

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

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

ЛИТОСФЕРА

Том 18 № 4 2018 Июль—Август

Основан в 2001 году
Выходит 6 раз в год

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

LITHOSPHERE (Russia)

Volume 18 No. 4 2018 July—August

Founded in 2001
Issued 6 times a year

Литосфера, 2018. Том 18, № 4

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

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

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

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

Редакционная коллегия: В.П. Алексеев, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; А.И. Антошкина, ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия; В.Н. Анфилов, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; Ф. Беа, Университет г. Гранада, Испания; В.А. Верниковский, ИНГиг СО РАН, г. Новосибирск, Россия; Э.Ф. Емлин, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; 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; Е.С. Контарь, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; С.В. Корнилов, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; А.А. Краснобаев, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; М.Г. Леонов, ГИН РАН, г. Москва; П.С. Мартышко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Масленников, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; А.В. Маслов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Ф. Менг, Институт геологии Китайской Академии геологических наук, Китай; В.В. Мурзин, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.М. Нечехухин, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Огородников, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Пучков, ИГ УНЦ РАН, г. Уфа, Россия; Е.В. Пушкарёв, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Р. Селтманн, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; С.Д. Соколов, ГИН РАН, г. Москва, Россия; А.Г. Талалай, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Удачин, ИМин УрО РАН, Миасс, Россия; Ю.В. Хачай, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Черных, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Б.И. Чувашов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Р. Эрнст, Департамент наук о Земле, Карleton Университет, Оттава, Канада; В.Л. Яковлев, ИГД 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 редакции: 620016, Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Россия
Тел. (343) 287-90-45, тел./факс: (343) 287-90-12
E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

© Институт геологии и геохимии УрО РАН
© Авторы статей

Lithosphere (Russia), 2018. Volume 18, No. 4

Scientific journal. Issued 6 times a year
Founded in 2001

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

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

Editors-in-chief **Viktor A. Koroteev, Sergei L. Votyakov**
Deputy Editor-in-chief **German B. Fershtater**
Secretary **Gunar A. Mizens**
IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia

Editorial board: Valerii P. Alekseev (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Anna I. Antoshkina (Institute of Geology, Komi Science Centre UB of RAS, Syktyvkar, Russia); Vsevolod N. Anfilogov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Fernando Bea (Granada University, Spain); Valerii A. Vernikovskii (Institute of Oil Geology and Geophysics, Siberian Branch of RAS, Novosibirsk, Russia); Eduard F. Emlin (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); 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); Efim S. Kontar' (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Sergei V. Kornilkov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Artur A. Krasnobaev (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Mikhail G. Leonov (Geological Institute of RAS, Moscow, Russia); Petr S. Martysenko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Maslennikov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Andrei V. Maslov (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Fun Meng Vong (Institute of Geology of Chinese Academy of Geological Sciences, China); Valerii V. Murzin (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Viktor M. Necheukhin (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Vitalii N. Ogorodnikov (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Viktor N. Puchkov (Institute of Geology, Ufimian Science Centre of RAS, Ufa, Russia); Evgenii V. Pushkarev (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Reimar Seltmann (Nature History Museum, London, Great Britain); Sergei D. Sokolov (Geological Institute of RAS, Moscow, Russia); Aleksandr G. Talalai (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Valerii N. Udachin (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Jurii V. Khachai (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Chernykh (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Boris I. Chuvashov (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Richard Ernst (Scientist in Residence, Dept. of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada); Viktor L. Yakovlev (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

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

© Institute of Geology and Geochemistry
© Authors of articles

СОДЕРЖАНИЕ

Том 18, № 4, 2018

Плюмы – новое слово в геологии Урала <i>В. Н. Пучков</i>	483
Реологическая модель строения земной коры (модель третьего поколения) <i>С. Н. Иванов, К. С. Иванов</i>	500
Верхний венд востока, северо-востока и севера Восточно-Европейской платформы: процессы осадконакопления и эволюция биоты <i>А. В. Маслов, В. Н. Подковыров, Д. В. Гражданкин, А. В. Колесников</i>	520
Особенности состава, строения и условий образования хирнантских отложений в Тимано-Северо-уральском осадочном бассейне <i>А. И. Антошкина, Л. А. Шмелёва</i>	543
Оценка комагматичности габброидов и сиенитов Арсентьевского массива (Западное Забайкалье) <i>Е. И. Ласточкин, Г. С. Рипп, Д. А. Орсов, Р. А. Бадмацыренова, В. Б. Хубанов</i>	566
Цирконы и цирконовая геохронология габбро Нуралинского массива (Южный Урал) <i>А. А. Краснобаев, П. М. Вализер</i>	574
Изотопный состав гафния цирконов платиноносного Феклистовского массива (Шантарский архипелаг, Охотское море, Россия) <i>К. Н. Малич, И. Ю. Баданина</i>	585
Геохимические особенности и условия образования медистых песчаников Оренбургского Предуралья <i>А. В. Волков, И. А. Новиков, А. А. Разумовский, К. Ю. Мурашов, Н. В. Сидорова</i>	593
Петролого-геохимические особенности рудовмещающих эффузивных и интрузивных пород Николаевского месторождения золото-порфирового типа (Южный Урал) <i>С. Е. Знаменский, В. В. Холоднов</i>	607
Микротопохимия конкреций пирита в кремнистых алевропелитах Юбилейного медноколчеданного месторождения (Южный Урал) по данным LA-ICP-MS <i>А. С. Целуйко, В. В. Масленников, Д. А. Артемьев</i>	621
Юбилей	
Виктор Николаевич Пучков. К 80-летию со дня рождения	642
К сведению авторов	645

Вниманию читателей

Оформить подписку журнала на 2-е полугодие 2018 года можно во всех отделениях Почты России (подписной индекс издания в Общероссийском каталоге “Почта России” – 10657)

Contents

Volume 18, No. 4, 2018

Plumes – a new word in Geology of the Urals <i>V. N. Puchkov</i>	483
Rheological model of Earth's crust (model of third generation) <i>S. N. Ivanov, K. S. Ivanov</i>	500
Upper Vendian in the east, northeast and north of East European Platform: Depositional processes and biotic evolution <i>A. V. Maslov, V. N. Podkovyrov, D. V. Grazhdankin, A. V. Kolesnikov</i>	521
Peculiarities of composition, structure and environments of Hirnantian deposits in the Timan-northern Ural sedimentary basin <i>A. I. Antoshkina, L. A. Shmeleva</i>	543
Assessment of the comagmaticity of gabbroids and syenites of the Arsentyevsky massif (Western Transbaikalia) <i>E. I. Lastochkin, G. S. Ripp, D. A. Orsoev, R. A. Badmatsyrenova, V. B. Hubanov</i>	566
Zircons and zircon's geochronology of gabbro Nurali massif (the Southern Urals) <i>A. A. Krasnobaev, P. M. Valizer</i>	574
Hafnium isotope composition of zircon from the platinum-bearing Feklistov massif (Shantar Archipelago, Sea of Okhotsk, Russia) <i>K. N. Malitch, I. Yu. Badanina</i>	585
Geochemical features and formation conditions of the cupriferous sandstones of the Orenburg Pre-Urals <i>A. V. Volkov, I. A. Novikov, A. A. Razumovsky, K. Y. Murashov, N. V. Sidorova</i>	593
Petrological-geochemical features of ore-bearing effusive and intrusive rocks of the Nikolaevskoe gold-porphyry deposit (the Southern Urals) <i>S. E. Znamensky, V. V. Holodnov</i>	607
Microtopochemistry of pyrite nodules of siliceous siltstones from the Yubileinoe massive sulfide deposit (the Southern Urals): LA-ICP-MS data <i>A. S. Tseluyko, V. V. Maslennikov, D. A. Artem'yev</i>	621

Jubilees

Viktor Nikolaevich Puchkov. 80-anniversary	642
Author's guide	645

Orders

You can order the current and the proceeding numbers of the journal by post or fax from:
15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, 620016, Russia.
Tel.: (343) 287-90-45, Tel./fax: (343) 287-90-12. E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

УДК 551.242.3(234/85)

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-483-499

ПЛЮМЫ – НОВОЕ СЛОВО В ГЕОЛОГИИ УРАЛА

© 2018 г. В. Н. Пучков^{1,2}¹Институт геологии УНЦ РАН, 450077, Уфа, ул. К. Маркса, 16/2²Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mail: puchkv@ufaras.ru

Поступила в редакцию 15.06.2018 г., принята к печати 20.07.2018 г.

Предмет исследований. Представления о плюмовой тектонике возникли и стали разрабатываться всего лишь несколькими годами позже теории тектоники литосферных плит. Однако на Урале вопрос о проявлениях плюм-тектоники, в отличие от плейт-тектоники, практически не поднимался вплоть до последнего десятилетия. Это объясняется сложностью выявления плюмов в древних складчатых областях вообще, поскольку в них невозможно применение сейсмофотографии, а магматические комплексы частично скрыты под более молодыми осадками, частично эродированы и вдобавок подверглись искажениям, связанным с распадом континентов, субдукцией и складчато-покровными деформациями. **Материалы и методы.** В течение последнего десятилетия среди магматических комплексов Урала (преимущественно в пределах его западного склона), Пай-Хоя и Новой Земли, благодаря уточнению возраста магматических формаций, изучению их геодинамически обусловленной петрохимии и корреляции их с комплексами аналогичного возраста в других регионах, автору удалось наметить 10 уровней возможного проявления плюмовых и суперплюмовых событий. **Результаты.** Предполагается наличие на территории современного Урала реликтов следующих плюмов: навьшского (нижний рифей), машакского (средний рифей), аршинского и кирябинского (терминальный рифей), маньхамбовского (кембрий), кидрясовского (ранний–средний ордовик), ушатского (поздний ордовик–ранний силур), Кольско-Днепровского (девон), степнинского (пермь), Урало-Сибирского (ранний–средний триас).

Ключевые слова: Урал, плюмы, суперплюмы, суперсвеллы, траппы, долериты, А-граниты, карбонатиты

PLUMES – A NEW WORD IN GEOLOGY OF THE URALS

Victor N. Puchkov^{1,2}¹Institute of Geology, Ufimian Sciences Centre RAS, 16/2 K. Marx st., Ufa, 450077, Russia²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st.,
Ekaterindurg, 620016, Russia, e-mail: puchkv@ufaras.ru

Received 15.06.2018, accepted 20.07.2018

Subject. The ideas of plume tectonics became active and developing only several years later than the theory of plate tectonics. But in the Urals, the question of plume tectonics, contrary to plate tectonics, was not raised, with rare exceptions, until the latest decade. It is explained by great difficulties in revelation of plumes in any ancient foldbelt, because seismic tomography is not applicable, and magmatic complexes are partly covered by younger sediments, partly eroded, and, additionally, undergone distortion, connected with continental break-ups and drift, subduction and fold-and thrust deformations. **Materials and methods.** However in recent years, among the magmatic complexes of the Urals (mostly in its western areas), Pay-Khoy and Novaya Zemlya, thanks to precise definition of magmatic formations ages, study of their geodynamically conditioned petrochemistry and their correlation with other regions, the author identified ten levels of probable manifestations of plume/superplume events. **Results.** It is assumed that in the modern Urals the relics of the following plumes: Navysh (Lower Riphean), Mashak (Middle Riphean), Arsha and Kiryabinka (Terminal Riphean), Mankhambo (Cambrian), Kidryas (Lower–Middle Ordovician, Ushat (Late Ordovician–Lower Silurian), Kola-Dniepr (Devonian), Stepninsk (Permian), Ural-Siberian (Lower–Middle Triassic) had remained.

Keywords: Urals, plumes, superplumes, superswells, flood basalts, dolerites, A-granites, carbonatites

Acknowledgements

The author is grateful to Academician of the Russian Academy of Sciences M.I. Kuzmin, for constructive discussion.

This work was supported by the RNF (project No. 16-17-10192).

Статья написана по заказу Редколлегии.

Для цитирования: Пучков В.Н. (2018) Плюмы – новое слово в геологии Урала. *Литосфера*, **18**(4), 483–499. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-483-499

For citation: Puchkov V.N. (2018) Plumes – a new word in Geology of the Urals. *Litosfera*, **18**(4), 483–499. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-483-499

ВВЕДЕНИЕ

Мысль о том, что цепи океанических островов являются “горячими точками” – поверхностными проявлениями аномальных участков плавления в мантии, была высказана свыше полвека тому назад [Wilson, 1963]. Вслед за тем идея была развита [Morgan, 1971], в виде концепции мантийных плюмов (“перьев”, “плюмажей”), – пространственно зафиксированных вертикальных конвективных потоков горячего легкого флюидонасыщенного вещества, поднимающихся от границы ядро/мантия, след которых на земной поверхности зависит от движения литосферных плит, что позволяет использовать проекцию любого из них на земную поверхность в качестве точки отсчета при анализе движений плит. Анализ распределения внутриплитного магматизма на земной поверхности [Зоненшайн, Кузьмин, 1983] позволил выделить две обширные провинции, названные горячими полями мантии. Использование сейсмотомографии [Dziewonski, 1984] позволило закартировать эти провинции в качестве мантийных областей с низкими скоростями сейсмических волн. В этих провинциях формируются как отдельные плюмы, которые долго существуют в установленном месте, по которым можно делать абсолютные палеорекострукции, так и суперплюмы, которые, поднимаясь к поверхности, могут образовывать крупные магматические провинции (КМП, или LIPs – Large Igneous Provinces) [Ernst, 2014]. Они независимо накладываются на различные тектонические структуры, связаны с рифтогенезом активного типа и отличаются относительно коротким временем проявления. Дальнейшее развитие концепция плюмов получила в представлении о суперсвеллах – активных, горячих областях на границе ядра и мантии в слое “D”, генерирующих плюмы.

Термины “горячие точки”/“горячие поля” употребляются и по сию пору, но нужно отдавать себе отчет, что они соотносятся с терминами “плюмы”/“суперплюмы”, как в медицине симптом относится к диагнозу.

Представления о плюмах и суперплюмах сочетаются с теорией тектоники литосферных плит, объясняющей движения земной коры и литосферы, образование океанической коры, субдукционных, пассивных рифтовых зон и складчатых орогенических поясов под действием конвективных потоков в мантии. В сочетании с плюм-тектоникой эта теория в последнее время приобретает глобальный характер, описывая как относительно поверхностные, так и глубинные процессы земных недр в их взаимодействии и единстве, на фоне циклического образования и распада суперконтинентов [Yarmluk, Kuzmin, Ernst, 2014; Пучков, 2016; Кузьмин, Ярмолук, 2017; и др.].

ПЛЮМЫ НА УРАЛЕ

Вопрос о широком развитии плюмовых процессов на Урале был поднят лишь в последнее десятилетие [Пучков, 2010], что объясняется сложностью выявления плюмов в древних складчатых областях, где невозможно применение сейсмотомографии, а магматические комплексы частично скрыты под более молодыми осадками, частично эродированы, и вдобавок подверглись колоссальным искажениям вследствие распада континентов и субдукции океанической коры, а также интенсивным деформациям в ходе орогения с образованием тектонических покровов.

Петрохимическая характеристика магматических пород плюмов и суперплюмов, при подавляющем преобладании траппов и долеритов, бывает очень разнообразной – от пикритов до риолитов, и может включать расслоенные базит-ультрабазитовые интрузии, кимберлиты и карбонаты, причем присутствие этих комплексов, а также гранит-риолитовой ассоциации сильно зависит от характера коры и литосферы в целом [Ernst, 2014; Puchkov, 2017]. При этом обычно исключаются магматические формации зон спрединга с базальтами типа I-MORB, надсубдукционных зон и орогенов. Как правило, к плюмовым относятся магматические породы – результаты частичного плавления относительно глубинной, слабо деплетированной мантии и их вторичные производные, образованные вследствие дифференциации и ликвации магмы, а также плавления земной коры под действием первичных расплавов.

На Урале, благодаря совершенствованию аналитических методов, геохимический облик магматических пород устанавливается в последнее время с достаточной достоверностью [Ernst et al., 2006; Холоднов и др., 2017], а возраст их непрерывно уточняется [Puchkov et al., 2014; и др.], что при сопоставлении с данными других регионов приводит к выводу о возможной принадлежности их к плюмам и суперплюмам субглобального масштаба [Пучков, 2010, 2013; Puchkov, 2016; Puchkov et al., 2013, 2016]. Наиболее перспективными в этом плане являются магматические комплексы Урала преимущественно в пределах его западного склона, Пай-Хоя и Новой Земли, где по ним можно предположительно наметить 10 плюмовых и суперплюмовых эпизодов: навыйский (нижний рифей), машакский (средний рифей), аршинский и кирябинский (терминальный рифей), маньхамбовский (кембрий), кидрясовский (ранний ордовик), ушатский (поздний ордовик–ранний силур), Кольско-Днепровский (девонский), степнинский (пермский) и Урало-Сибирский (ранне-среднетриасовый).

Нетрудно заметить, что среди вышеперечисленных нет магматических комплексов, первично образованных на океанической коре. Эпиокеаниче-

ские плюмовые комплексы широко распространены в современных океанах, но они имеют очень мало шансов сохраниться в древних складчатых поясах вследствие субдукции. Тем не менее было бы опрометчиво совсем исключать эту возможность. Офиолиты складчатых поясов – и уральские в частности – должны быть проверены на наличие щелочных комплексов глубинного происхождения. В качестве примера приведу описанные в Наранском офиолитовом комплексе Монголии [Вахрушева, 2012] дайки меланефелинитов и базанитов с карбонатными прожилками, которые ничего общего (кроме совместного нахождения) не имеют с офиолитами и могут быть интерпретированы как след плюма.

1. Вулканизм и малые интрузии нижнего рифея (RF₁)

В пределах Башкирского мегантиклинория, вблизи основания нижнего рифея (бурзянская серия), сложенного в основном терригенными и карбонатными отложениями, залегают субщелочные базальты намышской подсвиты айской свиты (рис. 1). В 2011 г. в пробе этих базальтов получены цирконы магматического габитуса и хорошей сохранности, по которым определен возраст 1752 ± 11 млн лет. Этот возраст принят нами как реперный, приближающийся к возрасту основания нижнего рифея в стратотипическом разрезе [Краснобаев и др., 2013а]. Данная датировка вулканитов вписывается в эпизод магматической деятельности (1750–1780 млн лет), проявившийся на целом ряде континентов. На Балтике известны и другие проявления базальтоидного вулканизма этого уровня: базальтоиды Ропручей в Карелии и наиболее молодые палеопротерозойские дайки Украинского щита. В этих районах указанный рубеж отчетливо связан с заложением авлакогенов (рифейских грабенов). Базальты с этим возрастом развиты и на других фрагментах суперконтинента Нуна: в Северо-Западной Африке, на Сибирской платформе, в Лаврентии и Северном Китае [Пучков, 2013 и ссылки в этой работе; Youbi et al., 2013] (рис. 2).

2. Вулканиты и интрузии среднего рифея (RF₂)

В основании среднего рифея залегает машакская свита, сложенная базальтами с подчиненными риолитами, а также терригенными толщами, от конгломератов до глинистых сланцев (рис. 3). Свита развита в осевой и восточной областях Башкирского мегантиклинория и резко (на расстоянии 20 км) исчезает к западу, попадая в размыв. Вместе с особенностями химизма вулканитов это обстоятельство позволяет предполагать, что мы имеем здесь западный борт грабена, простираение которого отчетливо уральское.

Возраст машакской свиты в последнее время был существенно уточнен [Краснобаев и др., 2013б; Puchkov et al., 2013] U-Pb анализами по цирконам в трех лабораториях (SHRIMP во ВСЕГЕИ, в аналитическом Центре университета Кёртин, Австралия и CA-IDTIMS в аналитической лаборатории Университета Бойси, США). Риолиты машакской свиты, расположенные в 300 м выше основания среднего рифея, датированы в пределах 1380–1385 млн лет. Это совпадает с ранее полученной по нашим образцам U-Pb методом (бадделейт) датировкой Главной Бакальской дайки, рвущей бакальскую свиту: 1385.3 ± 1.4 млн лет [Ernst et al., 2006], и ранее опубликованными датировками Бердяшского плутона и Кусинско-Копанской интрузии, которые рассматривались как комагматы машакских вулканитов [Puchkov et al., 2013]. Генетически значимым представляется отнесение к машакскому уровню карбонатитового комплекса Сибирки, поскольку карбонатиты обычно сопровождают КМП (LIPs) [Ernst, 2014]. В 2009 г. В.М. Горожаниным впервые получены аналитические данные Rb-Sr методом, указывающие на то, что возраст метасоматического комплекса Сибирки 1396 ± 142 млн лет, что близко машакскому комплексу. Позже этот вывод был подтвержден новыми абсолютными датировками (U-Pb метод, SHRIMP, по циркону и Sm-Nd метод) [Холоднов и др., 2014].

Согласно недавней публикации [Холоднов и др., 2017], машакский рифтогенез носил отчетливо активный характер, т.е. был вызван плюмовыми процессами, что отразилось на особенностях геохимии машакских вулканитов и интрузий и общем тренде их эволюции: от пород с параметрами обогащенной мантии (E-MORB, OIB) к породам, приближающимся к N-MORB. Это может свидетельствовать о процессе утонения литосферы, вплоть до стадии Аденского рифта, как это имеет место в Восточно-Африканской рифтовой зоне.

Нами показано, что машакское магматическое событие в виде вулканитов, дайковых роев и глубинных интрузий распространялось далеко за пределы области развития машакской свиты – на участки развития раннего рифея в Башкирском мегантиклинории в виде Бердяшского плутона рапакиви и Ахмеровского гранитного массива, багрушинских риолитовых даек, долеритовых силлов и даек южной периклинали Тараташского поднятия, а также на смежную часть Восточно-Европейской платформы в виде долеритов, зафиксированных в скважинах Мензелино-Актанышская-183 и Восточноаскинская-1, Палью-1 на Тимане; вулканиты этого возраста известны в Гренландии, Лаврентии, на Сибирском кратоне. Как и в случае с рубежом 1750 млн лет, машакский вулканизм может представлять собой магматическое событие субглобального масштаба на суперконтиненте Нуна [Puchkov et al., 2013; El Bahat et al., 2013] (см. рис. 2).

