Ag (0.17)                     | Cr (0.08) | V (0.08)   | Cr (0.07)  |
| Ni (0.38)                     | Bi (0.33) | V (0.31)   | Cu (0.26)  | S (0.19)                      | S (0.08)  | Cr (0.1)   | Ag (0.08)  |
| Se (0.44)                     | Rb (0.35) | Te (0.32)  | Cs (0.26)  | Sb (0.2)                      | Ag (0.09) | Ge (0.12)  | Ge (0.09)  |
| Be (0.44)                     | Mo (0.35) | Li (0.38)  | Ag (0.31)  | Se (0.23)                     | Li (0.09) | Cd (0.13)  | Ni (0.21)  |
| Sb (0.51)                     | Te (0.38) | Ag (0.39)  | Co (0.39)  | Ge (0.25)                     | Cs (0.1)  | Ni (0.13)  | Li (0.22)  |
| Sr (0.51)                     | Sr (0.38) | Se (0.41)  | Li (0.42)  | Cd (0.33)                     | Cd (0.12) | Li (0.14)  | Ba (0.22)  |
| Cu (0.52)                     | Co (0.38) | Co (0.57)  | Ge (0.43)  | Cu (0.34)                     | Se (0.14) | Cs (0.15)  | Mo (0.23)  |
| Co (0.54)                     | Ni (0.39) | Ge (0.58)  | Hg (0.5)   | Hg (0.37)                     | Ge (0.15) | Mo (0.16)  | Cs (0.27)  |
| Ge (0.54)                     | S (0.39)  | Rb (0.64)  | Se (0.54)  | Zn (0.41)                     | Mn (0.29) | Ba (0.2)   | Se (0.46)  |
| Mn (0.57)                     | Mn (0.42) | S (0.7)    | Mn (0.57)  | Ba (0.43)                     | Mo (0.41) | Se (0.36)  | Mn (0.48)  |
| S (0.58)                      | Be (0.43) | Hg (0.74)  | S (0.67)   | Mn (0.53)                     | Ba (0.43) | Mn (0.37)  | S (0.5)    |
| Zn (0.68)                     | Ge (0.56) | Sr (0.8)   | Cd (0.73)  | Sr (0.55)                     | Sr (0.53) | Tl (0.63)  | Tl (0.69)  |
| W (0.72)                      | Ag (0.71) | Ni (0.82)  | Sr (0.76)  | Tl (0.66)                     | Tl (0.65) | Sr (0.84)  | Na (0.98)  |
| Hg (1.15)                     | Hg (0.82) | Cd (1.02)  | Rb (0.87)  | Rb (0.97)                     | Rb (0.96) | Na (1.32)  | Sr (1.25)  |
| Mo (1.19)                     | W (0.83)  | Be (1.13)  | Ni (0.96)  | Mo (1.68)                     | Na (2.15) | Rb (2.07)  | Rb (2.98)  |
| Cd (1.43)                     | Cd (1.25) | Mn (1.45)  | Be (1.19)  | Na (4.66)                     |           |            |            |
| Tl (1.47)                     | Tl (2.31) | Na (1.76)  | Na (1.47)  |                               |           |            |            |
| Na (7.8)                      | Na (3.84) | Tl (2.48)  | Tl (2.33)  |                               |           |            |            |

Примечание. Для надземной части растений концентрации Te, Be, Hg ниже предела обнаружения прибора.

Note. For the aboveground part of plants, the concentrations of Te, Be, Hg are below the detection limit of the method.

газонных трав, произрастающих на торфогрунтах с разным содержанием отходов переработки медеплавильных шлаков, можно выделить следующие закономерности.

1. В почвенных субстратах с “техническим пеком СУМЗ” надземная и подземная части газонных трав имеют более низкие коэффициенты на-

копления для большинства тяжелых металлов по сравнению с исходным торфом. Однако в корнях растений на субстрате с 20%-м содержанием отходов больше коэффициент накопления по сравнению с контролем для Mn, Ni, Ga, Tl.

2. С увеличением доли отхода коэффициенты накопления для надземной и подземной частей

растений снижаются для следующих элементов: литофильных – Na, Ba, сидерофильных – Mo, халькофильных – As, Cd, Pb; увеличиваются для литофильных элементов – Li и Rb.