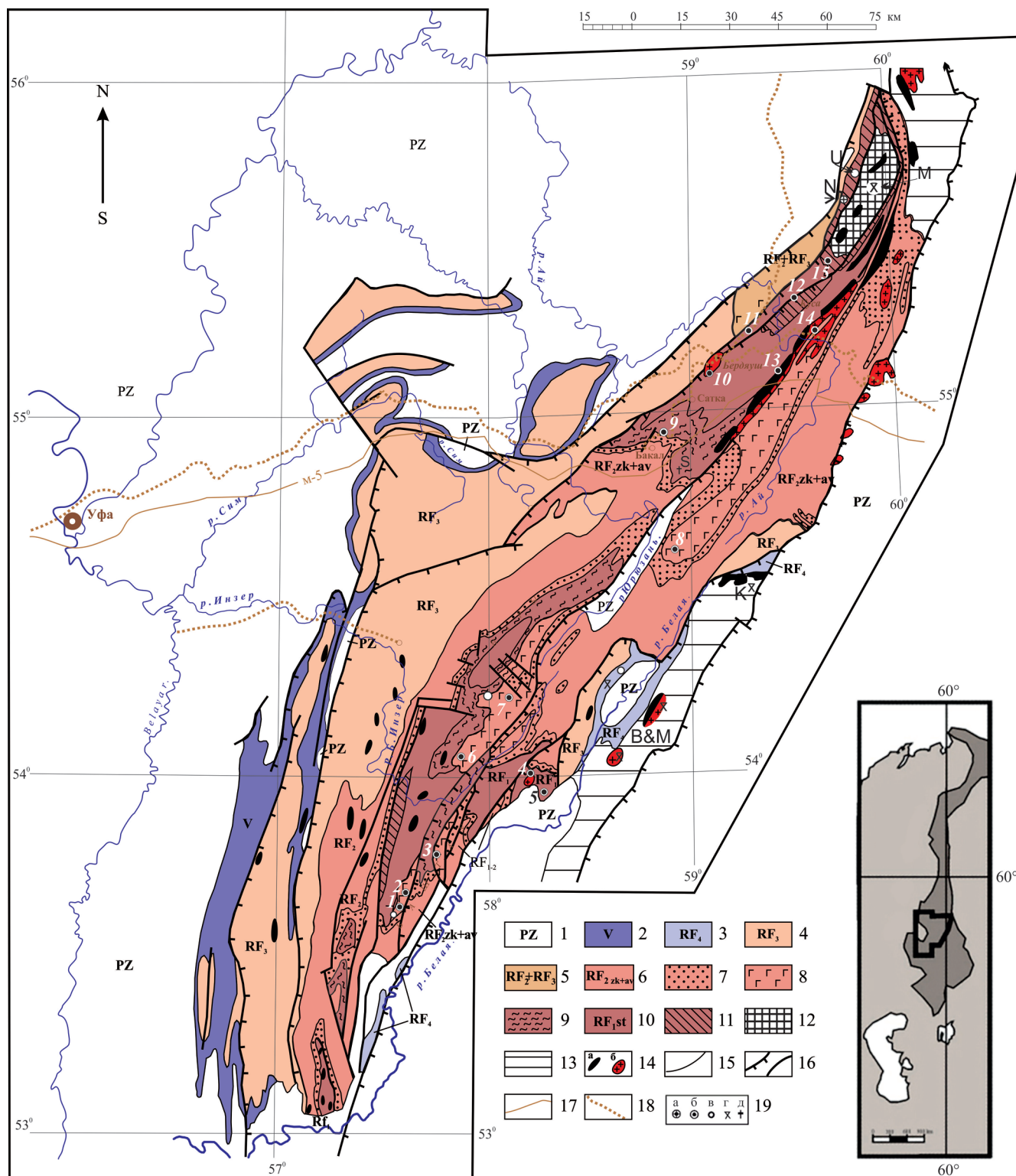


Рис. 1. Предполагаемые плюмовые комплексы Башкирского мегантиклинория.

Точками показано положение датированных образцов рифея на геологической карте Башкирского мегантиклинория. 1–5 – нерасчлененные отложения: 1 – палеозоя (PZ), 2 – венда (V), 3 – завершающего (RF₄), 4 – верхнего (RF₃), 5 – среднего–верхнего (RF₂ + RF₃) рифея; 6–11 – свиты: 6 – нерасчлененные зигазино-комаровская и авзянская (RF₂ zk + av), 7 – зигальгинская и 8 – машакская среднего рифея, 9 – бакальская (юшинская), 10 – саткинская (суранская) и 11 – айская (большеинзерская) нижнего рифея (RF₁); 12 – тараташский комплекс; 13 – Уралтауский и Уфалейский метаморфические комплексы; 14 – магматические породы: габбро (а) и граниты (б); 15 – геологические границы; 16 – основные тектонические нарушения (надвиги и сбросы); 17 – автомагистрали; 18 – железные дороги; 19 – точки отбора проб на цирконы: а – в тра-

хиабазальтах навышской свиты, б – в риолитах машакской свиты и дайках машакского возраста, в – вулканыты ушатского комплекса с возрастом около 450 млн лет; г – магматические породы аршиния; д – карбонатиты (Сибирка).

Буквы на схеме: N – навышская подсвита нижнего рифея, M – мисаелгинский расслоенный комплекс, S – карбонатитовый среднерифейский комплекс Сибирки. Магматические комплексы, датированные как терминальный рифей: Ig – игонинские базальты; K – Кирябинская расслоенная интрузия, B&M – Барангуловский и Мазаринский массивы (Барангуловский комплекс). U – ушатский вулканический комплекс раннего палеозоя (типовой разрез).

Курсивом обозначены цифры на схеме, относящиеся к магматическим породам машакского возрастного уровня: 1, 2 – хр. Шатак; 3 – скв. Карагас-3, базальты; 4 – Ахмеровские граниты; 5 – эклогиты Белорецкого комплекса; 6 – гора Дунаусунган, риолиты; 7 – р. Кузельга, риолиты, хр. Машак; 8 – Кувашский комплекс, р. Березяк, риолиты; 9 – Главная дайка Бакала, долериты; 10 – Бердяушский массив, граниты рапакиви и сиениты; 11 – риолитовые дайки на р. Багруша; 12 – Куза, долеритовый силл; 13 – Кусинско-Копанский расслоенный габбровый массив; 14 – Рябиновские и Губенские граниты; 15 – долеритовая дайка в карьере у моста через р. Навыш [Puchkov et al., 2013].

Fig. 1. Supposed plume complexes of the Bashkirian meganticlinorium.

The dots show positions of dated Riphean samples on the geological map of the meganticlinorium. Symbols in boxes: 1–5 – un-subdivided deposits: Paleozoic (PZ), 2 – Vendian (V), 3 – Terminal Riphean, RF₄, 4 – Upper Riphean, RF₃; 5 – RF₂ + RF₃ Middle–Upper Riphean; 6–11 – Formations: 6 – Unsubdivided Middle Riphean Zigazino-Komarov and Avzyan (RF₂ zk + av), 7 – Zigalga (RF₂), 8 – Mashsk (RF₂), 9 – Bakal (Yusha), 10 – Satka (Suran) and 11 – Ai (Bolsheizer) of the Lower Riphean (RF₁); 12 – Taratash complex (Archean–Paleoproterozoic); 13 – Uraltau and Ufaley metamorphic complexes; 14 – intrusions: a – gabbro and dolerites, б – granites; 15 – geological boundaries; 16 – main faults (thrusts and normal faults); 17 – highways; 18 – railways; 19 – dated magmatic rocks: a – Navysh, б – Mashak, в – Ushat, г – Arshinian, д – carbonatites of Sibirka.

Letters on the scheme: N – Navysh Subformation of the Lower Riphean, M – Misayelga layered intrusions; S – carbonatite Middle Riphean complex of Sibirka, Ig – Igonino basalts, K – Kiryabinka layered complex, B&M – Barangulovo and Mazara intrusions (Barangulovo complex), U – Ushat volcanics (type section) of the Early Paleozoic.

Numbers in italics – the volcanics and their comagmates of the Mashak age level: 1, 2 – Shatak Range; 3 – Karagas-3 borehole basalts; 4 – Akhmerovo granites; 5 – eclogites of the Beloretsk complex; 6 – Dunansungan rhyolites; 7 – Kuzyelga river, Mashak Range rhyolites; 8 – Kuvash complex, Berezyak river, rhyolites; 9 – The Main Dike of Bakal; 10 – Berdyash massif; 11 – rhyolite dikes on Bagrusha river; 12 – Kusa dolerite sill; 13 – Kusa-Kopan layered gabbro intrusion; 14 – Ryabinovsk and Gubensk granites; 15 – dolerite dike in the quarry near the bank of Navysh river [Puchkov et al., 2013].

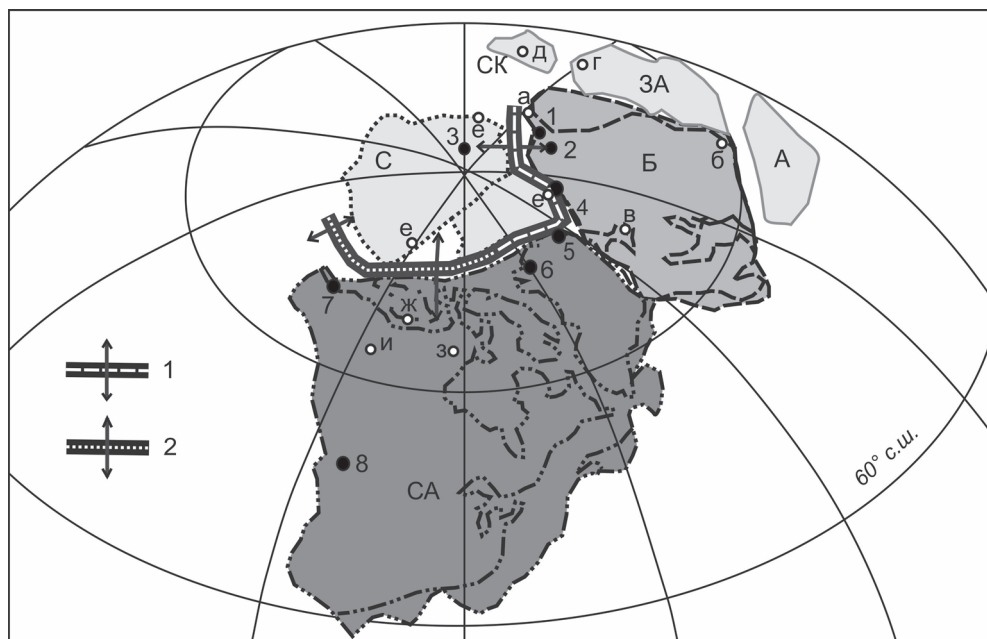


Рис. 2. Магматические комплексы нижнерифейского (1750–1780 млн лет) и среднерифейского (1380–1385 млн лет) возраста на реконструкции континента Нуна (Коламбия).

Знаки слева от схемы: 1 – рифтовая зона со среднерифейским (машакским) возрастом; 2 – рифтовая зона с возрастом 1280 млн лет. СА – Северная Америка, С – Сибирия, Б – Балтика, А – Амазония, ЗА – Западная Африка, СК – Североки-тайская платформа.

Нижнерифейские вулканыты (навышский уровень): а – навыш, б – Украинский щит, в – долериты Ропручей, г – дайки Атласа; д – дайки Северокитайской платформы, е – радиально расположенные дайки Сибирской платформы, ж – дайки оз. МакРэе, з – дайки Кливер, и – дайки Хэдди Бэй [Пучков, 2013 и ссылки в этой работе]. Среднерифейские вулканыты (машакский уровень): 1 – Машакская свита и ее возрастные аналоги, 2 – силлы в скважинах на платформе в Приуралье, 3 – Анабарская дайка, 4 – скв. Палью-21, 5 – Силлы Мидсоммерсо и Зиг-Заг-Дал, 6 – дайки Виктория Лэнд, 7 – Силл Харт Ривер, 8 – силлы Сэлмон Ривер Арч [Puchkov et al., 2013 и ссылки в этой работе].

Fig. 2. The magmatic complexes of the Lower Riphean (1750–1780 Ma) and Middle Riphean (1380–1385 Ma) age on the reconstruction of Nuna (Columbia) supercontinent.

The symbols to the left of the scheme: 1 – rift zone with the Mashak (Middle Riphean) age; 2 – rift zone with 1280 Ma. CA – Northern America, C – Siberia, Б – Baltica, A – Amazonia, 3A – Western Africa, CK – Northern China platform.

Lower Riphean volcanics (Navysh level): а – navysh, б – dikes of the Ukraine shield, в – Ropruchey dolerites, г – dikes of Atlas, д – dikes of the Northern China platform, е – radial dikes of Siberian platform, ж – dikes of McRae lake, з – Cleaver dikes, и – dikes of Headley Bay [Puchkov, 2013 and references therein]. Middle Riphean volcanics (Mashak level): 1 – Mashak Formation and its age analogues, 2 – sills in boreholes at the platform Cis-Urals, 3 – Anabar dike, 4 – Palyu borehole, 5 – Midsommerso and Zig-Zag-Dal sills, 6 – Victoria Land dikes, 7 – Heart River sills, 8 – Salmon River Arch sills [Puchkov et al., 2013 and references therein].

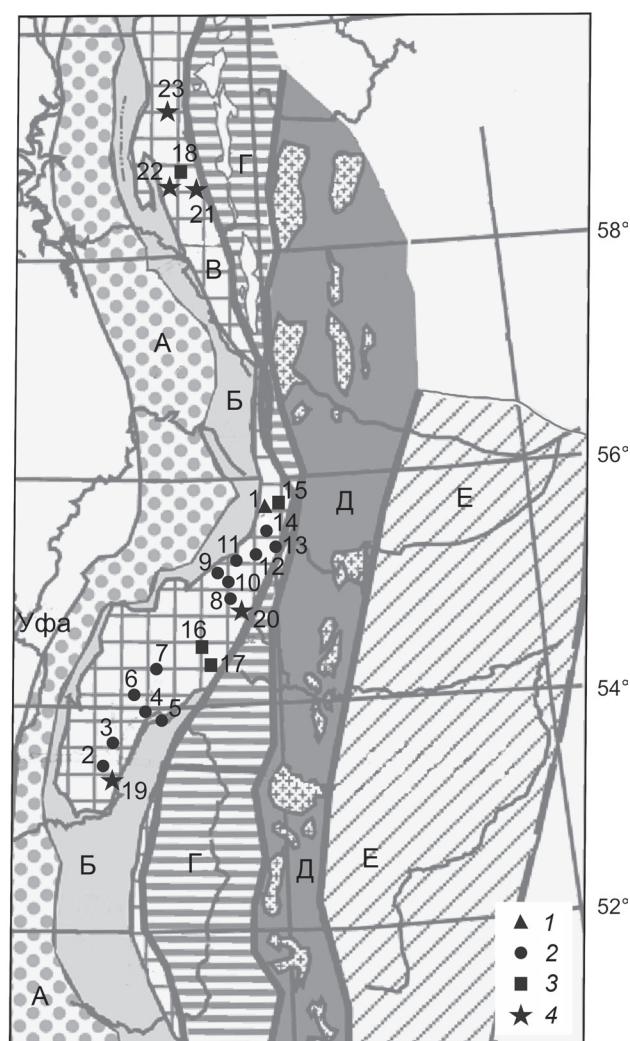


Рис. 3. Рифейские (мезо- и неопротерозойские) магматические комплексы предположительно плюмовой природы в Центрально-Уральской зоне Южного и Среднего Урала. Серым цветом показана схема тектонической зональности Урала [Пучков, 2010, рис. 11].

А – Предуральский краевой прогиб, Б – Западноуральская зона складчатости, В – Центрально-Уральская зона, Г – Тагило-Магнитогорская зона, Д – Восточно-Уральская зона, Е – Зауральская зона. Значки на схеме: 1 – вулканиты навьшской свиты нижнего рифея, ~1750 млн лет; 2 – магматические комплексы машакского уровня среднего рифея, 1380–1385 млн лет; 3 – магматические комплексы игонинского уровня (терминальный рифей), 710–740 млн лет; 4 – магматические

комплексы кирябинского уровня, 670–680 млн лет. Цифры на схеме – точки сбора датированных образцов: 1 – навьшский комплекс, западное крыло Тараташского поднятия; 2–14 – машакский комплекс: 2 – риолиты хр. Шатак; 3 – скв. Карагас № 3, базальты; 4 – Ахмеровские граниты; 5 – эцлогиты белорецкого комплекса; 6 – риолит горы Дунасанган; 7 – риолит р. Кузельга, хр. Машак; 8 – риолит р. Березьяк, кувашский комплекс; 9 – Главная Бакальская дайка долеритов; 10 – карбонатиты Сибири; 11 – граниты рапакиви Бердяушского плутона и ассоциированные с ними породы (в частности, риолитовые дайки Багруши); 12 – Куса-Копанская базитовая интрузия, 13 – граниты Рябиновского плутона; 14 – дайка в карьере у моста через р. Навыш; 15–18 – магматические комплексы игонинского уровня: 15 – Мисаелгинские расслоенные интрузии; 16 – вулканиты игонинской свиты; 17 – бурангуловско-мазаринский габбро-гранитный комплекс; 18 – сарановский расслоенный габбро-перидотитовый комплекс; 19–23 – магматические комплексы кирябинского уровня: 19 – дайка Кривой Луки; 20 – расслоенная Кирябинская габбро-перидотитовая интрузия; 21 – журавликовский верлит-габбро-гранодиоритовый комплекс; 22 – щегровитский комплекс трахибазальтов; 23 – троцкий гранитоидный комплекс.

Fig. 3. Riphean (Meso- and Neoproterozoic) igneous complexes of presumably plume nature in Central Zone of Southern and Middle Urals. Tectonic zoning of Urals [Puchkov, 2010, Fig. 11] is shown in gray.

А – Ural Foredeep, Б – West Ural Fold Zone, В – Central Ural Zone, Г – Tagil-Magnitogorsk Zone, Д – East Ural Zone, Е – Transural Zone. Symbols on the scheme: 1 – volcanic rocks of Lower Riphean Navysh Formation, ~1750 Ma; 2 – igneous complexes of Middle Riphean Mashak level, 1380–1385 Ma; 3 – igneous complexes of terminal Riphean Igonino level, 710–740 Ma; 4 – igneous complexes of Kiryabinka level, 670–680 Ma. Location of dated samples (numerals in figure): 1 – Navysh complex, western limb of Taratash Uplift; 2–14 – Mashak complex: 2 – rhyolite, Shatak Range; 3 – basalt, Karagas 3 borehole; 4 – granite, Akhmerovo; 5 – eclogite, Beloretsky complex; 6 – rhyolite, Mt. Dunansungan; 7 – rhyolite, Kuzelga R., Mashak Range; 8 – rhyolite, Kuvash complex, Berezyak R.; 9 – Main Bakal dolerite dike; 10 – carbonatite, Sibirka; 11 – rapakivi granite and associated rocks, Berdyaush pluton; 12 – mafic rocks, Kusa-Kopan intrusion; 13 – granite, Ryabinovka pluton; 14 – dike in quarry near bridge across Navysh River; 15–18 – igneous complexes of Igonino level: 15 – Misaelga layered intrusions; 16 – volcanic rocks of Igonino Formation; 17 – Burangulovo-Mazara gabbro-granite complex; 18 – Sarana gabbro-peridotite layered complex; 19–23 – igneous complexes of Kiryabinka level: 19 – dike, Krivaya Luka; 20 – Kiryabinka gabbro-peridotite layered intrusion; 21 – Zhuravlik wehrlite-gabbro-granodiorite complex; 22 – Shchegrovitsk complex of trachybasalts; 23 – Troitsk granitoid complex.

3. Верхний (RF₃) и низы завершающего, или терминального (RF₄), рифея

В верхнем рифее вулканиды неизвестны. В последнее время стратиграфия вулканогенно-терригенной толщи на восточном крыле Башкирского мегантиклинория, которая раньше выделялась в качестве аршинской свиты и относилась к нижнему венду, была пересмотрена. Эта свита переведена нами в ранг серии, состоящей из четырех свит. Изучение цирконов, выделенных из вулканогенных пород игонинской свиты, позволило прийти к выводу о полихронности аршинского вулканизма – о проявлении двух основных этапов (пульсов) в его эволюции с рубежами 707.0 ± 2.3 млн лет и 732.1 ± 1.7 млн лет [Краснобаев и др., 2012]. Вблизи этих вулканитов находятся Барангуловский и Мазаринский гранитные массивы и габбро того же возрастного уровня [Краснобаев и др., 2007, 2015]. В связи с этим предложено выделять аршинскую серию в качестве завершающего или терминального рифея (RF₄, аршиний), в грани-

цах примерно 750–600 млн лет. Помимо вышеуказанных магматических пород в терминальном рифее предполагается развитие мисаелгинского интрузивного комплекса, который представлен двумя дифференцированными феррогаббродиабаз-пикритовыми телами, расположенными в западной части Тараташского выступа [Пучков, Ковалев, 2013] (см. рис. 1). Возраст диабазов из этих тел – 726 ± 13 млн лет (Rb-Sr метод). На Северном Тимане на том же возрастном уровне 727 ± 5 млн лет находятся крупнопорфировые и гнейсовидные граниты, рвущие габбро-долериты и прорванные жилами гранит-порфиров и гранит-аплитов (массив Сопки Каменные) [Andreichev et al., 2017]. На Восточно-Европейской платформе, в скв. 1-Кипчак, описаны лавовые потоки измененных трахибазальтов с возрастом 730 млн лет (R-Sr метод) [Горожанин, 2009]. Все эти магматические проявления вписываются в гипотетическую LIP, возникшую на самом крупном фрагменте распадающегося суперконтинента Родиния (рис. 4) на рубежах примерно 720–750 млн лет.

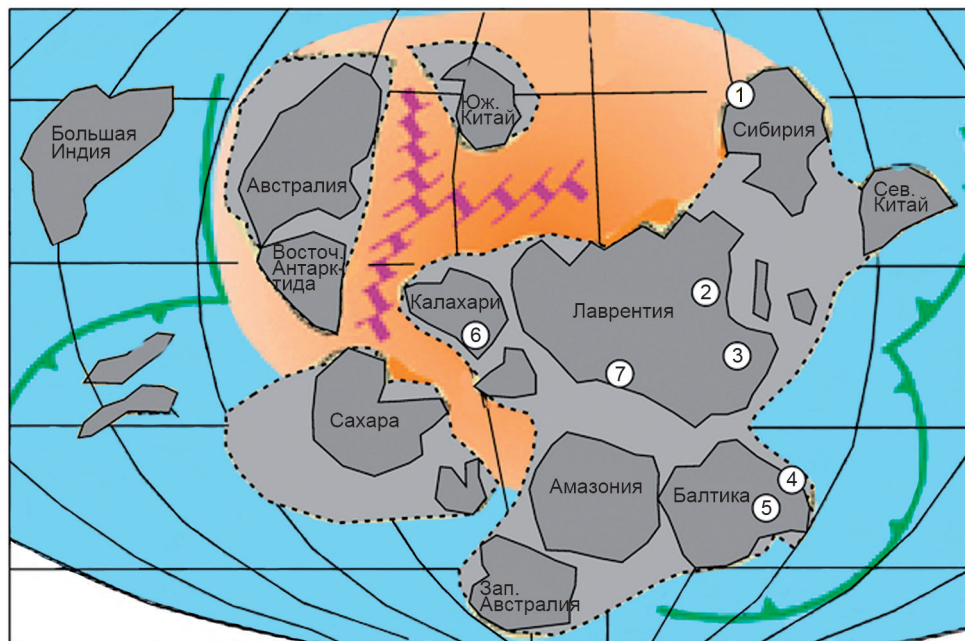


Рис. 4. Магматические комплексы терминального рифея с возрастом 720–750 млн лет на реконструкции распадающегося суперконтинента Родиния 720 млн лет назад.

Магматические провинции: 1 – Иркутск, 2 – Франклин, 3 – Туле, 4 – Южный и Средний Урал (Сарана, Мисаелгинский расслоенный комплекс, Аршинские вулканиды, Барангуловско-Мазаринский интрузивный комплекс); 5 – вулканиды кипчакской свиты в Волго-Уральской области; 6 – комплекс Мутаре (кратон Калахари); 7 – комплекс Маунт Роджерс (восток Лаврентии). Положение провинций по [Ernst, 2014] и материалам автора. Континентальная реконструкция по [Богданова и др., 2009].

Fig. 4. Terminal Riphean igneous complexes (710–750, mainly 720–730 Ma) in reconstruction of broken up Rodinia supercontinent 720 Ma ago.

Igneous provinces (numerals in circles): 1 – Irkutsk, 2 – Franklin, 3 – Thule, 4 – South and central Urals (Sarana, Misaelga layered complex, Arsha volcanic rocks, Burangulovo-Mazarino intrusive complex); 5 – volcanic rocks of Kipchak Formation in Volga-Ural domain; 6 – Mutare complex, Kalahari Craton; 7 – Mount Rogers (eastern Laurentia). Compiled from [Ernst, 2014] and author's data. The continental reconstruction after [Bogdanova et al., 2009].

4. Верхи завершающего рифея

К аршинию может быть отнесена также более молодая Кириябинская расслоенная перидотит-пироксенит-габбровая интрузия, расположенная на северо-востоке Башкирского мегантиклинория возрастом 680 ± 3.4 млн лет [Краснобаев и др., 2013в] (см. рис. 1). По данным В.М. Горожанина (устное сообщение), к ним по возрасту (689 ± 5 млн лет, Rb-Sr метод) близки оливиновые базальты Кривой Луки. Близкие по возрасту магматиты известны и в Кваркушском антиклинории. Это щегровитский комплекс трахибазальтов – 672 ± 22 млн лет, журавликовский верлит-габбро-гранодиоритовый – 671 ± 7.5 млн лет, троцкий гранитоидный – 671 ± 24 млн лет [Петров и др., 2005]. Близкий возраст имеют базиты Онежского грабена – 667 ± 31 млн лет [Носова и др., 2008]. Это могут быть фрагменты скрытой КМП.

5. Кембрийские А-граниты Приполярного и Полярного Урала (Маньхамбовский комплекс)

В обзорной монографии [Пучков, 2010 и ссылки в ней] несколько страниц посвящено обсуждению вопроса о тектонической природе основной массы гранитоидов севера Урала. По изотопным возрастам, особенностям петрохимии и геологическим соотношениям с окружающими вулканитами и габброидами они существенно различаются и делятся на I- и А-типы.

I-гранитоиды представлены широким спектром пород от кварцевых диоритов до лейкогранитов, в их число входят Малдинский, Народнинский, Вангырский, Лапчавожский, Ильяизский массивы. С ними связаны вулканиты последовательно дифференцированных базальт-андезит-дацитовых серий. Сами они образуют габбро-диорит-гранодиорит-гранитные серии и на петрохимических диаграммах попадают в поля конвергентных геодинамических обстановок и активных континентальных окраин. Абсолютные возрасты по циркону методом термоионной эмиссии свинца, U-Pb методом, а также по данным SHRIMP имеют разброс от терминального рифея до кембрия (от 695 ± 19 до 515 ± 8 млн лет, с подавляющим преобладанием вендских цифр). А-гранитоиды, к которым относятся Лемвинский, Тынаготский, северная часть Народнинского, Маньхамбо, Хартесский, Кефталыкский, Тынаготский, Кожимский и другие массивы, имеют узкий спектр составов (преобладают лейкократовые разности), связаны с габбро в контрастные ассоциации (образованные одновременно с ними риолиты пространственно ассоциируют с базальтами). По петрохимии они родственны магматическим формациям дивергентных геодинамических обстановок. Возрастные датировки (Pb-Pb, U-Pb, SHRIMP) группируются в диапа-

зоне 564–487 млн лет, т.е. захватывают самый конец венда и в основном кембрий. По изотопным датировкам создается парадоксальное впечатление о субсинхронности образования рядом расположенных I- и А-гранитных массивов, например Ильяизского и Маньхамбовского [Udoratina et al., 2017], и, соответственно, сосуществовании контрастных геодинамических обстановок: коллизионной и рифтогенной.

С позиций современных взглядов на геодинамику северных районов Урала, расположенных к западу от Главного Уральского разлома, можно дополнить приведенную выше характеристику следующим образом. Имеющиеся геологические данные позволяют достаточно уверенно говорить о вендском, преимущественно поздневендском времени формирования коллизионного орогена тиманид. Коллизии предшествовала субдукция, проявившаяся в конце рифея–начале венда, так что I-граниты формировались преимущественно в субдукционно-коллизионных условиях. В кембрии, практически без перерыва, начал развиваться плюм и возможно обусловленный им рифтогенез активного типа, что привело к формированию крупной магматической провинции существенно кремнекислого типа Silicic LIP (по [Ernst, 2014]; см. также [Puchkov, 2017]). Присутствие большого объема гранитоидов в продуктах плюма могло быть связано с тем, что после только что закончившейся тиманской орогении в литосфере еще сохранялись высокие температуры, что вызывало аномально большие масштабы плавления в коре, и при этом происходил обмен геохимическими и радиоизотопными характеристиками между уже сформированными I-гранитами и формируемыми А-гранитами, что усиливало ложное впечатление о сосуществовании контрастных геодинамических обстановок. Известно, что в ряде случаев кремнекислые КМП характеризуются присутствием I-гранитов [Ernst, 2014].

6. Ордовикские вулканиты и дайки, связанные с грабеновыми фациями

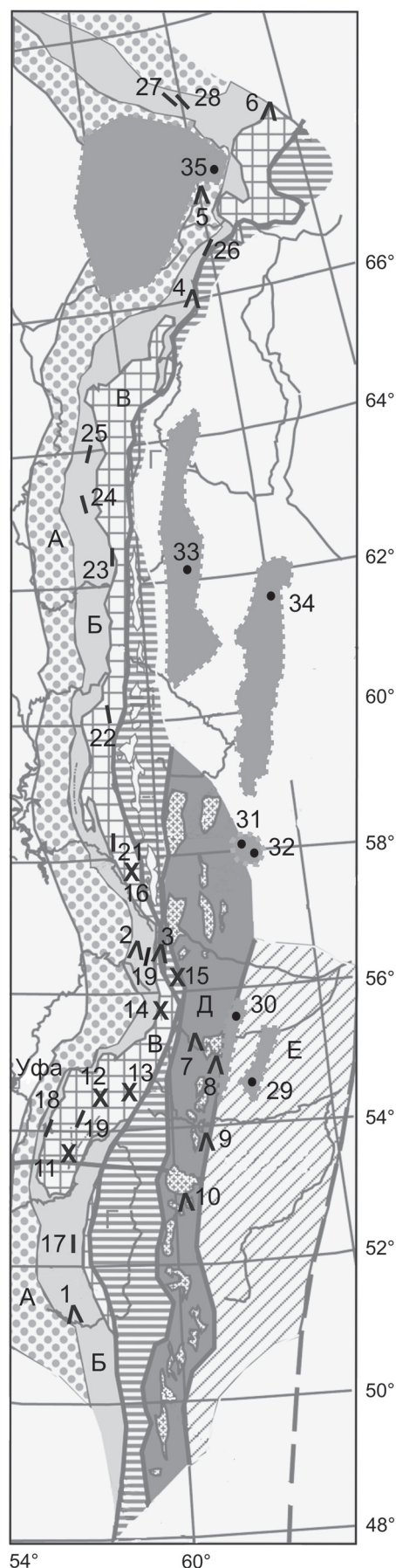
Образование грабеновых фаций – грубообломочных толщ весьма переменной мощности, сопровождаемое субщелочным вулканизмом, связано на Урале с рифтогенезом, который предваряет заложение пассивной континентальной окраины и океанического бассейна [Puchkov, 2002; Пучков, 2010] (рис. 5). Наличие обширной области магматических проявлений позволяет отнести сформировавшуюся окраину к вулканическому типу [Меланхолина, 2011], образование которой предполагает наличие плюмовой компоненты и выражается в формировании КМП. На Южном Урале прекрасные разрезы грабеновых комплексов принадлежат кидрясовской свите позднего кембрия (?) – тремадока, представленной груботерригенными толщами

Рис. 5. Палеозойские и триасовые магматические комплексы предположительно плюмовой природы на Урале и Пай-Хое. Серым цветом показана схема тектонической зональности Урала (см. рис. 3).

Значки на схеме: 1 – ранне-среднеордовикские рифтовые вулканы, отвечающие пассивной континентальной окраине вулканического типа (Кидрясовский комплекс); 2 – Ордовикско-силурийские вулканы и карбонаты (Ушатский комплекс); 3 – девонские дайки и вулканы окраины Кольско-Днепровского суперплюма; 4 – ареалы распространения траппов окраины Урало-Сибирского суперплюма и точки отбора изотопно датированных вулканитов. Цифры на схеме: 1–10 – ранне-среднеордовикские рифтовые вулканы и дайки, отвечающие условиям пассивной вулканической окраины (1 – в кидрясовской свите; 2 – в нижнесергинской и козинской свитах Среднего Урала; 3 – габбро-гранитный козлинский комплекс; 4 – дайки в грубеской свите и вулканы моллодшорской свиты Полярного Урала; 5 – ультракалийевые базальтоиды хр. Енгана-Пе; 6 – базальтоиды и риолиты Байдаратского района; 7 – базальтоиды самарской свиты; 8 – базальтоиды саргазинской свиты; 9 – субщелочные базальтоиды увельской свиты; 10 – пикритовые порфиры, секущие маячную свиту); 11–16 – субщелочные вулканы и карбонаты Южного Урала (11 – хр. Бол. Шатак, хр. Машак; 12 – хр. Машак, р. Кузьелга; 13 – Тирлянская мульда; 14 – р. Ушат; 15 – Вишневогорский карбонатитовый комплекс; 16 – Верхнесеребрянский комплекс сиенит-порфиров); 17–28 – девонские вулканы и интрузии (главным образом долеритовые дайки и силлы) на западном склоне Урала (17 – дайка во франских кремнях близ с. Кананикольск; 18 – дайка в вендских отложениях около с. Толпарово; 19 – дайка в инзерской свите около ж/д станции Инзер; 20 – базальты аптечногорской свиты, с. Нижние Серги; 21 – дайка близ ж/д развезда Скальный в Кваркушском антиклинории; 22 – дайка в обнажении “Скалы” на севере Кваркушского антиклинория; 23 – комплекс дифференцированных малых интрузий в верховьях р. Печоры; 24 – долериты хр. Тимаиз; 25 – долериты на р. Щугор; 26 – трахибазальты на р. Пага; расслоенные габбро-долериты; 27 – на горе Сопча-Мыльк; 28 – в районе “Первого участка”); 29–34 – триасовые траппы, риолиты и дайки (29 – в Назарово-Карасевских грабенах; 30 – в Челябинском грабене (туринская свита); 31–32 – траппы, риолиты и долеритовые дайки к востоку от г. Каменск-Уральский (Борисовский и Першинский карьеры); 33 – Северо-Сосьвинский грабен (триасовые базальты в керне скважин); 34 – Даниловский грабен (триасовые базальты и риолиты в керне скважин); 35 – ареал развития триасовых траппов в Полярном Приуралье; точка отбора образцов для датирования – р. Хальмер-Ю).

Fig. 5. Paleozoic and Traissic magmatic complexes probably of plume nature in the Urals and Pai-Khoy. A scheme of tectonic zonation of the Urals is shown in grey (see Fig. 3).

Symbols on the scheme: 1 – Early and Middle Ordovician rift volcanics corresponding to passive continental margin of a volcanic type; 2 – Ordovician-Silurian volcanics and carbonates (Ushat complex); 3 – Devonian dikes and volcanics of the marginal zone of the Kola-Dniepr superplume; 4 – areas of Triassic flood basalts of the margin of the Ural-Siberian superplume and sampling points of isotope-dated volcanics in them. The numbers in the scheme: 1–10 – Early and Middle Ordovician rift volcanics corresponding to passive continental margin of a volcanic type



(1 – in the Kidryas Formation; 2 – in the Nizhnie Sergi and Kozinskaya Formations of the Middle Urals; 3 – gabbro-granite Kozlinogorsk complex of the Middle Urals; 4 – Dikes in the Gurbeyu Formation and volcanics of the Moliudshor Formation of the Polar Urals; 5 – Ultra-potassic basalts of the Engane-Pe Range; 6 – basaltoids and rhyolites of the Baydarata area; 7 – basaltoids of the Samarsk Formation; 8 – basaltoids of the Sagrazy Formation; 9 – subalkaline basaltoids of the Uvelka Formation; 10 – picrite porphyrites cutting the Mayachnaya Formation; 11–16 – subalkaline volcanics and carbonatites of the Southern Urals (11 – Bol. Shatak and Mashak Ranges; 12 – Mashak Range, Kus'elga river; 13 – Tirlyan syncline; 14 – Ushat river; 15 – Vishnevogorsk carbonatite complex; 16 – Verkhneserebryanka complex, syenite-porphyry); 17–28 – Devonian volcanics and intrusions (mostly dolerite dikes and sills) at the western slope of the Urals (17 – dike in the Frasnian cherts near Rananikolsk village; 18 – dike in the Vendian deposits near Tolparovo village; 19 – dike in the Inzer Formation near the railway station of Inzer; 20 – basalts of the Aptechnogorsk Formation; 21 – dike near the railway stop Skalny in the north of the Kvarkush anticlinorium; 22 – dike into “Skaly” outcrop on the North of Kvarkush anticlinorium; 23 – a complex of differentiated small intrusions in the upper reaches of Pechora river; 24 – dolerites of Timaiz Range; 25 – dolerites of Shchugor river; 26 – trachybasalts of Paga river. Layered gabbro-dolerites: 27 – in Sopcha-Mylk Mnt.; 28 – in the Pervyi Uchastok prospecting site); 29–34 – Triassic flood basalts, rhyolites and dikes (29 – in the Nazarovo-Karasevsk grabens; 30 – in the Chelyabinsk graben (Turinsk Formation); 31–32 – basalts, rhyolites and dolerite dikes to the East of Kamensk Uralski town (Borisovsk and Pershino quarries); 33 – Severo-Sosvinsky graben; 34 – Danilovsky graben (basalts and rhyolites in cores of boreholes); 35 – area of development of Triassic basalts in the Polar Cis-Urals; the sampling points here are at Khalmeryu river.

с субщелочными базальтоидами. В районе сочленения Уфалейского и Башкирского антиклинориев сравнительно недавно привлек внимание козлингорский комплекс габбро, сиенитов и умеренно-щелочных гранитов, также датированный ранним ордовиком [Tevelev et al., 2015]. На Среднем Урале, в основании разреза батиальных толщ Бардымского аллохтона, залегает нижнесергинская свита, представленная вулканическими туфами, базальтами, глинистыми сланцами, песчаниками и известняками среднего ордовика. Восточнее, вблизи зоны ГУР, к ордовикским рифтовым формациям предположительно отнесены козинская и колпаковская свиты – мощные (до 3000 м) толщи кварцитопесчаников и конгломератов с прослоями мраморов, туфов, базальтов, трахибазальтов и изредка риолитов. На юге Приполярного Урала к рифтовым формациям, возможно, относится саранхапнерская свита с ассоциирующим с ней комплексом долеритовых даек. Вблизи основания тельпосской, молудшорской, погурейской терригенных формаций позднего кембрия-ордовика залегают субщелочные вулканы и дайки рифтогенного характера [Пучков, 1979; Соболева и др., 2010].

Севернее, на крайней оконечности Полярного Урала, в Байдаратской зоне, кембрийско(?)-

тремадокские отложения представлены песчаниками, алевролитами и сланцами; они перекрыты ниже-среднеордовикской толщей пестрого состава, представленной известняками, сланцами, алевролитами, с базальтами, трахибазальтами и риолитами [Puchkov, 2002 и ссылки в этой работе]. На восточном склоне Урала отмечается несколько мест [Пучков, 2010], где развиты ордовикские грабеновые фации (самарский, увельский, тогузакаятский, маячный, саргазинский комплексы); все они располагаются здесь в пределах предположительного развития блоков докембрийской коры и тяготеют к Восточно-Уральской мегазоне. Химизм базальтоидов этих комплексов указывает на заложение рифтов на континентальном основании [Сначев и др., 2006].

Определенный интерес представляет вопрос: а где же вторая половинка грабена, из которого затем развился Уральский океан? М.Д. Булгаковой [1991] описан процесс рождения вулканической пассивной окраины Сибирского континента в раннем-среднем ордовике на примере структур восточного окаймления Сибирской платформы. Поскольку по палеомагнитным данным в ордовике Сибирский континент располагался по отношению к его современному положению “вверх ногами”, возможна палеоконтинентальная реконструкция, согласно которой палеоконтиненты Балтика и Сибирия будут расположены своими раннеордовикскими рифтогенными окраинами друг напротив друга, как это показано в кандидатской диссертации В.И. Павермана [2015]. Это позволяет предполагать образование в раннем ордовике единой КМП и воздействие единого суперплюма на раскалывающийся континент или на сближенные континенты.

7. Позднеордовикско-силурийский магматический комплекс

Конкордантные U-Pb (SHRIMP) датировки цирконов получены для субщелочных базальтоидов, залегающих в поле развития айской свиты, среди аршинской серии в Тирлянкой мульде, вблизи машакской свиты на р. Кузьелга и на хр. Бол. Шатак (см. рис. 5). Все датировки укладываются в узкий интервал 435–455 млн лет (конец ордовика–лландовери) [Пучков и др., 2011]. Первоначально мы считали, что это дайки. Однако внимательное изучение обнажений на р. Ушат показало, что ордовик-силурийские датировки принадлежат вулканикам, что имеет огромное значение для картирования: под этими вулканиками должен быть глубочайший размыв. Раньше к близкому выводу приходили В.И. Ленных и В.И. Петров [1974], однако им не поверили, поскольку это было интуитивное предположение, не подтвержденное фактами. Полученные нами данные позволяют предполагать,

что вблизи полей развития древних вулканитов залегают нераспознанные (вследствие плохой обнаженности) более молодые вулканиты, датируемые примерно границей ордовика и силура. На западном склоне Среднего Урала этот магматический этап проявился в качестве сиенит-порфиров верхне-серебрянского комплекса (возраст – 447 ± 8 млн лет U-Pb, цирконы, SHRIMP [Петров, 2006]). Из событий, ранее известных на Южном Урале, лишь одно относительно близко к ордовикско-силурийскому интрузивному этапу по возрасту и территориально, а возможно, и генетически: это возникновение большей части Ильмено-Вишневогорского щелочного карбонатитового комплекса с миаскитами (410–446 млн лет), испытавшего затем преобразования на коллизионных рубежах позднего девона и перми [Nedosekova et al., 2013 и ссылки в этой работе]. Нами [Пучков, 2010] высказано предположение о сходстве Ильмено-Вишневогорского карбонатитового комплекса с Монтерегийской группой субщелочных и щелочных интрузий, возникновение которой интерпретируется как след плюма на атлантической окраине Североамериканского континента.

8. Девонский магматизм

Новый обзор геологических данных и изотопных определений возраста долеритовых даек и вулканических излияний на всем протяжении Урало-Новоземельской складчатой области (см. рис. 5, 6) указывает на наличие в ней девонских дайковых роев и связанных с ним эффузивов [Пучков, 2012, 2013; Puchkov et al., 2016]. Один из этих роев имеет субмеридиональное простирание и связан с несколькими пульсами магматизма (в том числе с верхнедевонским) в пределах пассивной окраины Восточно-Европейского континента (точнее, Лавруссии). Второй выявляется на Пай-Хое, имеет по U-Pb определениям циркона (SHRIMP) франско-фаменский возраст и северо-западное простирание. Третья область базальтового вулканизма (палеонтологически датированные базальтовые излияния среднедевонско-раннефранского возраста) широко представлены на Новой Земле. Все эти магматические проявления на период их формирования принадлежали восточному флангу Кольско-Днепровской КМП (LIP) предположительно с двумя центрами суперплюмовой активности (в районе Каспия и в Баренцевом море, к СЗ от Югорского полуострова). Корреляция проявлений Кольско-Днепровского и Якутско-Вилуйского суперплюмов, максимум активности которых падает на верхний девон, позволяет оконтурить еще более крупную область активной девонской зоны в пределах проекции суперсвелла Тузо (Африканского) на земную поверхность [Puchkov et al., 2016].

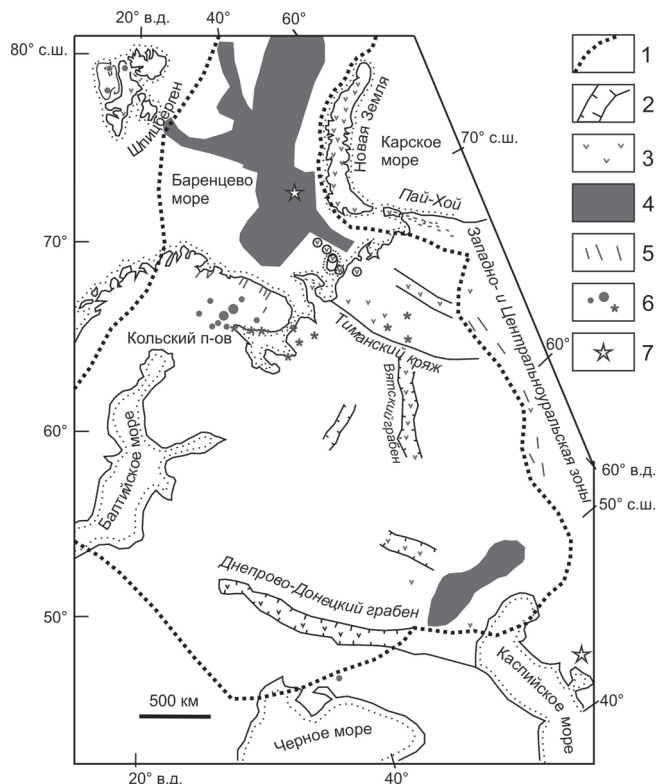


Рис. 6. Девонские дайковые комплексы Урала, Пай-Хоя и Новой Земли в контексте Кольско-Днепровской LIP.

1 – граница докембрийской платформы и окружающих палеозойских складчатых поясов; 2 – девонские грабены; 3 – девонские базальты (в кружочках – вскрытые скважинами); 4 – предполагаемые системы девонских грабенов с сильно редуцированной мощностью консолидированной коры под глубокими осадочными бассейнами; 5 – девонские дайки и силлы; 6 – девонские щелочные и карбонатитовые интрузивные комплексы (точки) и кимберлиты (звездочки); 7 – предполагаемые плюмовые центры [Puchkov et al., 2016, и ссылки в этой работе].

Fig. 6. The Devonian dike complexes of the Urals, Paj-Khoy and Novaya Zemlya in the context of the Kola-Dniepr LIP.

1 – the boundary of the Precambrian platform and surrounding Phanerozoic belts; 2 – Devonian grabens; 3 – Devonian basalts (symbols in circles for basalts, encountered in wells); 4 – inferred systems of Devonian grabens with a reduced thickness of consolidated crust under deep sedimentary basins; 5 – Devonian dikes and sills; 6 – Devonian alkaline and carbonatite intrusive complexes (dots) and kimberlites (asterisks); 7 – suggested plume centres [Puchkov et al., 2016, and references therein].