3. Коэффициенты накопления элементов преимущественно выше в корнях растений, однако для литофильных элементов Rb и Ba наблюдается обратная тенденция. Mo и Sr почти одинаково поглощаются как корнями, так и стеблями, только на субстрате с 20% отходов – в надземной части акумулируется данных элементов больше, чем в корнях. Самая большая разница в накоплении между подземной и надземной частями газонных трав выявлена для Co и Cd. На торфогрунтах с “техническим песком”, кроме ранее перечисленных, также максимальная разница наблюдается для W и Ag.

4. Минимальный коэффициент накопления (0.01) выявлен для Pb в надземной части газонных трав на субстрате с 20% отходов, а максимальный – для Na в корнях растений на торфе (7.8).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Многофакторное воздействие природных условий на техногенные отходы в процессе гипергенеза приводит к изменению соотношения водорастворимых, подвижных и потенциально подвижных форм тяжелых металлов (Бортникова и др., 2006; Котельникова, 2011). Атмосферные осадки играют важную роль в миграции элементов из медеплавильных шлаков и отходов их переработки (Макаров и др., 2010; Котельникова, 2011; Mikoda et al., 2018). При этом воздействие воды и окислительных агентов атмосферы на минералы “технических песков” увеличивает содержание подвижных форм тяжелых металлов (Котельникова, 2012).

Лабораторное моделирование взаимодействия отходов переработки медеплавильных шлаков с почвенными растворами (с использованием 1М ацетатно-аммонийного раствора) позволило составить ряд миграционной активности элементов: Mg>Mn>Na>P>Fe>Zn>Ca>Pb>As>S>Si>Al>Cu (Котельникова, 2012). Показано, что выщелачивание тяжелых металлов тем больше, чем больше в почве органических соединений, способствующих увеличению содержания их водорастворимых форм (Котельникова, 2012). Установлено, что миграция халькофильных элементов в природных водах осуществляется преимущественно в форме органических высокомолекулярных комплексов (Удачин и др., 2009). Высокая сорбционная емкость к металлам органических компонентов почв по сравнению с минеральными – общеизвестный факт, однако количественные характеристики и механизмы этих процессов продолжают изучаться (Lair et al., 2007; Водяницкий, 2009).

В системе *верховой торф–отходы переработки медеплавильных шлаков* под воздействием ат-

мосферных осадков, органических соединений торфа и микроорганизмов происходит выщелачивание двухвалентного железа из силикатов – фаялита, пироксенов и стеклофазы с выделением мелкокристаллических фаялита, магнетита и сульфидов, а также аморфных фрагментов алюмосиликатной матрицы, которые в дальнейшем образуют глинистую фазу. В ходе трансформации тонкодисперсных акцессорных минералов, включающей в себя окисление сульфидов тяжелых металлов и растворение медь- и цинксодержащих минералов, металлические компоненты переходят в почвенный раствор в виде свободных ионов и гидроксокомплексов. Окисление сульфидов будет сопровождаться накоплением сульфат-иона в почвенном растворе. В присутствии гумуса и фульвокислот гидроксокомплексы металлов образуют металлорганические соединения различной степени устойчивости – хелаты, в которых металл входит в анионную часть молекулы органического вещества. Хелатные комплексы за счет внешних карбоксильных и фенольных групп способны присоединять металлы в обмен на H<sup>+</sup>, при этом металлы входят в катионную часть молекулы. Обменно-поглощенные катионы достаточно подвижны и при определенном pH легко переходят в раствор. Вместе с тем возможно образование аморфных гидроксидов Fe, Al, Si, Zn, Mn и других металлов на фоне параллельно протекающего гидролиза образующихся гидроксокомплексов и органических комплексов металлов при изменении pH почвенных растворов. Известно, что гидроксиды металлов, обладая ионообменными свойствами (Челищев, 1973; Марков и др., 2006), являются хорошими сорбентами тяжелых металлов. Возможны также рекристаллизационные обменные реакции с участием сульфидов, в которых направление обмена в значительной степени будет контролироваться различиями в производителях растворимости сульфидов обменивающихся металлов (Челищев, 1973).

Таким образом, в системе *верховой торф–отходы переработки медеплавильных шлаков* включаются катионно-обменные механизмы с участием металлорганических комплексов металлов, а также гидроксидов и сульфидов металлов, образующихся при выщелачивании минералов “технического песка” и выступающих в роли регуляторов миграционных потоков рассеянных тяжелых металлов и других элементов с переменной валентностью.

Доступность микроэлементов для растений определяется формой их нахождения в растворе, сорбционной и комплексообразующей способностью. Уменьшение коэффициентов накопления Sn, Cu, Zn, Cd, Pb, As, Hg, Sb при увеличении содержания отходов переработки медеплавильного шлака в торфогрунте может быть связано с их сорбцией гидроксидами железа, алюминия, кремния, цинка

и т. д., активно образующихся в нейтральных почвенных растворах, а также связыванием их в обменные комплексы в глинистых минералах. Присутствующий в торфогрунтах “технический песок” поддерживает в почвенных растворах  $\text{pH} = 6$ , выступая в качестве буфера.

Биодоступность элементов также зависит от вида произрастающих растений и эдафических свойств (Fijalkowski et al., 2012). Почвы с хорошей аэрацией (Magnuson et al., 2001), нейтральной и щелочной реакцией среды (Wang et al., 2006), высоким содержанием органических веществ (Yetang Hong et al., 2007) сильнее удерживают тяжелые металлы. Недостаточное количество питательных микроэлементов в почве часто приводит к чрезмерному накоплению в растениях ряда тяжелых металлов (Fijalkowski et al., 2012). Поэтому мы наблюдаем более высокий коэффициент биологического поглощения Pb, As, Mo, Cu, Zn, Cd, Sb в газонных травах, выращенных на торфе, чем на почвенном субстрате с отходами переработки медеплавильных шлаков.

Растения обладают физиологическими барьерами, препятствующими миграции тяжелых металлов, самый мощный из них – корневая система (Ильин, Сысо, 2001; Soriano-Disla et al., 2014). Именно поэтому мы фиксируем, что надземная часть газонных трав преимущественно имеет более низкую концентрацию рассмотренных элементов по сравнению с таковой в корнях. Данную закономерность мы наблюдали и на самозарастающем отвале старолежальных шлаков Полевского медеплавильного завода (Золотова, Рябинин, 2020). На том же объекте мы установили, что в условиях неограниченного запаса высвобождаемых из шлака элементов у растительности существует верхний порог накопления. Это согласуется с тем, что при увеличении содержания отходов переработки медеплавильных шлаков в верховом торфе до 20% коэффициенты биологического поглощения ряда элементов снижаются.

Тяжелые металлы способны влиять на биодоступность друг друга, т. е. проявляют антагонистическое и синергетическое поведение (Chibuike, Obiora, 2014). Cu и Zn, а также Ni и Cd конкурируют за одни и те же мембранные переносчики у растений (Clarkson, Luttege, 1989). Однако не все так однозначно. Взаимосвязь между тяжелыми металлами в системе почва–растения – это сложный и многофакторный процесс, и необходимы дополнительные исследования в этой области (Chibuike, Obiora, 2014).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Натурный эксперимент по выращиванию газонных трав на субстрате из нейтрализованного верхового торфа с разным содержанием отходов пере-

работки отвальных литьих шлаков Среднеуральского медеплавильного завода позволил исследовать мобилизацию элементов из “технического песка” в почву за летний период, показать распределение элементов в подземной и надземной частях растений, рассчитать коэффициенты накопления. В модифицированных торфяных субстратах за вегетационный сезон снижается содержание большинства исследуемых элементов, например в 2–3 раза для Zn, Cu, Co, S, As, Pb, Mo и др. Самое резкое уменьшение концентрации из рассмотренных элементов отмечено для Na.

Надземная часть исследуемых газонных трав имеет более низкую концентрацию элементов по сравнению с корнями. Наибольшая разница установлена для Co, Cd, Cu, W. В растениях, выращенных на модифицированном субстрате с 20%-м содержанием отходов переработки медеплавильных шлаков, в разы больше металлов по сравнению с газонными травами на исходном торфе.