9. Пермский магматизм

В северной части Южного Урала расположены Степнинский, Бирюковский, Вандышевский и Уйский гранитные массивы, образующие цепочку интрузивных тел, секущую общепермские субмери-

диональные структуры (Кочкарско-Адамовскую, Арамилско-Сухтелинскую и Уйско-Оренбургскую зоны) и протягивающуюся соответственно с юго-востока на северо-запад [Сначев и др., 2006]. На основе данных изучения расплавных и газовой-жидких включений в кварце гранитоидов установлено последовательное уменьшение глубины кристаллизации пород в указанном ряду в СЗ направлении от гипабиссальной до гипабиссально-приповерхностной фации. Массивы относятся к степнинскому монцодиорит-гранитному комплексу многофазного, субконцентрического строения. Степнинский массив – типовой в этой цепочке – подробно описан Г.Б. Ферштатером [2013]. Возраст массивов составляет приблизительно 283 млн лет, т.е. приходится на конец орогенического этапа; цепочка гранитоидов косо наложилась на уже сформированную покровную структуру, что может указывать, наряду с геохимическими особенностями, на внутриплитный характер магматизма. Возрастная прогрессия не установлена.

10. Триасовый магматизм

Крупная триасовая магматическая провинция (LIP), к которой частично принадлежит территория Урало-Новоземельской складчатой зоны, охватывает огромную область, включая Западно-Сибирскую плиту, Таймыр, Кузбасс и Сибирскую платформу, и эту провинцию следует называть Урало-Сибирской (см. рис. 5, 7). Магматические события на границе перми и триаса можно рассматривать как проявления гигантского суперплюма. На Урале и в Приуралье к ним относятся излияния трапповых базальтов триасового возраста, развитые в Тургае, Челябинском районе Южного Урала, в карьерах и обнажениях к востоку от г. Каменск-Уральского, в Сосьвинском и Даниловском грабенах, на западном склоне Полярного Урала и смежной части Восточно-Европейской платформы, а также отдельные проявления триасового магматизма на Пай-Хое и Новой Земле. Наши исследования совместно с геологами университета г. Лейстер (Англия) и ИГ КНЦ РАН показали, что трапповые излияния на Полярном Урале и в Сибири начались синхронно на границе перми и триаса (250 млн лет назад). Так, базальты, развитые в районе р. Хальмер-Ю, к северо-западу от Воркуты в основании вулканогенно-терригенной серии, датируются Ar-Ar методом 249.52 ± 0.7 млн лет [Reichow et al., 2009]. На юго-востоке региона, в Зауральской зоне, риолиты Першинского и Борисовского карьеров датированы U-Pb методом по цирконам – около 250 млн лет; риолиты Борисовского карьера рвутся серией долеритовых даек с Ar-Ag возрастом 245.9 ± 2.4 млн лет. Примерно такова же Ar-Ag датировка базальтов туринской серии на берегу р. Синары (244.9 ± 1.2 млн лет) [Reichow et al.,

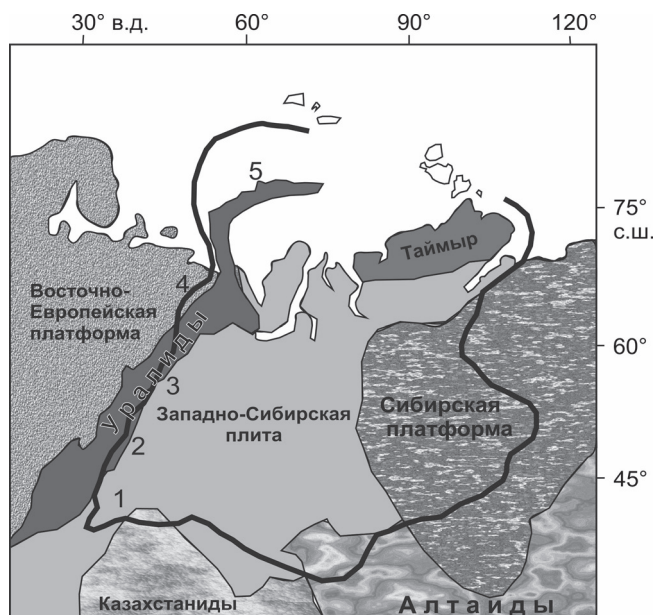


Рис. 7. Границы Урало-Сибирской КМП (жирная линия).

Районы развития триасового магматизма на структурах Урала: 1 – Тургайский грабен, 2 – Челябинский и Каменско-Уральские грабены (Борисовский и Першинский карьеры), 3 – Сосьвинский и Даниловский грабены, 4 – Косью-Роговская и Коротаихинская впадины Предуралья и смежная часть Восточно-Европейской платформы, 5 – Новая Земля.

Fig. 7. Boundaries of the Urals-Siberian LIP (thick line).

The areas of development of the Triassic magmatism on the structures of the Urals: 1 – Turgay graben, 2 – Chelyabinsk and Kamensk-Uralsk grabens (Borisovo and Pershino quarries), 3 – Sosva and Danilovo grabens, 4 – Kosyu-Rogovskaya and Korotaykha depressions and adjacent part of the East European platform, 5 – Novaya Zemlya fold belt.

2009]. Базальты Назарово-Карасевского грабена Зауралья, к востоку от Челябинского грабена, датированы Ar-Ag методом 243.32 ± 0.57 млн лет. Базальты, развитые в Сосьвинском и Даниловском грабенах, на краю Западно-Сибирского бассейна, перекрывают восточные структурные зоны погребенной части Урала, и их триасовый возраст надежно доказан как изотопными методами, так и палеонтологическими (палинологическими) данными [Иванов и др., 2016]. Вместе с тем триасовые Rb-Sr датировки некоторых кислых интрузий Среднего и Южного Урала (например, для чекинского и адуйского щелочных комплексов) вступают в противоречие с U-Pb датировками цирконов [Тевелев и др., 2009]. По нашим данным [Салихов и др., 2013], дайки гранито-порфиров, секущих Чекинский массив, имеют каменноугольный возраст по результатам Rb-Sr, и U-Pb датирования и к описываемому суперплюму не имеют отношения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги, следует сказать, что мы можем в пределах Урала, с разной степенью вероятности, указать с десятков возрастных уровней проявления плюмовой и суперплюмовой магматической активности: навыйский – 1750 млн лет, машакский – 1380 млн лет, аршинский 706–735 млн лет, кирябинский 680 млн лет, маньхамбовский 540–485 млн лет, ранне-среднеордовикский кидрясовский – 475–460 млн лет, позднеордовикский–раннесилурийский ушатский – 440–450 млн лет, средне-верхнедевонский Кольско-Днепровский – 390–370 млн лет, пермский степнинский 280–285 млн лет и триасовый Урало-Сибирский 250–230 млн лет. Они неодинаковы по составу магматических проявлений и по-разному соотносятся с плейт-тектоническими структурами и процессами. Первые четыре (докембрийские), вероятно, так или иначе связаны с распадом суперконтинентов Нуна и Родиния. Пятый, маньхамбовский, частично накладывается и непосредственно следует за коллизионными процессами, приведшими к аккреции континента Балтики и образованию тиманид. Шестой, кидрясовский, эпизод увязывается с разрушением приращенного тиманидами континента и образованием его вулканической пассивной окраины и Уральского океана. Седьмой, ушатский, возможно, принадлежал индивидуально плюму, след которого смещался с континентальной окраины в Уральский океан. Восьмой, средне-позднедевонский, являлся небольшой частью территории проявления суперплюмовой активности, охватывавшей Кольско-Днепровскую и Якутско-Вилуйскую провинции. Девятый, степнинский, может принадлежать индивидуально плюму, который накладывается на коллизионную структуру уралид. Наконец, триасовые вулканы Урала принадлежат западному краю обширного Урало-Сибирского суперплюма, распространившегося также на территории Западной и Центральной Сибири, Таймыра, Кузбасса и носившего ярко выраженный внутриплитный характер.

С плюмами на Урале связан целый спектр полезных ископаемых [Puchkov, 2017a, b].

Автор выражает благодарность академику РАН М.И. Кузьмину за конструктивную дискуссию.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ, Проект № 16-17-10192.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х. (2009) Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 17(3), 29–45.
- Булгакова М.Д. (1991) Ранний палеозой Северо-Востока СССР (седиментологический анализ). Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 104 с.
- Вахрушева Н.В. (2012) Щелочные ультрамафиты дайковой серии в дунит-гарцбургитовом комплексе Наранского массива (Монголия). “Современные проблемы магматизма и метаморфизма”. Мат-лы Всерос. конф., посвящ. 150-летию академика Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию профессора Г.М. Саранчиной. Т. 1. СПб.: Изд-во СПб ГУ, 109–113.
- Горожанин В.М. (2009) Rb-Sr датирование неопротерозойских вулканитов по поствулканическому селадониту: скв. Кипчак-1, Серноводско-Абдулинский авлакоген. “Изотопные системы и время геологических процессов”. Мат-лы IV Всерос. конф. по изотопной геохронологии. СПб.: ИГД РАН, 145–147.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. (1983) Внутриплитовый вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли. *Геотектоника*, (1), 28–45.
- Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В., Пономарев В.С. (2016) Геологическое строение фундамента Приуральской части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН; КогалымНИПИнефть, 302 с.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Бушарина С.В., Сергеева Н.Д., Падерин И.П. (2013б) Цирконовая геохронология машакских вулканитов и проблема возраста границы нижний-средний рифей (Южный Урал). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 21(5), 3–20.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Ларионов А.Н., Нехорошева А.Г., Бережная Н.Г. (2007) О возрасте Барангуловского габбро-гранитного комплекса Южного Урала. *Геол. сборник № 6*. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 7–16.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. (2012) Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал). *Литосфера*, (4), 127–140.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Лепехина Е.Н. (2013а) Цирконология навыйских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале. *Докл. АН*, 448(4), 437–442.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д. (2013в) Цирконология пироксенитов Кирябинского пироксенит-габбрового комплекса (Южный Урал). *Докл. АН*, 450(2), 204–208.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. (2015) U-Pb SHRIMP возраст гранитов и субстрата Мазаринского массива (Южный Урал) по цирконам *Докл. АН*, 463(2), 206–212.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. (2017) Биография Земли: основные этапы геологического прошлого *Природа*, (6), 12–25.
- Ленных В.И., Петров В.И. (1974) О калиевых щелочных базальтоидах в обрамлении тараташского комплекса. *Вулканизм Южного Урала*. Тр. Ильменского Заповедника. Вып. XII, 146–164.
- Меланхолина Е.Н. (2011) Сравнительный анализ пассивных окраин в пределах Северной и Центральной Атлантики. *Геотектоника*, (4), 80–105.
- Носова А.А., Ларионова Ю.О., Веретенникова Н.В., Юткина Е.В. (2008) Корреляция неопротерозойского

- вулканизма Юго-Восточного Беломорья и Западного Урала: новые данные об изотопном возрасте базальтов Солозера (Онежский грабен). *Докл. АН*, **418**(6), 811-816.
- Паверман В.И. (2015) Палеомагнетизм среднего палеозоя юга Сибирской платформы: геодинамические выводы. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 21 с.
- Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. (2005) Допалеозойские магматические комплексы Кваркушко-Каменногорского антиклинория (Средний Урал): новые данные по геохимии и геодинамике. *Литосфера*, (4), 42-69.
- Петров Г.А. (2006) Геология и минералогия зоны Главного Уральского разлома на Среднем Урале. Екатеринбург: УрГУ, 195 с.
- Пучков В.Н. (1979) Батильные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 260 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Пучков В.Н. (2012) Дайковые рои Урала и ассоциирующие с ними магматические комплексы. *Геотектоника*, (1), 42-52.
- Пучков В.Н. (2013) Плюмы в истории Урала. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, (4), 64-73.
- Пучков В.Н. (2016) Взаимосвязь плитотектонических и плюмовых процессов. *Геотектоника*, (4), 88-104.
- Пучков В.Н., Ковалев С.Г. (2013) Плюмовые события на Урале и их связь с субглобальными эпохами рифтогенеза. "Континентальный рифтогенез и сопутствующие процессы". Мат-лы Второго Всерос. симпозиума с междунар. участием и молодеж. науч. школы, посвящ. памяти академиков Н.А. Логачева и Е.Е. Милановского. Иркутск: ИЗК СО РАН, Иркутский госуниверситет, 34-37.
- Пучков В.Н., Козлов В.И., Краснобаев А.А. (2011). Палеозойские U-Pb SHRIMP датировки магматических пород Башкирского Мегантиклинория. *Геол. сборник ИГ УНЦ РАН*, **9**, 36-43.
- Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Пучков В.Н., Андреичев В.Л., Баянова Т.Б. (2013) О возрасте щелочных гранитоидов Магнитогорской габбро-гранитной интрузивной серии. *Литосфера*, (5), 165-171.
- Сначев А.В., Пучков В.Н., Савельев Д.Е., Сначев В.И. (2006) Геология Арамилско-Сухтелинской зоны Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 176 с.
- Соболева А.А., Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Васильев А.В. (2010) Зеленые сланцы Лемвинской зоны. *Вестн. ИГ КНЦ РАН*, (1), Сыктывкар, 14-20.
- Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Фурина М.А., Беляцкий Б.В. (2009) Триасовый магматизм Южного Урала: геохимия, изотопия, геодинамика. *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология*, (2), 29-38.
- Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 368 с.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Носова А.А. (2014) Редкометалльное месторождение Сибирка: новые данные о возрастных этапах и условиях формирования. *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана*. Мат-лы X Межрегион. конф. Уфа, ДизайнПресс, 202-204.
- Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Шагалов Е.С., Шардакова Г.Ю. (2017) Рифейский магматизм и рудообразование, предшествующие раскрытию Уральского палеоокеана (западный склон Южного Урала) *Литосфера*, **17**(2), 5-26.
- Andreichev V.L., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Coble M.A., Miller E.L (2017) Rb-Sr and U-Pb Isotope-Geochronology Systems in Granitoids of Northern Timan. *Granites and the Earth's Evolution: the Mantle and the Crust in Granite Origin*. Proc. 3rd International Geological Conference. IGG UrO RAN Publ. Ekaterinburg, Russia, 21-22.
- Dziewonski A.M. (1984) Mapping the lower mantle: determination of lateral heterogeneity in P velocity up to degree and order 6. *J. Geophys. Res.*, **89**(B7), 5920-5952.
- El Bahat A., Ikenne M., Söderlund U., Cousens B., Youbi N., Ernst R., Soulaïmani A., El Janati M., Hafid A. (2013) U-Pb baddeleyite ages and geochemistry of dolerite dykes in the Bas Drâa Inlier of the Anti-Atlas of Morocco: Newly identified 1380 Ma event in the West African Craton. *Lithos*, **174**, 85-98.
- Ernst R.E. (2014) Large Igneous Provinces. Cambridge University Press, 633 p.
- Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Hamilton M. (2006) Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia. *Geological Digest No 5. Geol. Institute of the Ufimian scientific centre of RAS*. Ufa: DesignPoligraphService, 119-161.
- Morgan W.J. (1971) Convective Plumes in the Lower Mantle. *Nature*, **230**, 42-43.
- Nedosekova I.L., Belousova E.A., Sharygin V.V., Belyatsky B.V., Bayanova T.B. (2013) Origin and evolution of the Ilmeny-Vishnevogorsky carbonatites (Urals, Russia): insights from trace-element compositions, and Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf isotope data *Mineral. Petrol.*, **107**(1), 101-123.
- Puchkov V. (2002) Paleozoic evolution of the East European continental margin involved into the Urals. *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present* (D. Brown, C. Juhlin, V. Puchkov (eds.)). AGU Geophysical Monograph Series, **132**, 9-32.
- Puchkov V.N. (2016) Magmatic complexes of the Urals as suspect parts of Large Igneous Provinces. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science **44**, 1-6. doi:10.1088/1755-1315/44/2/022003
- Puchkov V.N. (2017a) Plume complexes of the Urals and their metallogenic potential. *Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits*. Proc. of XXXIV Internat. Conf. Miass, IMin UrO RAN, 187-191.
- Puchkov V.N. (2017b) General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why. *Ore Geol. Rev.*, **85**, doi:10.1016/j.oregeorev.2016.01.005
- Puchkov V.N. (2017c) The Plume-Dependent Granite-Rhyolite Magmatism (Tectonic Aspects of the Problem) *Granites and the Earth's Evolution: the Mantle and the Crust in Granite Origin*. Proc. 3rd International Geol. Conf. IGG UrO RAN Publ. Ekaterinburg, Russia, 230-232.
- Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R., Kozlov V.I., Krasnobayev A.A., Söderlund U., Vingate M. T.D., Postnikov A.V., Sergeeva N.D. (2013) The ca. 1380 Ma

- Mashak igneous event of the Southern Urals. *Lithos*, **174**, 109-124.
- Puchkov V.N., Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Sergeeva N. (2016) A Devonian >2000-km long dolerite swarm belt and associated basalts along the Urals-Nonvozemelian fold-belt: part of an East-European (Baltica) LIP tracing the Tuzo Superswell. *GFF J.*, **138**(1), 6-16. doi.org/10.1080/11035897
- Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Sergeeva N.D. (2014) The New Data on Stratigraphy of the Riphean Stratotype in the Southern Urals, Russia. *J. Geosci. Environ. Protect.*, (2) 108-116. http://dx.doi.org/10.4236/gep.2014.23015
- Reichow M.K., Saunders A.D., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Fedoseev G.S., Safonova I.Yu., Davies C.E., Fitton J.G., Inger S., Mitchell C., Puchkov V.N., Scott R.A. (2009) The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **277**(1-2), 9-20.
- Tevelev A.I., Koshelova I.A., Khotylev A.O., Prudnikov I.A., Tevelev Ark.V. (2015) The Data on the Composition and Age of the Kozlinogorsk Gabbro-Alkaline Granite Complex on the Western Slope of the Southern Urals. *Mosc. Univers. Geol. Bull.*, **70**(4), 338-349.
- Udoratina O.V., Andreichev V.L., Kapitanova V.A., Coble M.A., Geng J.Z. (2017) Granites of Mankhambo and Ilyaiz Massifs and Rare Metal Rocks of Mankhambo Massif (Northern Urals). *Granites and the Earth's Evolution: the Mantle and the Crust in Granite Origin*. Proc. of the 3rd International Geological Conference. IGG UrO RAN Publ. Ekaterinburg, Russia, 300-303.
- Wilson J.T. (1963) A possible origin of Hawaiian islands. *Can. J. Phys.*, **41**, 863-866.
- Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E. (2014) Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt. *J. Asian Earth Sci.*, **93**(01), 158-179.
- Youbi N., Kouyaté D., Söderlund U., Ernst R., Soulaïmani F., Hafid A., Ikenne M., El Bahat A., Bertrand H., Chaham K.R., Abbou M.B., Mortaji A., El Chorfi M., Zouhair M., El Janati M. (2013) The 1750 Ma Magmatic Event of the West African Craton (Anti-Atlas, Morocco). *Precamb. Res.*, **236**, 106-123.
- gree and order 6. *J. Geophys. Res.*, **89**(B7), 5920-5952.
- El Bahat A., Ikenne M., Söderlund U., Cousens B., Youbi N., Ernst R., Soulaïmani A., El Janati M., Hafid A. (2013) U-Pb baddeleyite ages and geochemistry of dolerite dykes in the Bas Drâa Inlier of the Anti-Atlas of Morocco: Newly identified 1380 Ma event in the West African Craton. *Lithos*, **174**, 85-98.
- Ernst R.E. (2014) Large Igneous Provinces. Cambridge University Press, 633 p.
- Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Hamilton M. (2006) Geochemical Characterization of Precambrian magmatic suites of the southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia. *Geological Digest No 5 / Geol. Institute of the Ufimian scientific centre of RAS*. Ufa: DesignPoligraphService, 119-161.
- Fershtater G.B. (2013) *Paleozoiskii intruzivnyi magmatizm Srednego i Yuzhnogo Urala* [Paleozoic intrusive magmatism of the Southern and Middle Urals]. Ekaterinburg, Editorial Department, Uralian Branch of RAS, 368 p. (In Russian)
- Gorozhanin V.M. (2009) Rb-Sr dating of Neoproterozoic volcanics after post-volcanic seladonite: Kipchak-1 borehole, Sernovodsk-Abdulino avlakogen. "Izotopnye sistemy i vremya geologicheskikh protsessov". Mat. IV Vses. konf. po izotopnoi geokhronologii ["Isotopic systems and time of geologic processes". Proc. of the IVth All-Russian Conf. on isotopic geochronology]. St.Petersburg, IGD RAN, 145-147. (In Russian)
- Holodnov V.V., Fershtater G.B., Shagalov E.S., Shardakova G.Yu. (2017) The Riphean magmatism and ore formation, preceding the opening of the Uralian paleocean (the western slope of the Southern Urals). *Litosfera*, **17**(2), 5-26. (In Russian)
- Holodnov V.V., Shagalov E.S., Nosova A.A. (2014) Rare-metal deposit Sibirka: new data on the age stages and conditions of formation. "Geologiya, poleznye iskopaemye i problemy geoekologii Bashkortostana". Materialy X mezhhregional'noi konf. ["Geology, raw materials and problems of geo-environment of Bashkortostan". Materials of the Xth Interregional Conference]. Ufa, Dizain-Press Publ., 202-204. (In Russian)
- Ivanov K.S., Fedorov Yu.N., Erokhin Yu.V., Ponomarev V.S. (2016) *Geologicheskoe stroenie fundamenta Priural'skoi chasti Zapadno-Sibirskogo neftegazonosnogo megabasseina* [Geological structure of basement of the Cis-Uralian part of the West Siberian oil and gas-bearing magbasin]. Ekaterinburg, IGG UrO RAS and KogalymNIPI-neft Publ., 302 p. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Busharina S.V., Sergeeva N.D., Paderin I.P. (2013) Zircon geochronology of Mashak volcanics and the problem of the age of the boundary between the Lower and Middle Riphean (Southern Urals)]. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **21**(5), 3-20. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Lariov A.N., Nekhorosheva A.G., Berezhnaya N.G. (2007) On the age of Barangulovo gabbro-granite complex, Southern Urals. *Geol. Sbornik No 6*. Ufa, IG USC RAS, 7-16. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V. (2012) New data on the zircon geochronology of the Arshinian volcanics (Southern Urals). *Litosfera*, (4), 127-140. (In Russian)

REFERENCES

- Andreichev V.L., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Coble M.A., Miller E.L. (2017) Rb-Sr and U-Pb Isotope-Geochronology Systems in Granitoids of Northern Timan. *Granites and the Earth's Evolution: the Mantle and the Crust in Granite Origin*. Proc. 3rd International Geological Conference. IGG UrO RAN Publ. Ekaterinburg, Russia, 21-22.
- Bogdanova S.V., Pisarevsky S.A., Li Ch. X. (2009). Formation and break-up of Rodinia (after the results of IGCP-440). *Stratigr. Geol. Korrel.*, **17**(3), 29-45. (In Russian)
- Bulgakova M.D. (1991) *Rannii paleosoi Severo-Vostoka SSSR (sedimentologicheskii analiz)* [Early Paleozoic of the North-East of USSR (sedimentologic analysis)]. Yakutsk, YaNTs SO AN SSSR, 104 p. (In Russian)
- Dziewonski A.M. (1984) Mapping the lower mantle: determination of lateral heterogeneity in P velocity up to de-

- Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V., Lepekhina E.N. (2013a) Zirkonology of the Navysh volcanics of the Ai Formation and the problem of the age of the Lower boundary of the Riphean in the Southern Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **448**(4), 437-442. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D. (2013b) Zirkonology of pyroxenites of the Kiryabinka pyroxenite-gabbro complex (Southern Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **540**(2), 204-208. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V. (2015) U-Pb SHRIMP age of granites and substrate of the Mazara massif (Southern Urals) after zircons. *Dokl. Akad. Nauk*, **463**(2), 206-212. (In Russian)
- Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V. (2017) Biography of the Earth: the main stages of geological Past. *Priroda*, (6), 12-25. (In Russian)
- Lennykh V.I., Petrov V.I. (1974) On Potassic alkaline bazaltoids in the vicinity of the Taratash complex. *Vulkanizm Yuzhnogo Urala*. Trudy Ilmenskogo zapovednika. Vyp. XII [Volcanism of the Southern Urals. Proc. of the Ilmeny State reserve, V. XII]. 146-164. (In Russian)
- Melankholina E.N. (2011) A comparative analysis of passive margins in the Northern and Central Atlantic. *Geotektonika*, (4), 80-105. (In Russian)
- Morgan W.J. (1971) Convective Plumes in the Lower Mantle. *Nature*, **230**, 42-43.
- Nedosekova I.L., Belousova E.A., Sharygin V.V., Belyatsky B.V., Bayanova T.B. (2013) Origin and evolution of the Ilmeny-Vishnevogorsky carbonatites (Urals, Russia): insights from trace-element compositions, and Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf isotope data. *Mineral. Petrology*, **107**(1), 101-123.
- Nosova A.A., Larionova Yu.Yu., Veretennikova N.V., Yutkina E.V. (2008) Correlation of Neoproterozoic volcanism of the South-Eastern Belomorie and Western Urals: new data on isotopic age of basalts of the Solozero (Onega graben). *Dokl. Akad. Nauk*, **418**(6), 811-816. (In Russian)
- Paverman V.I. (2015) *Paleomagnetizm srednego Paleozoya yuga Sibirskoi platformy: geodinamicheskie vyvody*. Dis. ... kand. geol.-min. nauk [Paleomagnetism of the Middle Paleozoic of the southern part of Siberian platform: geodynamic consequences. Cand. geol. and min. sci. diss.]. Moscow, 21 p. (In Russian)
- Petrov G.A. (2006) *Geologiya i mineralogiya zony Glavnogo Uralskogo razloma na Srednem Urale* [Geology and mineralogy of the Main Uralian Fault in the Southern Urals]. Ekaterinburg, Uralian State Mining University Publ., 195 p. (In Russian)
- Petrov G.A., Maslov A.V., Ronkin Yu.L. (2005) Pre-Paleozoic magmatic complexes of the Kvarukh-Kamenogorsk anticlinorium (Middle Urals): new data on geochemistry and geodynamics. *Litosfera*, (4), 42-69. (In Russian)
- Puchkov V.N. (1979) *Batial'nye komplekxy passivnykh okrain geosinklinal'nykh oblastei* [Batial complexes of passive margins of geosynclinal regions]. Moscow, Nauka Publ., 260 p. (In Russian)
- Puchkov V. (2002) Paleozoic evolution of the East European continental margin involved into the Urals. Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present (D. Brown, C. Juhlin, V. Puchkov (eds.)). *AGU Geophysical Monograph Series*, **132**, 9-32.
- Puchkov V.N. (2010) *Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii)* [Geology of the Urals and Cis-Urals (actual topics of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2012) Dike swarms of the Urals and associated with them magmatic complexes. *Geotektonika*, (1), 42-52. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2013) Plumes in the history of the Urals. *Bull. MOIP. Geology Section*, (4), 64-73. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2016) The relationship between plate-tectonic and plume processes. *Geotektonika*, (4), 88-104. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2016) Magmatic complexes of the Urals as suspect parts of Large Igneous Provinces. *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*, **44**, 1-6. doi:10.1088/1755-1315/44/2/022003
- Puchkov V.N. (2017a) Plume complexes of the Urals and their metallogenic potential. *Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits*. Proc. of XXXIV International conference. Miass, IMin UrO RAN, 187-191.
- Puchkov V.N. (2017b) General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why. *Ore Geol. Rev.*, **85**. doi:10.1016/j.oregeorev.2016.01.005
- Puchkov V.N. (2017c) The Plume-Dependent Granite-Rhyolite Magmatism (Tectonic Aspects of the Problem). *Granites and the Earth's Evolution: the Mantle and the Crust in Granite Origin*. Proc. 3rd International Geological Conference. IGG UB RAS Publ. Ekaterinburg, Russia, 230-232.
- Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R., Kozlov V.I., Krasnobaev A.A., Söderlund U., Vingate M.T.D., Postnikov A.V., Sergeeva N.D. (2013). The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals. *Lithos*, **174**, 109-124.
- Puchkov V.N., Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Sergeeva N. (2016) A Devonian >2000-km long dolerite swarm belt and associated basalts along the Urals-Novozemelian fold-belt: part of an East-European (Baltica) LIP tracing the Tuzo Superswell. *GFF J.*, **138**(1), 6-16. doi.org/10.1080/11035897
- Puchkov V.N., Kovalev S.G. (2013) Plume events in the Urals and their relationship with the subglobal epochs of rifting. "Kontinental'nyi riftogenez i soputstvuyushchie protsessy". Materialy Vtorogo Vserossiiskogo simpoziuma s mezhdunarodnym uchastiem i molodezhnoi nauchnoi shkoly, posvyashchennykh pamyati akademikov N.A. Logacheva i E.E. Milanovskogo ["Continental Rifting and Related Processes". Proc 2nd All-Russian Symp. with Intern. Particip. the Youth Scientific School, dedicated to the memory of Academicians N.A. Logachev and E.E. Milanovsky]. Irkutsk, IZK SO RAN and Irkutsk St. Univ. Publ., 34-37. (In Russian)
- Puchkov V.N., Kozlov V.I., Krasnobaev A.A. (2011) Paleozoic U-Pb SHRIMP-dating of magmatic rocks of the Bashkirian meganticlinorium. *Geol. Sbornik*. IG USC RAS, **9**, 36-43. (In Russian)
- Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Sergeeva N.D. (2014) The New Data on Stratigraphy of the Riphean Stratotype in the Southern Urals, Russia. *J. Geosci. Environm. Protect.*, (2), 108-116.
- Reichow M.K., Saunders A.D., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Fedoseev G.S., Safono-

- va I.Yu., Davies C.E., Fitton J.G., Inger S., Mitchell C., Puchkov V.N., Scott R.A. (2009) The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **277**(1–2), 9–20.
- Salikhov D.N., Moseichuk V.M., Puchkov V.N., Andreichev V.L., Bayanova T.B. (2013) On the age of alkaline granitoids of the Magnitogorsk gabbro-granite intrusive series. *Litosfera*, (5), 165–171. (In Russian)
- Snachev A.V., Puchkov V.N., Saveliev D.E., Snachev V.I. (2006). *Geologiya Aramilsko-Sukhtelinskoi zony Urals* [Geology of the Aramil-Sukhtelinsk zone of the Urals]. Ufa, DizainPoligraphServis, 176 p. (In Russian)
- Soboleva A.A., Yudovich Ya.E., Ketris M.P., Vasiliev A.V. (2010) The green schists of the Lemva zone. *Vest. Institute of Geology KNC RAS*, (1), Syktyvkar, 14–20. (In Russian)
- Tevelev A.V., Kosheleva I.A., Khotylev A.O., Prudnikov I.A., Tevelev Ark.V. (2015) The Data on the Composition and Age of the Kozlinogorsk Gabbro-Alkaline Granite Complex on the Southern Urals Western Slope. *Mosc. Univers. Geol. Bull.*, **70**(4), 338–349. (In Russian)
- Tevelev A.V., Kosheleva I.A., Furina M.A., Belyatsky B.V. (2009) Triassic magmatism of the Southern Urals: geochemistry, isotopy, geodynamics. *Vest. Mosk. Univ. Ser. 4. Geol.*, (2), 29–38.
- Udoratina O.V., Andreichev V.L., Kapitanova V.A., Coble M.A., Geng J.Z. (2017) Granites of Mankhambo and Ilyaiz Massifs and Rare Metal Rocks of Mankhambo Massif (Northern Urals). *Granites and the Earth's Evolution: the Mantle and the Crust in Granite Origin*. Proc. 3rd Int. Geol. Conf. Ekaterinburg, Russia, 300–303.
- Vakhrusheva N.V. (2012) Alkaline ultramafic rocks of a dyke series in the Naran dunite-harzburgite complex (Mongolia). “*Sovremennye problemy magmatizma i metamorfizma*”. Materialy Vserossiiskoi konferentsii, posvyaschennoi 150-letiyu akademika F.Yu. Levinsona-Lessinga i 100-letiyu professora G.M. Saranchinoy. T. 1 [“Modern problems of magmatism and metamorphism”. Proc. of All-Russian Conf., dedicated to the 150th anniversary of Academician F.Yu. Levinson-Lessing and the 100th anniversary of Professor G.M. Saranchina. V.1]. St.Petersburg, St. Univ. Publ., 109–113. (In Russian)
- Wilson J.T. (1963) A possible origin of Hawaiian islands. *Can. J. Phys.*, **41**, 863–866.
- Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E. (2014) Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt. *J. Asian Earth Sci.*, **93**(01), 158–179.
- Youbi N., Kouyaté D., Söderlund U., Ernst R., Soulaïmani F., Hafid A., Ikenne M., El Bahat A., Bertrand H., Chaham K.R., Abbou M.B., Mortaji A., El Chorfi M., Zouhair M., El Janati M. (2013) The 1750 Ma Magmatic Event of the West African Craton (Anti-Atlas, Morocco). *Precamb. Res.*, **236**, 106–123.
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I. (1983) Interplate magmatism and its importance for understanding the processes in the earth's mantle. *Geotektonika*, (1), 28–45. (In Russian)

УДК 550.347.097

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-500-519

РЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ (МОДЕЛЬ ТРЕТЬЕГО ПОКОЛЕНИЯ)

© 2018 г. С. Н. Иванов, К. С. Иванов

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

Поступила в редакцию 24.05.2017 г., принята к печати 18.06.2018 г.

Вступление. Приводится обоснование реологической модели земной коры с барьерной зоной между верхней и средней ее частью, непроницаемой для флюидов, что коренным образом меняет современные представления о строении верхней части литосферы. Дается критический обобщающий обзор исследований реологии земной коры и предлагавшихся ранее разными авторами моделей строения континентальной земной коры и геологической природы геофизической границы K_1 . **Методы.** Исследуется обводненность средней коры и нижележащих зон. Данные электромагнитных глубинных зондирований указывают на то, что в средней и нижней коре и, видимо, в верхней мантии содержание свободной воды составляет по объему около 1%. Следовательно, существует какая-то преграда, не позволяющая всей воде быть выжатой вверх, в область верхней коры, где открытое трещинно-поровое пространство заполнено водой под гидростатическим давлением. Итак, в земной коре материков существует ясно выраженная гидродинамическая зональность. Эта всеобщая зональность земной коры материков теперь подтверждена геофизикой и сверхглубоким бурением, что недостаточно осознано еще большей частью геологов и геофизиков. **Обсуждение.** В верхней коре, по мере углубления, породы постепенно становятся прочнее и прочнее, так как эффективное давление растет и сжимает их все сильнее. Геофизические исследования отмечают это ростом скорости распространения сейсмических волн и уменьшением электропроводности. Ниже горизонта закрытия пор и трещин (ниже барьера) картина резко меняется. Эффективное давление падает, и породы полностью теряют упрочнение, становясь даже менее прочными, чем на дневной поверхности. Следовательно, ниже самых прочных низов верхней коры под плотной непроницаемой зоной располагается этаж чрезвычайно ослабленных водосодержащих пород. Земная кора оказывается резко расслоенной на этажи (зоны) не только по обводненности, но еще более контрастно – по реологическим (прочностным) свойствам. При любых, даже незначительных, механических движениях и деформациях на границе прочного и слабого этажей, неизбежно возникает срыв и подвижки. Рассматривается значение предложенной модели строения земной коры для тектоники, петрологии, рудообразования, гидрогеологии, нефтяной геологии, сейсмичности, а также для захоронений радиоактивных и других отходов.

Ключевые слова: земная кора, поровое давление, реология пород, гидродинамическая зональность, сверхглубокое бурение, глубинные флюиды, барьерная зона

RHEOLOGICAL MODEL OF EARTH'S CRUST (MODEL OF THIRD GENERATION)

Svyatoslav N. Ivanov, Kirill S. Ivanov

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

Received 24.05.2017, accepted 18.06.2018

Introduction. The ground of the rheological Earth's crust model with a barrier zone between its upper and middle parts is given. The zone is impermeable to fluids radically changes present-day understanding of the upper part lithosphere structure. A critical generalizing review for, earlier models of the continental crust structure and geological nature of K_1 geophysical interface, which proposed by different authors, are committed for consideration. **Methods.** The information regarding the middle crust watering is presented. The data on electromagnetic deep probing indicate that in the middle and lower crust and, possibly, in the upper mantle the content of free water makes up about 1% in volume. Therefore, there is some kind of block which does not allow for the whole water to squeezed up into the upper part of the Earth's crust, where an open crack-pore space is filled with water under hydrostatic pressure. So, clearly expressed hydrodynamic zoning exists in the continental Earth's crust. This universal continental Earth's crust zoning now is confirmed by geophysics and super-deep drilling, but it is not yet enough realized by a great number of geologists and geophysicists. **Discussion.** In the upper crust the rocks become harder with deepening, as the effective pressure increases and stronger and stronger press down

Для цитирования: Иванов С.Н., Иванов К.С. (2018) Реологическая модель строения земной коры (модель третьего поколения). *Литосфера*, **18**(4), 500–519. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-500-519

For citation: Ivanov S.N., Ivanov K.S. (2018) Rheological model of Earth's crust (model of third generation). *Litosfera*, **18**(4), 500–519. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-500-519

them. Geophysical studies mark this fact by the growth speed of seismic wave spreading and the decrease of electrical inductance. Lower of the pores and cracks closing horizon (lower of the barrier) the picture sharply changes. Effective pressure is falling and rocks lose fully their hardening, becoming even less hard than at the day surface. Consequently, lower of the hardest upper crust bottoms under a dense impenetrable zone extremely weakened water-containing rocks are located. The earth crust turns out to be sharply stratified into (zones) not only by the water-presence, but even more contrastingly – by rheological (hardening) properties. At any even miserable mechanical movements and deformations at the boundary of hard and weak storeys disruptions and motions is inevitably occurred. *Conclusions.* The importance of suggested model of the crust structure for the tectonics, petrology, ore-formation, hydrogeology, oil geology, seismicity as well as for the nuclear wastes and others is considered.

Keywords: *Earth's crust, pore pressure, rheology of rocks, hydrodynamic zoning, superdeep drilling, deep fluids, barrier zone*

Acknowledgements

The authors are grateful for the help to the candidate geol. and min sci. E.I. Bogdanova (IGG UrO RAN).

The article was prepared for publication with the support of the Russian Science Foundation (project No. 16-17-10201).

ВВЕДЕНИЕ

В 60-ые годы прошлого века один из авторов данной работы пришел к заключению о существовании в земной коре непроницаемой для флюидов субгоризонтальной зоны, отделяющей верхнюю область коры со свободной циркуляцией трещинных вод от нижней, содержащей трещинные воды под литостатическим давлением. Происходящие в экстремальных условиях прорывы этой зоны глубинными флюидами создают необходимые условия для образования гидротермальных месторождений [Иванов С., 1966, 1970a]. Эти идеи не нашли тогда отклика у исследователей гидротермальных месторождений и тектонистов, хотя были опубликованы в престижных изданиях по рекомендациям академиков Д.С. Коржинского и В.И. Смирнова.

В течение последующих 20 лет С.Н. Иванов был увлечен исследованиями геологии Урала в свете идей мобилизма и в 1990 г. вновь вернулся к реологической зональности земной коры, уже в тектоническом аспекте. Был опубликован ряд статей, касающихся этого вопроса на русском и отчасти на английском языке, в том числе в США [Иванов С., 1990a, б, 2001; Иванов С., Иванов К., 1996b; Ivanov S., Ivanov K. 1993; и др.]. Близкие идеи были высказаны также в зарубежной печати [Fournier, 1990, 1991, 1999]. Последняя из этих публикаций в выводах и их аргументации почти буквально повторила значительную часть работы [Иванов С., 1970a].

Анализ эволюции представлений о строении земной коры [Иванов С., 1998] показал, что предложенная в 1966–1970 гг. и уточненная в 1990-х гг. модель земной коры является моделью третьего поколения, основанной на новых представлениях о вертикальной гидродинамической зональности земной коры с барьерной для флюидов зоной между верхней и средней ее частью. Однако, как

и 30 лет назад, эти публикации были встречены в основном молчанием.

Как известно, к современному представлению о глубинном строении земной коры исследователи пришли главным образом на основании изучения продуктов вулканизма, а также скорости и направленности распространения сейсмических волн. Сначала была установлена наиболее резкая сейсмическая граница – М (поверхность Мохоровичича, или же просто – Мохо) на глубине 30–40 км. Ее признали границей, разделяющей кору и мантию. Затем была выделена менее четкая граница (К) – на глубине около 18–20 км, отделяющая верхнюю часть земной коры с меньшими скоростями сейсмических волн от средней части, несколько более сейсмопроводящей. По этой границе земная кора была подразделена на два слоя – “гранитный” и “базальтовый”.

Предположение о том, что граница К проходит не по контакту толщ разного состава, а обусловлена изменением с глубиной реологии горных пород, определившей смену гидродинамической обстановки – закрытие трещинно-порового пространства – было высказано давно [Иванов С., 1970б]. Но оно не было развито и не привлекло внимания. Препятствием явилось ошибочно глубокое проведение геофизиками этой границы.

Позже выяснилось, что вместо границы К в действительности в земной коре существуют две сейсмические границы: K_1 – на глубине около 10 км и K_2 – на глубине около 23 км (на западе – это соответственно границы F и C). Между этими границами стали выделять среднюю кору, приписывая ей состав, промежуточный между гранитным и базальтовым.

Именно такие представления о строении земной коры были положены в основу проекта бурения сверхглубокой скважины (СГ-3) на Кольском полуострове в конце 60-х гг. XX в. Ее бурение до глубины 12.3 км показало полную несостоятель-

ность представлений об однозначной связи сейсмических границ с изменением состава пород. К этому же времени во многих наиболее изученных районах Северной Америки и Евразии было установлено, что скорость распространения сейсмических волн при переходе из легкой верхней в среднюю более плотную кору, вопреки ожиданию, не увеличивается, а иногда даже уменьшается. При этом глубинная электроразведка на указанном среднем этапе показывает очень сильное возрастание электропроводности.

В конце 60-х гг. XX в., еще до заложения СГ-3, С. Ивановым были высказаны соображения о вероятном существовании в земной коре вертикальной зональности с непроницаемой для флюидов барьерной зоной, редкий прорыв которой обуславливает формирование рудных месторождений [Иванов С., 1969, 1970а]. Однако геофизические данные тех лет не давали подтверждения такой зональности, а сверхглубоких скважин тогда не было.

Позже эти соображения вылились в форму законченной реологической модели земной коры (которая и по сию пору не потеряла своего значения), в основе которой лежат нижеследующие положения.

ОБВОДНЕННОСТЬ СРЕДНЕЙ КОРЫ

Изучение метаморфических пород земной коры показало существенную роль в их формировании миграции воды под литостатическим давлением [Коржинский, 1962; Маракушев, 1965; Кузнецов, Изох, 1969; Добрецов и др., 1970; и мн. др.]. Следы водных флюидов неизменно отмечаются в разнообразных глубинных горных породах, включая и мантийные [Летников и др., 1980; и др.]. Данные, полученные этими и другими исследователями, были подтверждены детальным изучением прогрессивного регионального метаморфизма на основе количественных оценок фазовых равновесий и пропорций изотопов кислорода в продуктах метаморфизма [Etheridge et al., 1983, 1984; Ferry, 1987; и др.]. М. Этериджем и его соавторами было подтверждено, что при региональном метаморфизме водный флюид является главным агентом как самого метаморфизма, так и соответствующей деформации. Он находится под литостатическим и иногда еще более высоким давлением в породах нижней и средней коры, обладающей значительной пористостью и высокой проницаемостью.

Исследования мантийных пород показали, что водные флюиды должны быть устойчивы на значительном интервале глубин в субконтинентальных условиях [Рябчиков, 1985; и др.]. В верхней мантии были установлены многочисленные следы метасоматических процессов, поставляющих водный флюид и некогерентные элементы [Когарко, 1989; и др.]. Кроме того, при очень низкой степени ча-

стичного плавления мантии вместо силикатного расплава образуется существенно водный флюид [Рябчиков, Ганеев, 1989]. Он способен понижать скорость сейсмических волн, образуя широко распространенные в литосфере волноводы. Представления о последних как о зонах частичного плавления вряд ли состоятельны, так как расплав сильно осушает твердую часть породы и должен повышать скорость прохождения через нее сейсмических волн [Karato, 1986].

Есть и другие бесспорные признаки присутствия химически не связанных вод в глубоких недрах Земли. Изотопные соотношения гелия, поднимающегося вместе с горячими водами из глубинных источников, иногда однозначно указывают на “первичное” происхождение вод, входящих в газовое “дыхание” планеты. Установлено также, что значительные массы воды заносятся под материк вместе с гидратированными минералами базальтов океанической коры, медленно погружающейся под островные дуги и континентальные плиты.

В последние десятилетия это было подтверждено также электроразведкой. Разнообразные расчеты естественных электромагнитных полей Земли и особенно данные электромагнитных глубинных зондирований указывают, что в средней и нижней коре и, видимо, в верхней мантии содержание свободной воды составляет по объему не менее 1%, а может быть и 1.5%. В сумме такое количество воды сопоставимо с объемом воды океанов, а вместе с химически связанной водой в коре превосходит его.

Следовательно, существует какая-то преграда, не позволяющая всей воде быть выжатой вверх, в область верхней коры, где открытое трещинно-поровое пространство (ТПП) заполнено водой под гидростатическим давлением. Причина этого проста и бесспорна: открытые поры и трещины не могут существовать на глубинах более около 10 км (варьирующих чаще всего от 7 до 12 км, в зависимости от состава и прочности пород). Таким образом, пути для воды, отжимающейся с более глубоких горизонтов, оказываются перекрытыми.

При разведке и эксплуатации нефтяных и газовых месторождений, приуроченных к осадочным бассейнам, встреча буровыми скважинами трещинно-поровых флюидов (газов, нефти, воды), находящихся под давлением более высоким, чем гидростатическое, считается достаточно обычным явлением и отмечается как аномально высокое давление порово-трещинного флюида. Оно имеет существенное значение для поиска и разведки месторождений углеводородов. Однако, его определение как “аномального” связано с ошибочными в общем случае гипотезами о тектоническом генезисе, хотя некоторые исследователи и указывали на иные причины его проявления (в частности, на литостатическое давление в пробуренной зоне).

ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

В любой части земной коры приповерхностные грунтовые воды, находящиеся в открытых порах и трещинах, образуют верхнюю “гидростатическую” зону, где система открытых пор и трещин (ТПП), заполнена флюидами (водой), находящимися под давлением лишь собственной массы. На глубине около 7–12 км при температурах 250–300°C и более и давлениях на каркас породы свыше 250–350 МПа картина иная. Здесь стенки трещин и пор не могут длительно выдерживать такие давления. Трещины и открытые поры хрупко обрушиваются или пластически замыкаются, в зависимости от температуры, либо заполняются путем перекристаллизации и переотложения вещества под односторонним давлением. В горных породах, опустившихся под нагрузкой новых, более молодых отложений до таких глубин, открытые поры и трещины будут закрываться, выжимая воду кверху. Таким путем создается непроницаемая для свободной циркуляции флюидов субгоризонтальная барьерная зона. Это явление хорошо изучено в мощных толщах глинистых и других недостаточно уплотненных, недостаточно отвердевших осадков в связи с бурением в них нефтепоисковых скважин. Однако из широкого распространения в земной коре водных флюидов следует, что образование непроницаемых плотных субгоризонтальных барьерных зон не является привилегией только осадочных бассейнов.

Теоретическое рассмотрение [Иванов С., 1969, 1970а, 1994; Ivanov S., Ivanov K., 1993], опирающееся на многочисленные лабораторные опыты и полевые наблюдения, включая и математический анализ [Walder, Nur, 1984], показали, что закрытие открытых пор и трещин происходит не только в глинистых, но и в твердых кристаллических породах, однако в этом случае закрытие осуществляется на значительно больших глубинах, вплоть до 10–12 км и более [Wickham, Oxburg, 1987] и происходит медленнее.

При поступлении из глубин Земли флюидов, как водных (жидкой и надкритической H_2O), так и углеводородных, под этой барьерной зоной образуются их скопления. В случае если трещинно-поровое давление под горизонтальной непроницаемой зоной по каким-либо причинам (например, при установлении гидравлической связи с более глубокими трещинными системами) возрастает выше прочности запора, последний разрывается, и вода (или водно-углеводородные флюиды) по локальному разрыву бурно, но на очень короткое время освобождаются из плена. При прорыве вверх высоконапорных горячих водных флюидов, насыщенных минеральными компонентами, неизбежно проявляется дроссельный эффект Джоуля-Томсона, который обуславливает резкое охлаждение и выделение жильных минералов на стенках канала,

быстро закупоривающих его [Иванов и др., 1973]. Эта быстрая закупорка многократно отмечалась при вскрытии скважинами глубинных горячих вод. Именно благодаря быстрой, геологически мгновенной, полной самозакупорке барьерной зоны, водонасыщенность, а точнее говоря, флюидонасыщенность, глубинной области хорошо сохраняется.

Ниже зоны закрытия трещин вода, выделяющаяся при дегидратации осадочных пород при температуре 400–500°C, а также поступающая из более глубоких частей коры и мантии не может устремляться кверху (равно как и углеводородные флюиды!), так как пути туда пережаты давлением, превышающим предельную прочность пород. В этом случае вода (или же надкритический водный или водно-углеводородный флюид) полностью воспринимает давление каменной нагрузки, которое будет литостатическим.

Если бы пути кверху не были перекрыты для поднимающихся снизу порово-трещинных вод, то вся вода из пород нижней коры вплоть до мантии была бы удалена. Обезвоженные толщи обладали бы большой прочностью и не обнаруживали бы той пластичности, которая выявляется теперь в толщах средней и, особенно, нижней коры. В таких толщах не было бы циркуляции водных растворов и не могли бы образовываться жилы, в том числе богатые рудами цветных и благородных металлов, драгоценными камнями, а также редкими и радиоактивными элементами.

Итак, в земной коре материков существует ясно выраженная гидродинамическая зональность (рис. 1). Эта всеобщая зональность земной коры материков теперь подтверждена геофизикой и сверхглубоким бурением, что недостаточно осознано еще большей частью геологов и геофизиков.

ОСЛАБЛЕНИЕ ПОРОД ПОРОВЫМ ПРОТИВОДАВЛЕНИЕМ

Присутствие высоконапорных вод в породах под непроницаемой зоной очень сильно ослабляет их прочность. Дело не только и не столько в гидrolитическом действии воды (эффект Ребиндера), ослабляющем породы на 20–50%, что без заметного результата принимается в расчет во многих моделях земной коры. Речь идет о законе эффективного давления Терцаги. Этот закон, выведенный из практики строительства плотин и разных бетонных и почвенных сооружений, был многократно проверен в лабораториях с горными породами при разных температурах и напряжениях, вплоть до давления, отвечающего условиям нижней земной коры. При этом он действовал даже при очень малой пористости, включительно до 0.1% [Иванов С., 1994].

Прочность пород верхней коры Земли определяется законом сухого трения Кулона-Байерли (Coulomb-Byerlee). Согласно этому закону, с уве-

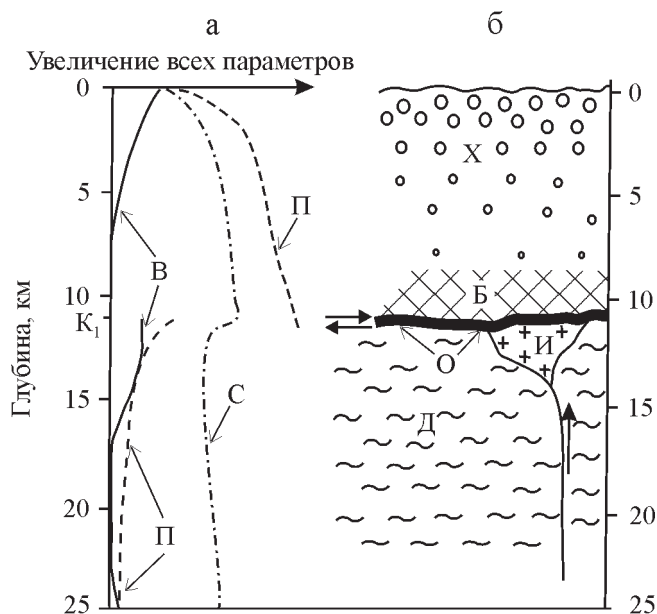


Рис. 1. Упрощенная схема строения верхней и средней континентальной земной коры.

а. Изменение с глубиной: П – прочность гранитных пород, С – скорость распространения сейсмических волн, В – содержание воды в трещинах и порах. **б.** Главные элементы строения континентальной земной коры: Х – хрупкая зона верхней коры со снижением содержания флюидов вниз по разрезу, Б – плотная “сухая” барьерная зона, О – отделитель, Д – водосодержащая зона с преобладанием пластических деформаций, И – интрузия путем гидроразрыва суперкритического флюида или магмы.

Fig. 1. The simplified structure scheme of the upper and middle continental Earth's crust.

а. Change with depth: П – granite rock strength, С – seismic wave distribution rate, В – fissure-pore water content. **б.** Main structure features of the Earth's crust upper part: Х – brittle zone of the upper crust with decreasing of fluids downward, Б – dense “dry” barrier zone, О – odelitel (detachment fault), Д – aquiferous zone with prevalence of plastic deformations, И – intrusion of supercritical water fluid or magma by the way of hydrobreak.

личением всестороннего давления породы сильно упрочняются. Если же в породе присутствует трещинно-поровый флюид, сопротивление сдвигу определяется не общим всесторонним (литостатическим) давлением на каркас данного элемента породы (или образца при опытах), а его величиной за вычетом порового давления:

$$P_{\text{эф}} = P_{\text{лт}} - P_{\text{фл}},$$

при $P_{\text{фл}} = P_{\text{лт}}$ оказывается, что $P_{\text{эф}} = 0$. Следовательно, когда трещинно-поровый флюид находится под давлением, равным литостатическому, т.е. когда давление на каркас и на поровый флюид одинаково, то никакого упрочнения пород, включающих этот высоконапорный флюид, не происходит. Это и есть закон эффективного давления Терцаги.

В верхней коре, по мере углубления, породы становятся все прочнее и прочнее, так как эффективное давление растет и сжимает их все сильнее и сильнее. Геофизические исследования отмечают это ростом скорости распространения сейсмических волн и уменьшением электропроводности. Ниже горизонта закрытия пор и трещин (ниже барьера) картина резко меняется. Эффективное давление падает до нуля, и породы полностью теряют упрочнение, становясь даже менее прочными, чем на дневной поверхности. Следовательно, ниже самых прочных низов верхней коры под плотной непроницаемой зоной располагается этаж чрезвычайно ослабленных водосодержащих пород (см. рис. 1а). Земная кора оказывается резко расслоенной на этажи (зоны) не только по обводненности, но еще более контрастно – по реологическим (прочностным) свойствам. При любых, даже незначительных, механических движениях и деформациях, возникающих в земной коре по разным причинам, на границе прочного и слабого этажей неизбежно возникает срыв и подвижки. Такие подвижки давно наблюдаются геологами в горных районах на контакте массивных и сильно рассланцованных толщ, приподнятых с глубины. В слабо нарушенных тектоникой районах указанный тектонический срыв направлен субгоризонтально. Однако обычно геологи и геофизики, неправильно оценивая его природу, при интерпретации исходных часто очень неполных полевых данных стараются изобразить этот шов уходящим на глубину в виде “глубинного разлома”.

ПРИРОДА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ГРАНИЦЫ K_1 (F)

Петербургский геофизик Н.К. Булин [1974] первым обратил внимание на широкое распространение в земной коре континентов сейсмической границы K_1 (граница Форша – F на Западе) (у Н. Булина – граница А). Он показал, что эта граница устойчиво обнаруживается разными сейсмическими методами и представляет собой практически непрерывную цепь субгоризонтальных отражателей в пределах глубины 7–15 км. Н.К. Булиным была составлена карта изоглубин этого сейсмического горизонта для территории СССР (рис. 2). Кроме того, он высказал соображения о связи ее с изменением каких-то физических свойств пород.

К такому же заключению позже пришли Н.И. Павленкова [1985], М.В. Минц [1987], Y.V. Ganchin [1998] и другие геофизики. Было установлено, что глубина этой границы зависит от плотности лежащих выше пород: под более плотными она поднимается, под легкими – опускается. Хотя это наблюдение явно свидетельствует о зависимости положения границы K_1 от возрастания давления до критической прочности пород, полностью разгадать истинную природу геофизической границы K_1 им не удалось. Связь этой границы с

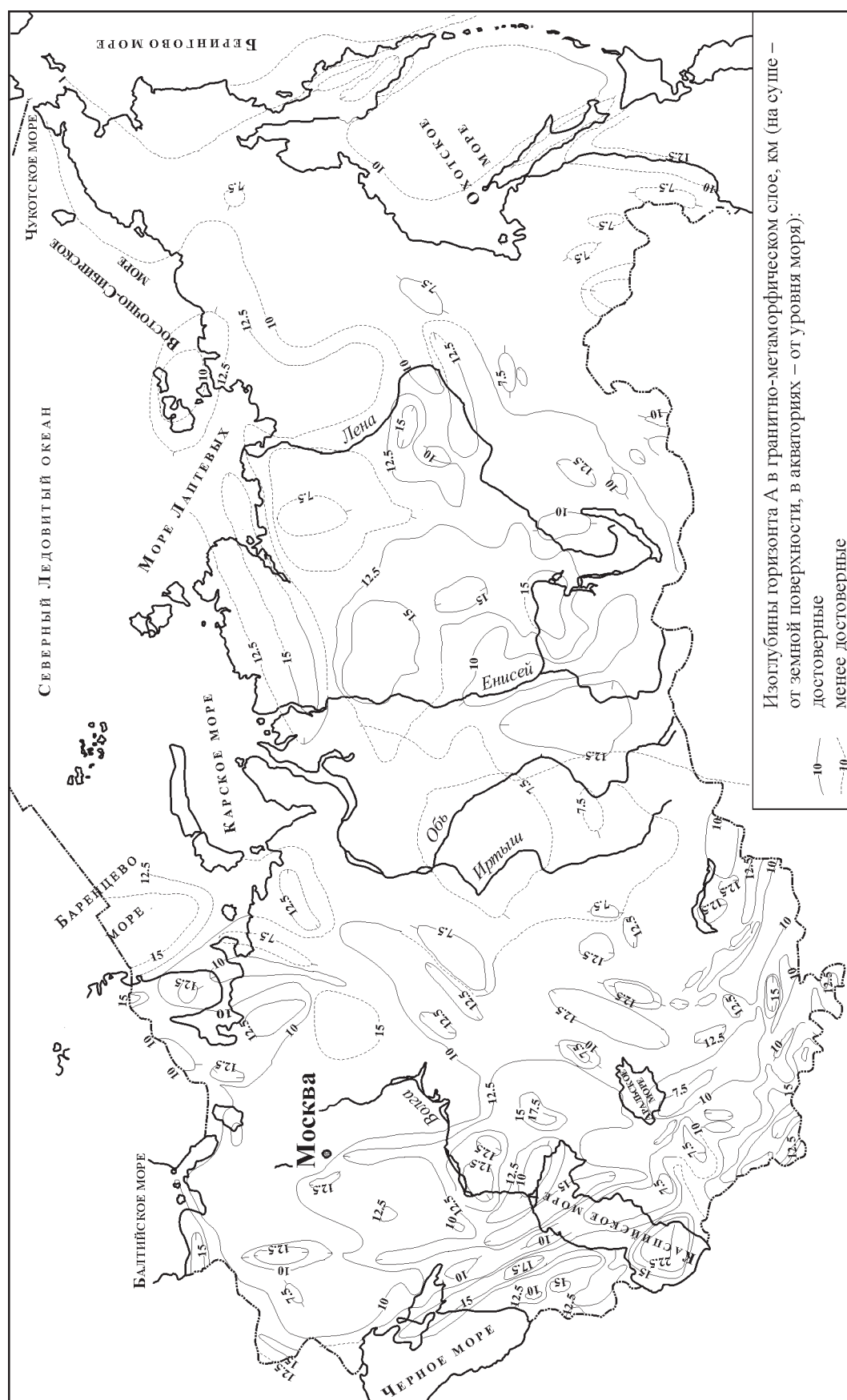


Рис. 2. Карта изогипс глубинного сейсмического горизонта K_1 в границах бывшего СССР (по Н.К. Булину [1983]).

Fig. 2. The map of seismic horizon K_1 isohypses at the territory of former USSR (after [Bulin, 1983]).

резким тектоническим швом, отделяющим прочные толщи низов верхней коры и плотной барьерной зоны от водосодержащих очень слабых пород верхов средней коры, как это показано С. Ивановым [1994, 1998], хорошо объясняет причины ее существования. Такое понимание границы K_1 нашло также убедительное подтверждение при изучении электропроводности земной коры [Ваньян, Хийдман, 1996; и др.].

Исследования в Провинции бассейнов и хребтов на западе США [Иванов, Иванов, 1996б; и литература в этой работе], в области интенсивных кайнозойских растяжений, установили выход на дневную поверхность глубинных субгоризонтальных отражателей, выявленных геофизикой. Эти отражатели всегда представлены срывами, зонами тектонических брекчий и милонитов, отделяющих породы пластически деформированного метаморфического ядра от залегающих выше осадочных и вулканогенных отложений, нередко имеющих тот же состав, что и ядро, но хрупко реагирующих на приложенные напряжения. Зарубежные геологи именуют подобные зоны *detachment faults*. Мы принимаем для него название *отделитель* и отождествляем с границей K_1 , выводимой на поверхность в зонах энергичных молодых растяжений.

ПЛАСТИЧНЫЕ И ХРУПКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В ВЕРТИКАЛЬНОМ РАЗРЕЗЕ ЛИТОСФЕРЫ

Выделение в разрезе земной коры верхней хрупкой и нижней пластичной зоны уже давно получило практически всеобщее признание [Артемьев, Артюшков, 1968; Артюшков, 1979; Лукьянов, 1980; Николаевский, 1982; Аки, 1985; и др.]. Однако, границы этих зон, условия их проявления на разных уровнях разреза литосферы в разных тектонических обстановках и многие другие вопросы пока еще далеки от разрешения.

Консолидированные осадки, застывшие лавы и эндогенные кристаллические породы образуют верхнюю хрупкую зону земной коры, характеризующуюся фрикционным сопротивлением сдвигам по поверхности разрушающих пород закрытых трещин [Byerlee, 1978]. Здесь по мере углубления отмечается резкое возрастание прочности пород (рис. 3а) и связанный с этим небольшой рост скорости распространения сейсмических волн (рис. 3в). Оба явления прослеживаются в глубину вплоть до границы K_1 , т.е. до нижней границы гидростатической зоны.

Под пластичностью в геологии обычно принимают способность горных пород деформироваться без видимых разрывов их сплошности, вне зависимости от внутреннего механизма деформации [Лукьянов, 1980; Аки, 1985]. Большинство исследователей связывают это явление в основном с температурным размягчением, что и на самом деле

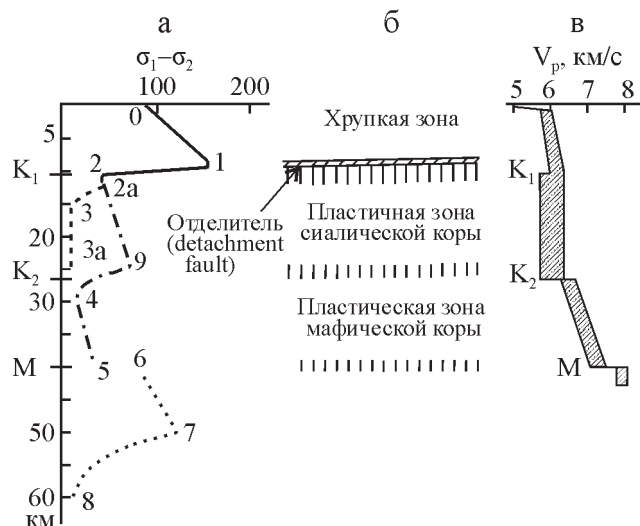


Рис. 3. Изменение с глубиной реологических свойств консолидированных осадочных и глубинных континентальных пород и скорости прохождения в них сейсмических волн.

а. Предполагаемая схема изменения с глубиной прочности (при хрупком разрушении) и напряжения (при пластической деформации) при растяжениях со скоростью 10^{-15} с^{-1} и геотермическом градиенте $20^\circ \text{C}/\text{км}$ (сплошная и пунктирные линии). Изображен случай, когда верхняя граница переходной зоны (отрезок 1–2) расположена выше хрупко-пластической границы (отрезок 2а–3–3а для гранитоидов, 9–4–5 для габброидов, 6–7–8 для гипербазитов). Отрезки кривых означают: 0–1 – возрастание прочности в гидростатической зоне вследствие увеличения $P_{\text{пл}} - P_{\text{фл}}$ (характерны дизъюнктивная тектоника, сбросы, сбросо-сдвиги, листрические разрывы, трещины отрыва, брекчии; пластические деформации лишь в локальных зонах гидротермальной переработки); 1–2 – резкое уменьшение прочности при переходе к литостатической зоне до величины сцепления вследствие возрастания $P_{\text{фл}}$ до $P_{\text{пл}}$ (субгоризонтальные разрывы, хлоритизированные брекчии, микрокластиты, иногда бластокластиты, псевдотахилиты); 2–2а – хрупкая деформация, облегченная высоким давлением порово-трещинного флюида обычно с частичным замещением полевого шпата слюдой (преобладание различных катаклазитов, обычно с признаками перекристаллизации); 2а–3 – пластическая деформация вследствие размягчения кварца в сиалических породах при температуре около 280°C (зона милонитов и линейных структур, развитие бластитов, структур течения); 3–3а – зона вязкого течения сиалических пород; начало размягчения полевого шпата; отсутствие возрастания с глубиной скорости сейсмических волн (преобладание пластических деформаций, крупных структур течения; плейчатость, зеленые сланцы, милониты, бластомилониты); 2–9 – хрупкая деформация пород габброидного состава, облегченная высоким давлением порово-трещинного флюида и сопровождаемая новообразованиями вторичных минералов (различные катаклазиты с признаками перекристаллизации); 9–4 – температурное размягчение габброидов (бластомилониты, структуры течения); 4–5 – пластическое течение всех пород, кроме гипербазитов: возможно постепенное возрастание прочности вследствие увеличения основности пород (преобладание бластитов и кристаллических сланцев, полосчатые метаморфиты, мигматиты); 5–6 – скачок прочности при переходе к ги-

пербазитам на границе М (интенсивная пластическая тектоника, в том числе субгоризонтальные срывы, отмечаемые рассланцеванием и сильным уменьшением размеров зерен); 6–7 – возрастание прочности вследствие увеличения эффективного всестороннего давления, хрупкая деформация гипербазитов (различные катаклазиты и бластомилониты); 7–8 и ниже – кривая температурного размягчения оливинового гипербазита. **б.** Реологические, зоны земной коры: косая штриховка – непроницаемая переходная зона; вертикальная штриховка – зоны интенсивного изменения реологических свойств литосферы. **в.** Осредненное изменение скорости продольных сейсмических волн с глубиной по Н.И. Павленковой [1985]. Заштрихованная площадь – преобладающий разброс измерений в различных районах.

Fig. 3. The change with depth of rheological characteristics of consolidated sedimentary and deep continental rocks and seismic velocities in them.

а. The probable diagram of strength (at brittle failure) and tension (at ductile deformation) change with depth at velocity extension with 10^{-15} s^{-1} and geothermal gradient 20°C/km (solid and dotted lines). There is a case of transition zone upper boundary (segment 1–2) is over of brittle-ductile boundary (segment 2a–3a for granitoids, 9–4–5 – for gabbroids, 6–7–8 – for ultrabasites). Curve segments: 0–1 – strength increases in hydrostatic zone due to $P_{\text{гг}} - P_{\text{фл}}$ increases (disjunctive tectonics, faults, shift-faults, listric ruptures, break-away joints, breccias are typical; ductile deformations are only in the local hydrothermal treatment zones); 1–2 – strong decrease of strength at passing into lithostatic zone up to adhesion value due to increase $P_{\text{фл}}$ to $P_{\text{гг}}$ (subhorizontal ruptures, chloritized breccias, microclastites, sometimes blastoclastites, pseudotachylites); 2–2a – brittle deformation lighted by high pressure of pore-fissure fluid, usually with partial replacement of feldspar by mica (the predominance of various cataclasites, usually with recrystallization signs); 2a–3 – plastic deformation due to quartz softening in sialic rocks at temperature about 280°C (mylonite and linear structure zone, the development of blastites and flow structures); 3–3a – viscous flow zone of sialic rocks; beginning of feldspar softening; absence of increase of seismic wave velocity with depth (the predominance of plastic deformations, large-scale flow structures, plication, greenschists, mylonites, blastomylonites); 2–9 – brittle deformation of gabbroid composition rocks, lighted by high pressure of pore-fissure fluid and accompanied by neocrystallizations of secondary minerals (different cataclasites with signs of recrystallization); 9–4 – temperature softening of gabbroids (blastomylonites, flow structures); 4–5 – plastic flow of all rocks, except ultrabasites; possibly progressive increase of strength, except due to increase of rock basicity (predominance of blastites and crystalline schists, banded metamorphites, migmatites); 5–6 – strength jump due to transition to ultrabasites at boundary М (intensive plastic tectonics, including subhorizontal strike-slip faulting, marked by schist-forming process and strong decrease of grain sizes); 6–7 – strength increase due to increase of effective confining pressure, brittle deformation of ultrabasites (various cataclasites and blastomylonites); 7–8 and below – curve of temperature softening of olivine ultrabazite. **б.** Rheological zones of the Earth's crust: oblique hatching – impermeable transition zone; vertical hatching – zones of intensive change of lithosphere rheological characteristics. **в.** Averaged velocity change of stress waves with depth according to N.I. Pavlenkova [1985]. Hatched surface – predominant scatter of measurements in various areas.