Газонные травы, выращенные на почвенных субстратах с разным соотношением “технического песка СУМЗ”, имеют более низкие коэффициенты накопления большинства тяжелых металлов по сравнению с растениями на исходном торфе. С увеличением доли отходов снижаются коэффициенты накопления Na, Ba, Mo, As, Cd, Pb, увеличиваются – Li и Rb.

Таким образом, эксперимент внес вклад в изучение миграции элементов из отходов цветной металлургии в такой тип почв, как нейтрализованный верховой торф ( $\text{pH} = 6.6$ ), а также в подземную и надземную части растений. Видится целесообразным дальнейшие исследования взаимосвязи между тяжелыми металлами в почвенно-растительной системе, а также выявление химических соединений, в которых они в ней находятся.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бортникова С.Б., Гаськова О.Л., Бессонова Е.П. (2006) Геохимия техногенных систем. Новосибирск: Гео, 169 с.  
 Власенко В.Э., Завьялова Н.С., Рябинин В.Ф. (1996) Использование отходов медеплавильного производства СУМЗа при выращивании некоторых сельскохозяйственных растений. *Биологическая рекультивация нарушенных земель*. Екатеринбург: УрО РАН, 17-19.  
 Водяницкий Ю.Н. (2009) Тяжелые и сверхтяжелые металлы и металлоиды в загрязненных почвах. М.: ГНУ Почвенный институт им. В.В. Докучаева Россельхозакадемии, 95 с.  
 Государственный доклад о состоянии окружающей среды и влиянии факторов среды обитания на здоровье населения Свердловской области. (1996) Екатеринбург: Аэрокосмоэкология, 218 с.  
 Григорьев Н.А. (2009) Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 382 с.  
 Грудинский П.И., Дюбанов В.Г. (2018) Исследование процесса сульфатизирующего обжига цинксодержа-

щих хвостов производства меди с использованием сульфатов железа. *Междунар. науч.-исслед. журн.*, **12**(78), 83-87. DOI: 10.23670/IRJ.2018.78.12.014

Гуман О.М., Долинина И.А., Макаров А.Б., Рудой А.Г. (2010) Использование отходов переработки отвальных шлаков для рекультивации земель горнодобывающего комплекса. *Изв. вузов. Горн. журнал*, (4), 43-49.

Золотова Е.С., Рябинин В.Ф. (2020) Экологическая геохимия старого отвала медеплавильного шлака на Среднем Урале. *Изв. УГГУ*, **2**(58), 103-109. DOI: 10.21440/2307-2091-2020-2-103-109

Золотова Е.С., Рябинин В.Ф., Котельникова А.Л., Иванова Н.С. (2020) Оценка мобильности элементов из отходов переработки медеплавильных шлаков в лесные почвы. *Литосфера*, **20**(5), 717-726. DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-5-717-726

Ильин В.Б., Сысо А.И. (2001) Микроэлементы и тяжелые металлы в почвах и растениях Новосибирской области. Новосибирск: СО РАН, 229 с.

Ковалева Г.В., Старожилов В.Т., Дербенцева А.М., Майорова Л.П., Матвеенко Т.И., Семаль В.А., Морозова Г.Ю. (2012) Почвы и техногенные поверхностные образования в городских ландшафтах. Владивосток: Дальнанаука, 159 с.

Котельникова А.Л. (2011) Оценка шлаков медеплавильных производств как потенциальных источников тяжелых металлов (на примере медеплавильного шлака Среднеуральского медеплавильного завода). *Леса России и хозяйство в них*, **1**(38), 36-38.

Котельникова А.Л. (2012) О подвижных формах тяжелых металлов медеплавильных шлаков. *Тр. ИГГ УрО РАН*. Вып. 159, 96-98.

Котельникова А.Л., Рябинин В.Ф. (2018) Особенности вещественного состава и перспективы использования отхода вторичной переработки отвальных медеплавильных шлаков. *Литосфера*, **18**(1), 133-139. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-133-139

Леонтьев М.С., Рябинин В.Ф. (2005) Экогеохимическая характеристика распределения халькофильных металлов в дерново-подзолистых и серых лесных почвах Урала. *Тр. ИГГ УрО РАН*. Вып. 152, 366-377.

Леонтьев М.С., Рябинин В.Ф. (2007) Влияние техногенного вещества на геохимию халькофильных металлов в дерново-подзолистых почвах. *Проблемы минералогии, петрографии и металлогенеза. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского*, **10**, 326-331.

Макаров А.Б., Гуман О.М., Долинина И.А. (2010) Минеральный состав отходов переработки отвальных шлаков Среднеуральского медеплавильного завода и оценка их потенциальной экологической опасности. *Вестн. Урал. отд. Российского минералогического общества*, **7**, 80-86.

Марков В.Ф., Фомазюк Н.И., Маскаева Л.Н., Макурин Ю.Н., Степановских Е.И. (2006) Извлечение меди (II) из промывных вод композиционным сорбентом Dowex marathon С – гидроксид железа. *Конденсированные среды и межфазные границы*, **8**(1), 29-35.

СУМЗ переработал четверть шлаков медеплавильного производства (2018) [Электронный ресурс]. *Металлоснабжение и сбыт*. <https://www.metalinfo.ru/ru/news/101265> (дата обращения: 02.04.2021)

Петров И.М. (2020) Экспортные позиции России на мировом рынке цветных металлов. *Минеральные ресурсы России. Экономика и управление*, **3**, 73-75.

Реутов Д.С., Котельникова А.Л., Халезов Б.Д., Кориневская Г.Г. (2014) Технология извлечения цинка, меди и утилизации песков из твердых отходов, полученных после флотации медеплавильных шлаков. *Проблемы недропользования*, **1**, 121-126.

Удачин В.Н., Вильямсон Б.Д., Аминов П.Г. (2009) Геохимия окружающей среды геотехнических систем Южного Урала. *Естеств. и технич. науки*, **6**, 298-306.

Челищев Н.Ф. (1973) Ионнообменные свойства минералов. М.: Наука, 203 с.

Шпирук С.Е., Ходяков Е.А., Копыл В.Д., Торба В.Д. (2020) Современные тенденции и проблемы развития горно-металлургического комплекса. *Modern Economy Success*, **4**, 263-268.

Agnello A.C., Potysz A., Fourdrin C., Huguenot D., Chauhan P.S. (2018) Impact of pyrometallurgical slags on sunflower growth, metal accumulation and rhizosphere microbial communities. *Chemosphere*, **208**, 626-639. DOI: 10.1016/j.chemosphere.2018.06.038

Chibuike G.U., Obiora S.C. (2014) Heavy Metal Polluted Soils: Effect on Plants and Bioremediation Methods. *Appl. Environ. Soil Sci.*, Article ID 752708, 12 p. DOI: 10.1155/2014/752708

Clarkson D.T., Luttge U. (1989) Mineral nutrition: divalent cations, transport and compartmentation. *Progr. Botany*, **51**, 93-112.

Fijalkowski K., Kacprzak M., Grobelak A., Placek A. (2012) The influence of selected soil parameters on the mobility of heavy metals in soils. *Inżynieria i Ochrona Środowiska*, **15**(1), 81-92.

Lair G.J., Gerzabek M.H., Haberhauer G. (2007) Sorption of heavy metals on organic and inorganic soil constituents. *Environ. Chem. Lett.*, **5**, 23-27. DOI: 10.1007/s10311-006-0059-9

Magnuson M.L., Kelty C.A., Kelty K.C. (2001) Trace metal loading on water-borne soil and dust particles characterized through the use of Split-flow thin-cell fractionation. *Analyt. Chem.*, **73**(14), 3492-3496.

Mikoda B., Kucha H., Potysz A., Kmiecik E. (2018) Metallurgical slags from Cu production and Pb recovery in Poland – Their environmental stability and resource potential. *Appl. Geochem.*, **98**, 459-472. DOI: 10.1016/j.apgeochem.2018.09.009

Onuaguluchi O., Eren O. (2012) Cement Mixtures Containing Copper Tailings as an Additive: Durability Properties. *Materials Res.*, **15**(6), 1029-1036. DOI: 10.1590/S1516-14392012005000129