является одной из важнейших причин возникновения пластичных деформаций. Однако при этом нельзя не учитывать процессов хрупко-вязкой деформации, связанной с раздроблением и одновременной или последующей частичной перекристаллизацией по принципу Рикке. Именно такая деформация чаще всего образует различные катаклазиты и бластомилониты, достаточно широко распространенные в верхней части пластичной зоны и вблизи границы с ней.

Ниже границы K_1 , вплоть до границы K_2 скорость распространения сейсмических волн с глубиной не увеличивается, что говорит, скорее всего, о прекращении в этом этаже возрастания прочности пород с глубиной вследствие перехода к вязкой реологии при одновременной смене гидростатического давления флюидов в ТПП – литостатическим. На интервале от K_2 до М скорость сейсмических волн заметно возрастает. Можно предполагать, что это обусловлено увеличением вязкости пород в связи с ростом содержания железомagneзиальных минералов. Резкий скачок скорости сейсмических волн на границе М вызван, по-видимому, этой же причиной.

Весьма информативные и важные сведения относительно положения зон хрупких и пластичных деформаций дает распределение гипоцентров землетрясений по вертикальному разрезу литосферы вне зон рифтинга и субдукции. Подсчет глубин сейсмических очагов по Восточно-Европейской платформе и США показал их сосредоточение выше 10 км [Павленкова, 1985; Sibson, 1982; и др.]. Анализ глубины расположения более 150 очагов землетрясений внутри континентальных и океанических плит по всему земному шару [Chen, Molnar, 1983; и др.] свидетельствует о том, что их эпицентры располагаются преимущественно в двух глубинных зонах. Первая находится в верхней части земной коры, главным образом в пределах первых 10 км и обычно не глубже 15 км. Вторая – в верхней части верхней мантии не глубже изотермы $600\text{--}800^\circ \text{C}$. Такое расположение очагов землетрясений находится в полном соответствии с нашей реологической моделью. Зарождение очагов землетрясений происходит лишь в зонах хрупких деформаций, где прочность пород позволяет накапливаться упругим напряжениям, разрешающимся срывами. В зависимости от конкретного строения литосферы и, главным образом, от теплового потока в той или иной ее области глубина границы таких зон будет варьировать.

Хорошее подтверждение рассматриваемая реологическая зональность получила также при исследованиях континентальной земной коры методом отраженных волн [Исай, 1983; Шаров, 1984; Павленкова, 1985; и др.]. На ряде щитов было установлено, что зоны деформаций, выявляемые МОВ, до глубин около 2 км падают преимущественно очень

круто, а затем постепенно выполаживаются и на глубине 13–14 км принимают горизонтальное и субгоризонтальное положение, совпадая с разломом K_1 . Такая же, в принципе, картина деформаций наблюдается в зонах утоненной земной коры областей растяжения, где листрические разрывы сильно выполаживаются на глубине, переходя в субгоризонтальный сдвиг, отделяющий зону пластического течения от расположенных выше хрупких частей земной коры [Gans, Miller, 1983; Иванов, Иванов, 1996а; и др.].

Таким образом, реология идеализированного разреза литосферы представляется нам в виде, графически изображенном на рис. 3.

В верхней, хрупкой, зоне земной коры консолидированные осадки и магматические горные породы в зонах разломов и других локальных дизъюнктивов образуют тектонические брекчии, катаклазиты и милонитовые сланцы. Промежутки между обломками в таких катаклазитах и брекчиях выполнены более мелким обломочным материалом и низкотемпературными новообразованиями. Бластомилониты и настоящие сланцы в этой зоне встречаются лишь в областях локальных прогревов.

Эндогенная зона пластических деформаций своей верхней частью в общем случае совмещается с непроницаемой барьерной зоной, образующейся на глубине около 10 км. Характерной чертой этой границы между реологически различными этажами земной коры являются субгоризонтальные срывы. С углублением (с повышением температуры) милониты сменяются бластомилонитами, начинают получать распространение перекристаллизация и пластическое течение.

В верхней части литостатической зоны при медленных деформациях находится самый слабый этаж литосферы. Здесь сосредоточены максимальные пластические деформации. Горизонтальные смещения типа глубинных надвигов, шарьяжей имеют наилучшие шансы реализации вдоль кровли литостатической зоны, особенно в областях с преобладанием сиалических пород кварцевого и кварц-полевошпатового состава (и, конечно, со слюдой). Здесь широко распространены как бластомилониты, так и пльчатые гнейсы и сланцы с хорошо проявленными структурами перекристаллизации, растворения и переотложения вещества в тенях давления. На более глубоких горизонтах начинают преобладать сланцы, однородные по своей кристаллической структуре.

Возрастание с глубиной всестороннего давления обуславливает смену субвертикальных трещин разрыва более пологими, переходящими в субгоризонтальные, сдвигами [Исай, 1983; Шаров, 1984; Zuber et al., 1986; и др.]. Последние отмечаются МОВ как граница K_1 . Под непроницаемой барьерной зоной в податливые толщи литостатической легко могут внедряться не только интрузии магм

и надкритических водных флюидов, но и интрузии глубинных углеводородов.

В природных условиях породы разного состава, например граниты, габбро, гипербазиты, закрывают трещины и поры при разных температурах и давлениях. Экспериментальные данные показали, что породы гранитного и близкого им минерального состава при скорости деформации $10\text{--}15\text{ с}^{-1}$ размягчаются в интервале $230\text{--}300^\circ\text{C}$. Такая температура на платформах и щитах континентов при геотерме $20^\circ\text{C}/\text{км}$ достигается на глубинах 12.5–15.0 км, в подвижных офиолитовых поясах при геотерме $30^\circ\text{C}/\text{км}$ – на глубинах 8–10 км. В зонах растяжения коры, типа Провинции бассейнов и хребтов США, ее глубина 4–8 км.

Сухой долерит под воздействием напряжений, близких существующим в земной коре, начинает течь при температуре около 480°C , в то время как оливиновые породы – лишь при $750\text{--}800^\circ\text{C}$ [Chapman et al., 1987]. Граница М в обычных континентальных условиях залегает на глубине 35–45 км. При геотерме в $20^\circ\text{C}/\text{км}$ температура здесь составляет в среднем 800°C , что совпадает с началом течения оливина при слабых стрессах.

Поэтому в разрезе типичной материковой земной коры, сложенной из кремнекислых пород в верхнем и, отчасти, в среднем ее этаже, из основных и местами ультраосновных внизу и из гипербазитов и эклогитов в мантии должно возникать несколько самостоятельных реологических и, видимо, в частности, флюидосодержащих зон, несколько “зональных ритмов” (рис. 4). При увеличении и уменьшении теплового потока или давления (скажем, из-за подъема и эрозии земной коры) гидродинамический режим изменится и субгоризонтальная реологическая зональность будет мигрировать по вертикали. Старая контактная плотная зона как действующий непроницаемый барьер постепенно отомрет, оставив, однако, по всей своей мощности ясные следы в виде обильных жил и жилок, заполненных минеральными новообразованиями. Последние плотно цементируют также и катаклазиты.

Следует отметить, что высокие температуры, стимулирующие уравнивающую перекристаллизацию, особенно в нижней коре, могут существенно сглаживать нарисованную идеализированную картину. Кроме того, в литостатической зоне, несмотря на доминирующее преобладание в ней пластических деформаций, вполне возможны и действительно наблюдаются дизъюнктивные разрывы. Они обычно образуются в момент очень резко возросшего стресса и продолжают жить как пластические, периодически подвижные швы. Изучение структур деформации в этих шовных зонах обнаруживают в них признаки неоднократных подвижек. В простейшем случае видны следы хрупких и вязко-хрупких дефор-

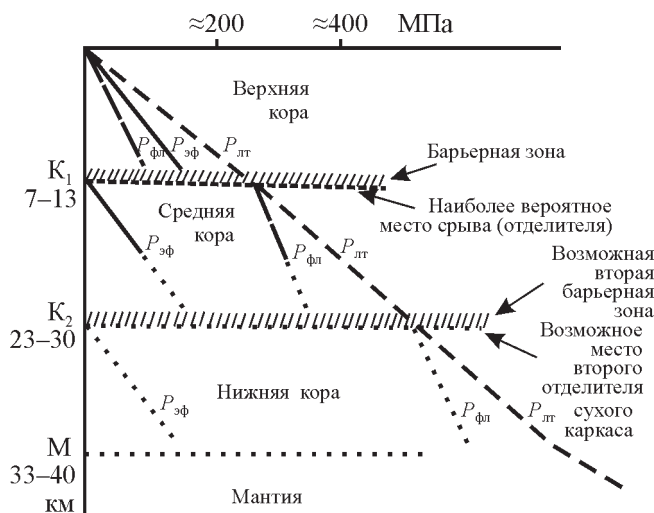


Рис. 4. Принципиальная схема изменения с глубиной в консолидированной коре всестороннего литостатического давления в каркасе породы ($P_{\text{л}}$) (при плотности 2.7–3.0 г/см³), давления водного флюида в ТПП ($P_{\text{фл}}$) и эффективного давления ($P_{\text{эф}} = P_{\text{л}} - P_{\text{фл}}$). Нижняя пунктирная половина рисунка наиболее вероятна в холодной земной коре, когда невысокая температура не стимулирует быструю перекристаллизацию, ликвидирующую разницу флюидного и каркасного давления.

Fig. 4. Principal pattern of confining lithostatic pressure in rock framework ($P_{\text{л}}$) (density 2.7–3.0 g/cm³), water fluid pressure into FSP ($P_{\text{фл}}$) and effective pressure ($P_{\text{эф}} = P_{\text{л}} - P_{\text{фл}}$) in consolidated crust. Lower dotted half of Figure is the most probable for the cool Earth's crust when low temperature do not stimulate rapid recrystallization, and the difference between fluid and framework pressure.

маций, залеченных последующей пластической деформацией, сопровождающейся перекристаллизацией.

КРИТИЧЕСКИЕ ЗАМЕЧАНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТРАКТОВКАХ НЕКОТОРЫХ ТИПИЧНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

Двухслойная модель строения земной коры первого поколения

Модели строения земной коры на основании сейсмических данных начали создаваться в 30-х гг. прошлого столетия, спустя почти 10 лет после открытия Конрадом сейсмической границы (К), разделяющей верхнюю кору на две части. В основу объяснения двух выявленных слоев земной коры была положена различная их плотность (модель Джеффриса). Верхний слой (не считая неконсолидированных осадков в самом верху) ото-

ждествлялся с породами гранитного состава, нижний – базальтового.

Такая двухслойная кора в представлениях геологов и геофизиков господствовала довольно долго, вплоть до 50-х гг. прошлого столетия. Дорогостоящий проект сверхглубокой Кольской скважины, начатой бурением в 1970 г., был разработан именно с учетом двухслойной модели. Как известно, бурение полностью опровергло предполагаемый разрез коры: в верхней части, где ожидалось породы гранитного состава, оказались более тяжелые вулканиты, а внизу, где предполагались тяжелые гранулиты, были вскрыты гранито-гнейсы.

Развитие сейсмических методов и усовершенствование их физической интерпретации привело к разделению границы Конрада на две – K_1 и K_2 – соответственно на глубинах 11 и 27 км вместо одной на глубине 20 км [Павленкова, 1985, 1988]. Вместе с прогрессом геологических знаний, исследований очагов землетрясений и экспериментальных деформаций пород при высоких температурах и давлениях это привело к появлению нового, второго, поколения геолого-геофизических моделей земной коры.

Модели второго поколения

В моделях второго поколения геологическое объяснение сейсмических данных включило, кроме изменения плотности, колебания реологических свойств. Это был большой шаг вперед. Под пером ряда авторов появились трехслойные модели. Среди них, видимо, наиболее характерными были модели С. Мюеллера [Mueller, 1977] (рис. 5) и Н.И. Павленковой [1985]. Многослойная модель Мюеллера была построена главным образом на наиболее детальных исследованиях в Южной Германии и в Провинции бассейнов и хребтов на западе США. Были использованы реологические особенности пород с учетом ослабляющего гидролитического действия поровых вод. С. Мюеллер также предвидел гидродинамический эффект поровых вод на прочность пород, хотя и не смог его использовать. Модель С. Мюеллера является лучшей среди других того времени. Она не только знаменует появление многих других моделей второго поколения, но и содержит в текстовом пояснении предвидение моделей третьего поколения.

В конце 1980-х гг. было опубликовано еще несколько моделей земной коры второго поколения. В работе Г. Реналли и Д. Марфи [Ranally, Murphy, 1987] в отличие от предлагаемой нами модели, изображенной на рис. 3, в средней части коры на интервале глубины от 10–15 до 30–40 км предполагаются мощные слои с высокой прочностью, обрамленные снизу и сверху более податливыми толщами (рис. 6). Реология этих слоев определяется хрупким поведением, а прочность достигает 1000 МПа.

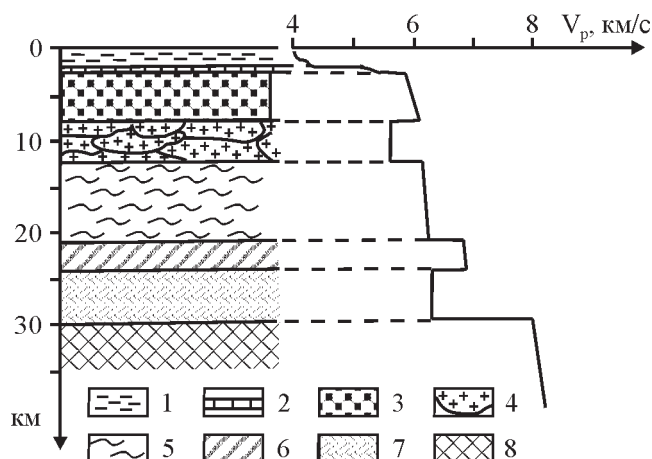


Рис. 5. Схематическая модель континентальной коры, суммирующая различные данные:

1 – кайнозойские осадки (близповерхностный низкоскоростной слой); 2 – мезозойские (и палеозойские) осадки; 3 – верхняя часть кристаллического основания, состоящая из метаморфических пород; 4 – зона гранитных лакколитов (сиалическая низкоскоростная зона); 5 – мигматиты (среднекоревой слой); 6 – амфиболиты (высокоскоростной зубец); 7 – гранулиты (нижнекоревой слой); 8 – ультрамафиты (самая верхняя мантия) [Mueller, 1977].

Fig. 5. Principal scheme of continental crust, summarized different data:

1 – Cenozoic deposits (near-surface low-velocity layer); 2 – Mesozoic (and Paleozoic) deposits; 3 – upper part of crystalline basement consisted by metamorphic rocks (zone of positive velocity gradient); 4 – zone of granitic laccoliths (sialic low-velocity zone); 5 – migmatites (middle-crust layer); 6 amphibolites (high-velocity ledge); 7 – granulites (low-crust layer); 8 – ultramafites (the highest mantle) [Mueller, 1977].

Вмещающие их толщи имеют пластичную реологию с прочностью, опускающейся до сотен и многих десятков МПа. Во многих случаях при слабых тепловых потоках в средней коре высокопрочные породы, по Реналли и Марфи, резко преобладают над ослабленными, которые иногда вообще тут отсутствуют.

Такое представление о наличии толщ с очень большими прочностями является неизбежным следствием ошибочного предположения о том, что давление флюида, по крайней мере по всей толще земной коры (или даже литосферы?), не превосходит гидростатическое, т.е. составляет $1/2.7 = 0.37$ от литостатического. Результатом этого является вывод о медленном, но неограниченном нарастании прочности пород с глубиной. Предел этому нарастанию определяется лишь проявлением температурной ползучести.

Заметное падение сопротивления ползучести у пород, богатых кварцем, наступает при температурах порядка 250–390°C, а у габброидов и анор-

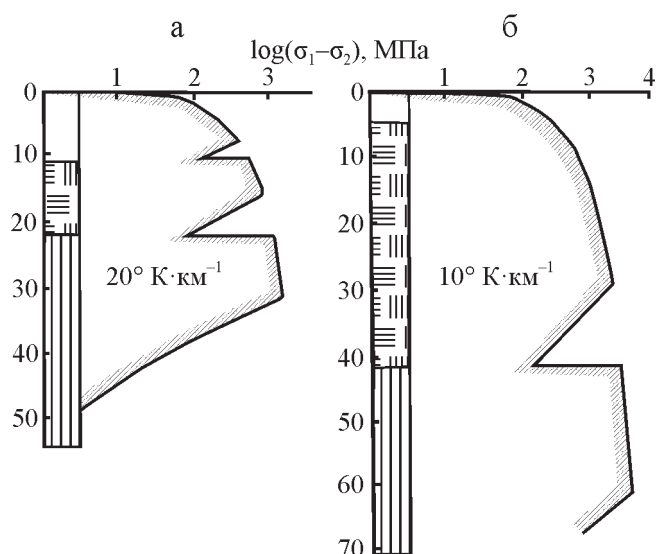


Рис. 6. Профили прочность–глубина по [Ranalli, Marphy, 1987].

а – окраинный бассейн, б – континентальная окраина. Скорость деформации 10^{-14}с^{-1} . В колонках слева от графиков: верхний слой – осадки континентальной окраины; средний – континентальная и переходная кора; нижний – обогащенная оливином верхняя мантия.

Fig. 6. Profiles of strength vs. depth [Ranalli, Marphy, 1987].

а – marginal basin, б – continental margin. Strain rate – 10^{-14}s^{-1} . In columns on the left: upper part – continental margin sediment prism; middle part – continental and transitional crust; lower part – olivine-rich upper mantle.

тозитов – при 400–500°C [Kirby, 1985]. Поэтому в средней коре выше уровня, отвечающего температуре 400–500°C, по представлениям указанных авторов, залегают твердые габброиды. Они размягчаются лишь еще глубже, где температура больше, создавая при геотермическом градиенте менее 25°C/км этаж прочной “габброидной” коры между двумя температурно-размягченными слоями: “гранитным” в кровле и “габброидным” же в основании [Ranally, Murphy, 1987].

Наша модель (см. рис. 3) не имеет этого прочного слоя, так как его верхняя часть располагается в зоне литостатических давлений флюида в трещинно-поровом пространстве. Поэтому эффективный вертикальный стресс здесь очень низкий. Он вновь очень медленно возрастает ниже пункта 2 вследствие возобновившейся аккумуляции разницы массы флюида и скелета породы с обновленной структурой. Однако этот процесс ослабляется (соответственно принципу Рикке) рекристаллизацией под давлением. Поэтому на нашем графике кривая между пунктами 2 и 9 наклонена круче, чем в интервале 0–1. Кривая между точками 9 и 4 указывает на температурное ослабление основных пород.

Предположения, сделанные Реналли и Марфи, обычно не подтверждаются сейсмическими наблюдениями. Даже сейсмические данные, отобранные ими, показывают, что только в одном из пяти регионов эпицентры землетрясений были зарегистрированы между асейсмическими зонами. Это наблюдалось в регионе Каракорум, который является довольно сложным в структурном отношении. Здесь появление эпицентра землетрясения на глубине 45 км можно объяснить многими другими причинами, включая высокую скорость деформации.

Обзоры Н.И. Павленковой [1985], Чена и Молнара [Chen, Molnar, 1983], а также некоторые другие публикации содержат убедительные данные о том, что сейсмические эпицентры обычно располагаются в двух зонах: в верхней коре на глубине до 15 км и в кровле верхней мантии. Такое распределение эпицентров не соответствует реологической модели для средней коры, разработанной Реналли и Марфи.

А. Орд и Б. Хоббс [Ord, Hobbs, 1989], вероятно, поняли, что использование механизма только температурного ослабления (размягчения) породы дает неудовлетворительные результаты. Поэтому они предложили другой механизм, который наблюдался в деформационных экспериментах Шимамото и Логана [Shimamoto, 1989; и др.] с галитовыми породами. Эти авторы наблюдали, что в особых условиях деформация галита происходила в режиме неустойчивого дергающегося скольжения, затухающего по мере увеличения всестороннего сжатия.

Орд и Хоббс связали результаты своих наблюдений с проявлением неустойчивого скольжения, которое прекратилось при 300°C в экспериментах с гранитами Вестерли. Допуская недостаточность экспериментальных данных, но используя теоретические рассуждения А. Руина [Ruina, 1983], эти авторы предположили, что при всестороннем давлении, соответствующем глубине 10–12 км и более, все кристаллические коровые породы достигают высокой прочности, но утрачивают свою способность деформироваться сейсмически. Одновременно их прочность прекращает возрастать с глубиной. Они хрупко-жесткие, но не могут мгновенно высвободить свою аккумулированную эластичную энергию. Принимая это предположение как аксиому и используя механизм температурного ослабления, Орд и Хоббс предложили довольно обоснованную реологическую модель литосферы. Распределение фокусов землетрясений, оценка верхнекоревой реологии и некоторые положения отделителей (дичетментов), описанные в их модели, соответствуют нашей модели с плотной переходной зоной. В этом отношении их модель более приемлема по сравнению с моделями, предложенными Реналли и Марфи. Однако модель Орда и Хоббса очень отличается от нашей модели, если геотермальный градиент менее 20–25°C/км.

Для упрощения можно сказать следующее. Наша модель предполагает сложную двух- или трехслойную систему, суммарно значительно более слабую во всех температурных диапазонах, особенно в верхней части средней коры, что коренным образом отличает ее от модели Реналли и Марфи, а также от очень сходной с ней модели Р. Мейснера и Н. Куцнира [Meissner, Kuszniir, 1987]. У Орда и Хоббса земная кора, за исключением прогретых регионов (с большим геотермическим градиентом), представляет единую прочную плиту, жестко связанную с мантией. При сжатии и растяжении, при субдукции и обдукции, при столкновении литосферных плит такая кора должна вести себя совсем иначе, чем “наша”.

С.Г. Шольц [Scholz, 1988] очень детально рассмотрел реологию возможного процесса формирования переходной зоны между хрупкой и пластичной земной корой. Он много внимания уделил образованию хрупко-пластичных структур пород и показал, что они возникают в основном вследствие различий в реологических свойствах составляющих породу минералов. Такие структуры неизбежно возникают в переходной зоне Шольца, которая выделена им без учета высокого порового давления и явлений перекристаллизации и переотложения вещества под односторонним давлением. При невысоких геотермических градиентах переходная зона Шольца должна располагаться ниже нашей плотной барьерной зоны, охватывая верх литостатической. Его схематическая, но достаточно нагруженная различными параметрами модель зоны сдвига континентальной коры на первый взгляд привлекательна (рис. 7). Она характеризует более процесс формирования реологической зональности самой коры, нежели какой-то изолированной ее области. Однако автор этой модели не рассматривает воздействия водных высоконапорных флюидов на реологические свойства пород переходной и нижней зон. Действие воды Шольц упоминает лишь при характеристике реологических свойств горных пород (сухая–мокрая). Вопрос о поровом противодавлении, радикально меняющем всю реологическую зональность, не рассматривается. Если под модель Шольца поместить зону, трещинно-поровое пространство которой заполнено высоконапорным водным флюидом, то просачивание последнего кверху радикально изменило бы большую часть приведенных им параметров и в конечном, очень быстро наступившем итоге привело бы к созданию плотной непроницаемой “переходной” зоны между его хрупко-пластической и катакластическими зонами.