Potysz A., Grybos M., Kierczak J., Guibaud G., Fondeche P., Lens P.N.L., Hullebusch E.D. (2017) Metal mobilization from metallurgical wastes by soil organic acids. *Chemosphere*, **178**, 197-211. DOI: 10.1016/j.chemosphere.2017.03.015

Singh J., Singh S.P. (2019) Geopolymerization of solid waste of non-ferrous metallurgy. A review. *J. Environ. Manag.*, **251**, 109571. DOI: 10.1016/j.jenvman.2019.109571

Soriano-Disla J.M., Gómez I., Navarro-Pedreño J., Jordan M.M. (2014) The transfer of heavy metals to barley plants from soils amended with sewage sludge with different heavy metal burdens. *J. Soils Sed.*, **14**, 687-696. DOI: 10.1007/s11368-013-0773-4

Wang A.S., Angle J.S., Chaney R.L., Delorme T.A., Reeves R.D. (2006) Soil pH Effects on Uptake of Cd and Zn by *Thlaspi caerulescens*. *Plant Soil*, **281**(1-2), 325-337.

DOI: 10.1007/s11104-005-4642-9  
 Yetang Hong L.Y., Wang D., Zhu Y. (2007) Determination of free heavy metal ion concentrations in soils around a cadmium rich zinc deposit. *Geochem. J.*, **41**(4), 235-240. DOI: 10.2343/geochemj.41.235

## REFERENCES

Agnello A.C., Potysz A., Fourdrin C., Huguenot D., Chauhan P.S. (2018) Impact of pyrometallurgical slags on sunflower growth, metal accumulation and rhizosphere microbial communities. *Chemosphere*, **208**, 626-639. DOI: 10.1016/j.chemosphere.2018.06.038

Bortnikova S.B., Gas'kova O.L., Bessonova E.P. (2006) Geochemistry of technogenic systems. Novosibirsk, Geo Publ., 169 p. (In Russ.)

Chelishchev N.F. (1973) Ion exchange properties of minerals. Moscow, Nauka Publ., 203 p. (In Russ.)

Chibuike G.U., Obiora S.C. (2014) Heavy Metal Polluted Soils: Effect on Plants and Bioremediation Methods. *Appl. Environ. Soil Sci.*, Article ID 752708, 12 p. DOI: 10.1155/2014/752708

Clarkson D.T., Luttge U. (1989) Mineral nutrition: divalent cations, transport and compartmentation. *Progr. Botany*, **51**, 93-112.

Fijalkowski K., Kacprzak M., Grobelak A., Placek A. (2012) The influence of selected soil parameters on the mobility of heavy metals in soils. *Inżynieria i Ochrona Środowiska*, **15**(1), 81-92.

Grigor'ev N.A. (2009) Distribution of chemical elements in the upper part of the continental crust. Ekaterinburg, UrO RAN, 382 p. (In Russ.)

Grudinski P.I., Dyubanov V.G. (2018) Research of the process of sulphating roasting of zinc-containing tailings in copper production using iron sulfates. *Int. Res. J.*, **12**(78), 83-87. (In Russ.) DOI: 10.23670/IRJ.2018.78.12.014

Guman O.M., Dolinina I.A., Makarov A.B., Rudoi A.G. (2010) The use of waste processing waste slag for land reclamation of the mining complex. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Gorn. Zh.*, (4), 43-49. (In Russ.)

Il'in V.B., Syso A.I. (2001) Trace elements and heavy metals in soils and plants of the Novosibirsk region. Novosibirsk, SO RAN, 229 p. (In Russ.)

Kotel'nikova A.L. (2011) Copper slag as potential heavy metals source (Midle-Ural copper melt plant as example). *Lesa Rossii i Khozyaistvo v nikh*, **38**(1), 36-38. (In Russ.)

Kotel'nikova A.L. (2012) On mobile forms of heavy metals of copper-smelting slag. Proc. IGG UrO RAN. V. 159, 96-98. (In Russ.)

Kotel'nikova A.L., Ryabinin V.F. (2018) The composition features and perspective of use for the copper slag recycling waste. *Lithosphere (Russia)*, **18**(1), 133-139. (In Russ.) DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-133-139

Kovaleva G.V., Starozhilov V.T., Derbentseva A.M. Mayorova L.P., Matveenko T.I., Semal V.A., Morozova G.Yu. (2012) Soils and technogenic surface formations in urban landscapes. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 159 p. (In Russ.)

Lair G.J., Gerzabek M.H., Haberhauer G. (2007) Sorption of heavy metals on organic and inorganic soil constituents. *Environ. Chem Lett.*, **5**, 23-27. DOI: 10.1007/s10311-006-0059-9

Leont'ev M.S., Ryabinin V.F. (2005) Ecgeochemical characteristics of the distribution of chalcophilic metals in sod-podzolic and gray forest soils of the Urals. Proc. IGG UrO RAN. V. 152, 366-377. (In Russ.)

Leont'ev M.S., Ryabinin V.F. (2007) Influence of technogenic matter on the geochemistry of chalcophilic metals in sod-podzolic soils. *Problems of mineralogy, petrography and metallogenesis. Scientific readings in memory of P.N. Chirvinsky*, **10**, 326-331. (In Russ.)

Magnuson M.L., Kelty C.A., Kelty K.C. (2001) Trace metal loading on water-borne soil and dust particles characterized through the use of Split-flow thin-cell fractionation. *Analyst. Chem.*, **73**(14), 3492-3496.

Makarov A.B., Guman O.M., Dolinina I.A. (2010) Mineral composition of waste slag processing from the Sredneuralsk copper smelter and assessment of their potential environmental hazard. *Vestn. Ural Otd. Ross. Mineral. Obshch.*, **7**, 80-86. (In Russ.)

Markov V.F., Fomazyuk N.I., Maskaeva L.N., Makurin Yu.N., Stepanovskikh E.I. (2006) Extraction of copper (II) from rinsing waters with the composite sorbent Dowex marathon C – iron hydroxide. *Kondens. Sredy Mezhfaz Gronitsy*, **8**(1), 29-35. (In Russ.)

SUMZ processed a quarter of smelter slags. (2018) [Electronic resource]. *Metal Supply and Sales Magazine, News of the russian metallurgical industry*. URL: (In Russ.) <https://www.metalinfo.ru/ru/news/101265> (accessed: 02.04.2021)

Mikoda B., Kucha H., Potysz A., Kmiecik E. (2018) Metallurgical slags from Cu production and Pb recovery in Poland – Their environmental stability and resource potential. *Appl. Geochem.*, **98**, 459-472. DOI: 10.1016/j.apgeochem.2018.09.009

Onuaguluchi O., Eren O. (2012) Cement Mixtures Containing Copper Tailings as an Additive: Durability Properties. *Materials Res.*, **15**(6), 1029-1036. DOI: 10.1590/S1516-14392012005000129

Petrov I.M. (2020) Russia's export position in the global non-ferrous metal market. *Mineral'nye resursy Rossii. Ekonomika Uravlenie*, **3**, 73-75. (In Russ.)

Potysz A., Grybos M., Kierczak J., Guibaud G., Fondaneche P., Lens P.N.L., Hullebusch E.D. (2017) Metal mobilization from metallurgical wastes by soil organic acids. *Chemosphere*, **178**, 197-211. DOI: 10.1016/j.chemosphere.2017.03.015

Reutov D.S., Kotel'nikova A.L., Khalezov B.D., Korinevskaya G.G. (2014) Studies and research technology to extract zinc, copper and utilization sands from solid waste obtained after flotation copper smelting slag. *Problemy Nedropol'zovaniya*, **1**, 121-126. (In Russ.)

Shpiruk S.E., Khodyakov E.A., Kopyl V.D., Torba V.D. (2020) Modern trends and problems of development of the mining and metallurgical complex. *Modern Economy Success*, **4**, 263-268.

Singh J., Singh S.P. (2019) Geopolymerization of solid waste of non-ferrous metallurgy. A review. *J. Environ. Manag.*, **251**, 109571. DOI: 10.1016/j.jenvman.2019.109571

Soriano-Disla J.M., Gómez I., Navarro-Pedreño J., Jordan M.M. (2014) The transfer of heavy metals to barley plants from soils amended with sewage sludge with different heavy metal burdens. *J. Soils Sed.*, **14**, 687-696. DOI: 10.1007/s11368-013-0773-4

State report on the state of the environment and the impact of environmental factors on the health of the population of the Sverdlovsk region. (1996) Ekaterinburg, Aehroko-

smoekologiya Publ., 218 p. (In Russ.)

Udachin V.N., Vil'yamson B.D., Aminov P.G. (2009) Geochemistry of the environment of the geotechnical systems of the Southern Urals. *Estestv. Tekhnich. Nauki*, 6, 298-306. (In Russ.)

Vlasenko V.E., Zav'yalova N.S., Ryabinin V.F. (1996) The use of waste from the copper-smelting production of SUMZ in the cultivation of some agricultural plants. *Biological reclamation of disturbed lands*. Ekaterinburg, UrO RAN, 17-19. (In Russ.)

Vodyanitskii Yu.N. (2009) Heavy and superheavy metals and metalloids in contaminated soils. Moscow, V.V. Dokuchaev Pochvennyi Institute, 95 p. (In Russ.)

Wang A.S., Angle J.S., Chaney R.L., Delorme T.A., Reeves R.D. (2006) Soil pH Effects on Uptake of Cd and Zn by *Thlaspi caerulescens*. *Plant Soil*, **281**(1-2), 325-337. DOI: 10.1007/s11104-005-4642-9

Yetang Hong L.Y., Wang D., Zhu Y. (2007) Determination of free heavy metal ion concentrations in soils around a cadmium rich zinc deposit. *Geochem. J.*, **41**(4), 235-240. DOI: 10.2343/geochemj.41.235

Zolotova E.S., Ryabinin V.F. (2020) Environmental geochemistry of the copper slag old dump in the Middle Urals. *Izv. UGGU*, **2**(58), 103-109. (In Russ.) DOI: 10.21440/2307-2091-2020-2-103-109

Zolotova E.S., Ryabinin V.F., Kotelnikova A.L., Ivanova N.S. (2020) Assessment of element mobility from copper smelting waste slag into forest soils. *Lithosphere (Russia)*, **20**(5), 717-726. (In Russ.) DOI: 10.24930/1681-9004-2020-20-5-717-726

## ЛИТОСФЕРА Том 22 № 1

Январь–Февраль 2022

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

Технический редактор Е.И. Богданова  
Корректоры Н.М. Катаева, М.О. Тюлюкова  
Оригинал-макет А.Ю. Одинцовой  
Макет обложки А.Ю. Савельевой

---

РИО ИГГ УрО РАН № 112      Дата выхода в свет 28.02.2022      Формат 60 × 84½      Печать офсетная  
Усл. печ. л. 18,75      Уч.-изд. л. 18,75      Тираж 120      Цена 990 руб. 00 коп.      Заказ \_\_\_\_\_

---

Институт геологии и геохимии УрО РАН

Екатеринбург, 620110, ул. Акад. Вонсовского, 15

---

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии  
ООО Универсальная Типография “Альфа Принт”  
620049, г. Екатеринбург, переулок Автоматики, 2ж  
Тел.: 8 (800) 330-16-00  
[www.alfaprint24.ru](http://www.alfaprint24.ru)

**LITHOSPHERE (Russia) Vol. 22 No. 1**

January–February 2022

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

Founder

The Federal State Institution of Science  
the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry  
Russian Academy of Sciences Ural Branch

Registration certificate PI No. FS77-77043 from October 21, 2019  
Ministry of Digital Development, Communications and Mass Media  
of the Russian Federation

Technical editor E.I. Bogdanova  
Correctors N.M. Kataeva, M.O. Tulukova  
Original-layout A.Yu. Odintsova  
Cover layout A.Yu. Savelieva

---

IPD IGG UB RAS № 112      Signed in print 28.02.2022      Format 60 × 84½      Offset print  
Cond. print. sh. 18,75      Found.-publ. sh. 18,75      Circulation 120      Price 990 rub. 00 kopecks      Order \_\_\_\_\_

---

Institute of Geology and Geochemistry UB RAS

15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620110

Printed from the ready-made original layout in typography  
OOO Universal Printing House “Alpha Print”  
2Ж Automation Lane, Ekaterinburg, 620049  
Тел.: 8 (800) 300-16-00  
[www.alfaprint24.ru](http://www.alfaprint24.ru)