Удивительно, что в другой работе Шольца, посвященной генезису разломов, вопрос о влиянии порового давления на прочность пород в земной коре затрагивается, но, весьма ограниченно [Scholz, 1989]. Происходит все это оттого, что С.Г. Шольц



Рис. 7. Упрощенная модель сдвиговой зоны, иллюстрирующая основные геологические и сейсмологические характеристики [Scholz, 1988].

Fig. 7. A synoptic shear zone model, demonstrating the major geological and seismological features [Scholz, 1988].

и почти все исследователи того времени (как, впрочем, многие и сейчас) допускают лишь узко ограниченное, локальное распространение в земной коре трещинно-поровых вод под высоким литостатическим давлением.

“Серпентинитовая” модель строения земной коры

Сейсмические особенности средней коры – ограничение ее сверху и снизу геофизическими границами K_1 и K_2 , отсутствие на ее вертикальном интервале возрастания с глубиной скорости распространения упругих волн, иногда даже их небольшое замедление, а также практическое отсутствие в ее пределах очагов землетрясений и некоторые другие свойства породили представление о пластичном, вязком состоянии пород этой части коры. На этой основе были предложены гипотезы о серпентинитовом составе средней коры [Резанов, 1985; и др. более ранние работы; Карус, Саркисов, 1986; и др.]. Последние авторы высказали убеждение о том, что в докембрии в силикатную кору внедрились расплавы гипербазитов, которые распространились в средней ее части. Эти расплавы целиком отделили верхнюю гранито-гнейсовую кору от нижней – гранулитово-базитовой, создав среднюю ультрабазитовую кору. Позже она была серпентинизирована и приобрела отмеченные выше геофизические особенности.

Эта серпентинитовая модель земной коры была опубликована несколько раз и, по мнению ее сторонников, успешно применялась для объяснения геофизических особенностей коры сначала в Сиби-

ри, а затем в северном Прикаспии [Карус, Саркисов, 1986; Саркисов и др., 1992; и др.]. Авторы и сторонники “серпентинитовой” модели не пытаются объяснить, как очень тяжелый расплав мог подняться до уровня средней части более легкой земной коры и отслоить ее нижнюю часть. Если эта нижняя часть не расплавилась при этом, а превратилась под действием высокой температуры в эклогиты еще более плотные, чем гипербазиты, то почему они не утонули в более легкой мантии?

В последующем Ю.М. Саркисов и его соавторы говорили уже не о гипербазитовом расплаве, а о протрузивном внедрении серпентинитов. Температуры ниже границы кора-мантия под платформами (порядка 600–700°C), видимо, слишком велики для серпентинитизации и малы для расплава. Во всяком случае этот вопрос, как и возможность массового внедрения тяжелых гипербазитов в более легкую кору, должен быть более обстоятельно рассмотрен, чего, насколько нам известно, пока не сделано.

Вне зависимости от решения указанных вопросов предположению о серпентинитовом составе средней коры противоречит отсутствие широкого распространения серпентинитов на земной поверхности. Средняя кора, как известно, отвечает в основном зеленосланцевой и амфиболитовой фациям метаморфизма. Породы этих фаций благодаря тектонической эксгумации широко распространены на поверхности материков. Однако среди них серпентиниты почти отсутствуют, встречаясь, как правило, лишь в виде узких цепочек в шовных зонах. Это обстоятельство является решающим для отклонения серпентинитовой модели, хотя она

привлекательна и отвечает некоторым геофизическим данным.

Концепция В.Н. Николаевского

Среди геологов и геофизиков нашей страны большой популярностью пользуется модель строения земной коры В.Н. Николаевского [1979, 1996; и др.]. Согласно этой модели, хрупкое разрушение консолидированных горных пород распространяется от топографической поверхности до мантии, охватывая всю земную кору. Вверху оно проявляется главным образом в виде крупных трещин, ниже – в виде пучков трещин и дилатансии с увеличением объема деформированной породы. Только ниже Мохо породы испытывают истинную пластичность, при которой ТПП закрывается и граница М становится непроницаемой для флюидов (жидкостей и газов). Поэтому поверхностные воды свободно циркулируют до границы М, а ниже последней мантия совершенно суха.

Решающим аргументом, на основании которого была выдвинута гипотеза о хрупкости всей коры, явились результаты опытов И. Туллиса и Р. Юнда по раздавливанию цилиндрических образцов гранитов [Tullis, Yund, 1977]. Эти исследования показали, что при стрессах до 15 кбар размягчение полевого шпата (переход от хрупкой деформации к дислокационной пластичности) происходит при температуре около 600, а кварца – около 400°C.

В основополагающей для своей модели работе В.Н. Николаевский пишет: *“Согласно данным [Ботт, 1974] о распределении давлений и температур в нормальной континентальной коре, давление 10 кбар и температура 600°C соответствует глубине 35 км. Отсюда – подавление хрупко-дилатационного эффекта происходит на самой границе земной коры. Выше границы Мохоровичича (М) породы находятся в хрупком трещиноватом состоянии. Ниже деформирование носит пластический характер [Николаевский, 1979, с. 818–819].*

Как видно из цитаты, В.Н. Николаевский использует из опытных данных температуру размягчения полевого шпата – 600°C. Он полагает, что пластические свойства породы определяются по наиболее устойчивому минералу. Это одна из его ошибок. В испытанных гранитах содержание кварца около 30%, а известно, что даже при вдвое меньшем содержании этого минерала, именно он определяет пластическое поведение всей породы [Sibson, 1983; Jorden, 1988; и др.]. Следовательно, для сопоставления опытных данных, с началом пластического поведения гранитов в природных условиях, следовало брать температуру размягчения не полевого шпата, а кварца, т.е. не 600, а 400°C. При этом условии, по схеме Ботта, к которой обращается В.Н. Николаевский, хрупко-пластический пе-

реход будет находиться в земной коре на глубине вдвое меньшей, чем 35 км.

Второй существенной ошибкой В.Н. Николаевского является то, что он в своих построениях приравнивает результаты эксперимента к условиям деформации в “нормальной континентальной коре”. Между тем опыты Туллиса и Юнда осуществлялись со скоростью 10^{-6}с^{-1} , в то время как скорости геологических деформаций, по многим данным, оцениваются в среднем как 10^{-14} – 10^{-15}с^{-1} . Таким образом, скорость деформации в опытах, результаты которых положены в основу главной концепции В.Н. Николаевского, в 10^7 – 10^9 раз превышает господствующие скорости деформаций в земной коре.

Опыты по выяснению влияния скорости деформации на соотношение температуры и величины стресса проводились неоднократно. Обобщающие их результаты опубликованы [Brace, Kohlstedt, 1980; Kirby, 1980, 1985; Sibson, 1982, 1983; Kirby, Kronenberg, 1987; Shimamoto, 1989; и др.]. Показано, что в первом приближении для не очень далеких экстраполяций уменьшение скорости деформации на два порядка соответствует при том же стрессе понижению температуры на 70–100°C [Sibson, 1982; Shimamoto, 1989; и др.]. Следовательно, в рассматриваемом случае она должна быть снижена приблизительно на $70^\circ \times 4 = 280^\circ$. Таким образом, данные опытов Туллиса и Юнда при перенесении их в условия медленных природных деформаций должны, скорее всего, отвечать температуре $400^\circ\text{--}280^\circ = 120^\circ\text{C}$. Неточность дальней экстраполяции позволяет предполагать, что она, возможно, будет несколько выше, но безусловно будет много ниже 400°C.

Основным следствием концепции В.Н. Николаевского является свободная циркуляция вод от дневной поверхности вплоть до границы Мохо. Этаж земной коры приблизительно от 10 до 20 км В.Н. Николаевский и его соавтор В.И. Шаров называют основной зоной “локализации дилатационных деформаций”, или “волноводной структурой”. Далее они пишут: *“флюид, содержащийся в волноводной структуре...может иметь давление, равное, большее или меньшее гидростатического в зависимости от уровня фильтрационного сопротивления сети трещин, а также от того, на какой стадии дилатационного деформирования эта сеть находится (уплотнение или разуплотненность)”* [Николаевский, Шаров, 1985, с. 23–24].

Авторам цитаты как будто безразлично, какое давление имеет флюид. Между тем вопрос о давлении трещинно-порового флюида в этаже 10–20 км (точнее, в зависимости от состава пород и температуры от 7–12 км вверху до 18–23 км внизу), отвечающему средней коре при ее трехчленном делении, является ключевым для понимания гидродинамики и, следовательно, реологии всей консолидированной земной коры.

Толщи пород средней коры обычно метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой ступени. Их выходы на дневную поверхность широко распространены на всех материках и исследовались не одним поколением петрографов. В последние десятилетия было обращено много плодотворного внимания на выяснение P - T условий их метаморфизма. Установлена важная роль миграции воды под литостатическим давлением в формировании зеленосланцевых и амфиболитовых фаций метаморфизма [Коржинский, 1962; Добрецов, 1981; Лепезин и др., 1986; и мн. др.]. Данные, полученные этими и другими петрологами, были подтверждены детальным изучением регионального метаморфизма на основе количественных оценок фазовых равновесий и пропорций изотопов кислорода в продуктах метаморфизма [Etheridge et al., 1983; Ferry, 1987; Взаимодействие..., 1989; и др.].

Высокое литостатическое давление и пластическое поведение пород в средней коре было установлено в ныне тектонически активной Провинции бассейнов и хребтов, в Кордильерах США [Иванов С., Иванов К., 1996б; и др.] и в ряде других регионов. Так, очень надежные данные о высоком флюидном трещинно-поровом давлении были получены при детальном исследовании в южной части пояса Оминка в Британской Колумбии Канады. На материале более 400 образцов путем массового определения изотопов жильных минералов было показано господство литостатических давлений как при орогенной, так и при посторогенной активности ниже хрупко-пластического перехода, располагающегося на глубине около 10 км [Nesbitt, Muehlenbachs, 1995]. Исследователи дали модель гидродинамической зональности земной коры, с определяющей ее непроницаемой переходной зоной, полностью соответствующую нашей, уже неоднократно опубликованной модели [Иванов, 1970б, 1994; Ivanov S., Ivanov K., 1993; и др.].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ. НАУЧНОЕ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ МОДЕЛИ С.Н. ИВАНОВА

Предложенная модель строения ЗК представляется нам первой, далеко еще не совершенной моделью третьего поколения, основанной на новых представлениях о вертикальной гидродинамической зональности земной коры с барьерной для флюидов зоной между верхней и средней ее частью. Представленная в ней идеализированная картина реологического разреза литосферы в природе неизменно осложняется разнообразными обстоятельствами. Это могут быть отклонения в составе и строении самого разреза, возможное присутствие больших интрузивных масс, влияние тектонических напряжений, осложнения при коллизии литосферных плит, перемещение со временем уровня гидродинамических зон и пространствен-

ное совмещение их следов и т.д. Тем не менее в нашей схеме учтены главные причины, определяющие реологию литосферы в ее типовом генерализованном разрезе вне зон субдукции. Без такого основополагающего рассмотрения нельзя сделать следующих шагов в изучении строения земной коры, так как барьерная зона и особенно ее характерный элемент – отделитель – представляют собой самую важную границу внутри литосферы Земли и их научное и практическое значение в различных областях геологии является определяющим.

В области тектоники. Отделитель, как уже сказано, отделяет зону дизъюнктивных деформаций – сбросов, взбросов, сдвигов, тектонических брекчий и других хрупких проявлений тектоники – от расположенной ниже зоны пликтивных деформаций. Это хорошо задокументировано в Провинции Басейнов и Хребтов и в других местах Кордильер, а также во многих других районах мира – в Аппалачах, Северном море, Нигерии, в Восточном Китае, на Урале и др. [Gans, Miller, 1983; Шаров, 1984; Allmendinger et al., 1987; Chapman et al., 1987; и др.] Отделитель ограничивает предел распространения вниз глубинных разломов. Обычно изображаемая на геолого-геофизических профилях “клавишная тектоника” с пересечениями глубинными разломами всей мощности земной коры в действительности, как правило, не может иметь места. Энергия для глубинного разлома в виде упругого напряжения может накапливаться только в верхней части земной коры, выше отделителя. Ее величина ограничена прочностью пород и, видимо, достаточна для мгновенного разрыва ниже отделителя лишь некоторой части ненапряженной коры. Упругая энергия для разрыва всей ЗК в принципе может накапливаться лишь в верхней мантии при необычных, очень низких тепловых потоках, гарантирующих отсутствие размягчения.

Отделитель является крайне слабым швом внутри ЗК, и по нему в первую очередь разряжаются все последующие тектонические напряжения. Следует предполагать, что большинство крупных надвигов в Восточных Кордильерах Канады, в Альпах и во многих других горных системах произошли по отделителю. При тектонической денудации верхней части ЗК и (или) изменении теплового потока в процессе деформации коры зона отделителя мигрирует и накладывается на верхнюю (или подстилающую) зону. Изучая наложения хрупких структур на пластические деформации (или наоборот), можно получить существенные данные о тектонической эволюции региона.

В области петрологии. Отделитель ограничивает сверху область высоких флюидных давлений, где формируются крупные плутоны “водных” коровых гранитоидов. Водонасыщенные магмы не могут подняться выше зоны отделителя, так как при этом они теряют H_2O и другие флюиды и за-

твердевают. Выше отделителя прорываются только “сухие” и маловодные магмы. Проблема пространства для интрузий ниже отделителя снимается благодаря выявлению податливости, текучести среды. В этой области легко осуществляется механизм гидроразрыва, способствующий вертикальной дифференциации магм разной плотности. Зона отделителя является верхней границей распространения зеленосланцевой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. Непосредственно ниже отделителя в период растяжения ЗК создаются особо благоприятные условия для развития динамотермального регионального доорогенного метаморфизма [Иванов, 1978; Иванов, Русин, 1997].

В области рудообразования. Зона отделителя имеет исключительное значение как главный локализатор эндогенных жильных месторождений разнообразных руд [Иванов, 1970а; Иванов К., 2011]. Причиной этого является резкий перепад в этой зоне флюидных давлений и сильное понижение температуры вследствие адиабатического расширения и дроссельного эффекта. Локализация руд на уровне зоны отделителя была подтверждена работой В.И. Казанского с соавторами [1985].

В области гидрогеологии и нефтяной геологии. Значение зоны отделителя является определяющим [Иванов, 1970а, 1990а; Ежов, Лысенин, 1986] для гидрогеологических исследований и поисков источников углеводородов. Поверхностные воды в свободном состоянии не могут проникать ниже зоны отделителя, над которой нередко отмечаются залежи рассолов. С зоной отделителя связано образование многих элизионных режимов с высоконапорными водами. Частая приуроченность месторождений углеводородов к областям повышенных флюидных давлений позволяет предполагать исходную их концентрацию, еще не вскрытую бурением, ниже зоны отделителя [Иванов, 1990а].

В области оценки сейсмической опасности. Глубина расположения отделителя при известном геотермическом градиенте может служить указателем величины напряжения в коре и, следовательно, сейсмоопасности региона.

В области захоронения радиоактивных отходов и других экологически опасных продуктов. Непроницаемая для флюидов барьерная зона и руководство к ее эффективным поискам не могут быть переоценены при определении местоположения ловушек для захоронения высокотоксичных промышленных отходов – задачи, актуальность которой растет с каждым днем.

Авторы признательны за помощь кандидату геол.-мин. наук Е.И. Богдановой (ИГГ УрО РАН).

Статья подготовлена к печати при поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10201).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аки К. (1985) Механизмы орогении. *Орогенез*. М.: Мир, 209-253.
- Артемьев М.Е., Артющков Е.В. (1968) О происхождении рифтовых впадин. *Изв. АН СССР, сер. геол.*, (4), 58-73.
- Артющков Е.В. (1979) Геодинамика. М.: Наука, 327 с.
- Булин Н.К. (1974) Об одной сейсмической границе в консолидированной земной коре Евразии. *Изв. АН СССР, сер. геол.*, (8), 5-25.
- Булин Н.К. (1983.) Сейсмические модели литосферы. Глубинное строение литосферы. Л.: Недра, 75-90.
- Ваньян Л.Л., Хийндман Р.Д. (1996) О природе электропроводности консолидированной коры. *Физика Земли*, (4), 5-11.
- Взаимодействие флюид–порода при метаморфизме. (1989) М.: Мир, 249 с.
- Добрецов Н.Л. (1981) Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 236 с.
- Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. (1970) Фации метаморфизма. М.: Недра, 432 с.
- Ежов Ю.Ф., Лысенин Г.П. (1986) Вертикальная гидродинамическая зональность земной коры. *Сов. геология*, (8), 111-120.
- Иванов К.С. (2011) Генезис хром-платинового оруденения Уральского (Нижнетагильского) типа. *Докл. АН*, 441(2), 224-226.
- Иванов С.Н. (1966) Особенности гидротермального рудообразования под сушей и морем. *Докл. АН*, 169(1), 177-180.
- Иванов С.Н. (1969) Особенности образования рудных месторождений, связанных с гидротермами. *Труды II Уральского петрографич. совещ.*, 1, 60-86.
- Иванов С.Н. (1970а) О причинах образования гидротермальных рудных месторождений. *Закономерности размещения полезных ископаемых*. М.: Наука, IX, 20-47.
- Иванов С.Н. (1970б) Предельная глубина открытых трещин и гидродинамическая зональность земной коры. *Ежегодник-1969*. Свердловск: Тр. ИГГ УФАИ СССР, 212-233.
- Иванов С.Н. (1978) Метаморфизм разрыва плит. *Докл. АН СССР*, 238(4), 908-912.
- Иванов С.Н. (1990а) Зоны пластических и хрупких деформаций в вертикальном разрезе литосферы. *Геотектоника*, (2), 3-14.
- Иванов С.Н. (1990б) Отделитель (о природе и значении геофизической границы K_1). *Докл. АН СССР*, 311(2), 428-431.
- Иванов С.Н. (1994) Вероятная природа главных сейсмических границ в земной коре континентов. *Геотектоника*, (3), 3-11.
- Иванов С.Н. (1998) О реологических моделях земной коры: критическое рассмотрение. Екатеринбург: УрО РАН, 1998, 40 с.
- Иванов С.Н. (2001) Тектонические условия проявления верхней сейсмической границы K_1 и ее значение. *Ежегодник-2000*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 222-224.
- Иванов С.Н., Иванов К.С. (1996а) Закон эффективного давления Терцаги в свете данных сверхглубокого бурения. *Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов*. Тезисы. М., 57-58.

- Иванов С.Н., Иванов К.С. (1996б) Режимы и структуры растяжения Провинции бассейнов и хребтов в Кордильерах Северной Америки. Екатеринбург: УрО РАН, 150 с.
- Иванов С.Н., Ксенофонтова Л.Н., Анфилов В.Н. (1973) Эффект Джоуля-Томсона в водных растворах хлористого натрия как фактор рудоотложения. *Докл. АН СССР*, **211**(3), 694-696.
- Иванов С.Н., Русин А.И. (1977) Континентальный рифтовый метаморфизм. *Геотектоника*, (1), 6-19.
- Исай В.М. (1983) К вопросу об условиях разломообразования в консолидированной земной коре. *Геофиз. журн.*, **5**(3), 88-94.
- Казанский В.И., Боронихин В.А., Ванюшин В.А., Глаголев А.А., Кузнецов А.В., Кузнецов Ю.И., Ланев В.С., Лобанов К.В., Прохоров К.В., Смирнов Ю.П., Старостин В.Н. (1985) Соотношения между деформациями, метаморфизмом и петрофизическими свойствами пород в Печенгском рудном районе. *Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов*. М.: Наука, 4-47.
- Карус Е.В., Саркисов Ю.М. (1986) Об антистратиформном характере разреза кристаллического основания континентальной земной коры. *Докл. АН СССР*, **289**(1), 176-179.
- Когарко Л.Н. (1989) Геохимическая дифференциация мантии и щелочной магматизм. *Кристаллическая кора в пространстве и времени; магматизм*. Докл. сов. геологов 28-й МГК. М.: Наука, 5-91.
- Коржинский Д.С. (1962) Поведение воды при магматических и постмагматических процессах. *Геология руд. месторожд.*, (5), 3-12.
- Кузнецов Ю.А., Изох Э.П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магматизма. *Проблемы петрологии и генетической минералогии*. М.: Наука, 1, 7-12.
- Лепезин Г.Г., Ревердатто В.В., Хлестов В.В. (1986) Динамические аспекты метаморфической петрологии. *Геология и геофизика*, (7), 59-65.
- Летников Ф.А., Феоктистов Г.Д., Остафийчук И.М. и др. (1980) Флюидный режим мантийных пород. Новосибирск: Наука, 143 с.
- Лукиянов А.В. (1980) Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы. *Тектоническая расслоенность литосферы*. М.: Наука, 105-147.
- Маракушев А.А. (1965) Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 327 с.
- Минц М.В., Колпаков Н.И., Ланев В.С., Русанов М.С. (1987) О природе субгоризонтальных сейсмических границ в верхней части земной коры (по данным Кольской сверхглубокой скважины). *Геотектоника*, (5), 62-72.
- Николаевский В.Н. (1979) Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород. *Докл. АН СССР*, **249**(4), 817-820.
- Николаевский В.Н. (1982) Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясения. М.: Мир, 133-215.
- Николаевский В.Н. (1996) Катакластическое разрушение пород земной коры и аномалии геофизических полей. *Физика Земли*, (4), 41-51.
- Николаевский В.Н., Шаров В.И. (1985) Разломы и реологическая расслоенность земной коры. *Физика Земли*, (1), 16-28.
- Павленкова Н.И. (1985) Структура и динамика земной коры и верхней мантии континентов. *Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии*. М.: Наука, 58-82.
- Павленкова Н.И. (1988) Глубинное строение территории СССР. *Актуальные проблемы тектоники СССР*. М.: Наука, 36-45.
- Резанов И.А. (1985) Эволюция земной коры. М.: Наука, 111 с.
- Рябчиков И.Д. (1985) Водные растворы в верхней мантии и проблемы дегазации Земли. *Подземные воды и эволюция литосферы*, 1. М.: Наука, 176-186.
- Рябчиков И.Д., Ганеев И.И. (1989) Поведение калия и рубидия в условиях верхней мантии и роль флюидов в геохимической дифференциации подкорового вещества. *Земная кора в пространстве и времени. Магматизм*. Докл. сов. геологов 28-й МГК. М.: Наука, 78-85.
- Саркисов Ю.М., Кудымов В.М., Овчаренко А.В., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К. (1992) Новые данные о составе, структуре и геодинамике континентальной коры. *Сов. геология*, (3), 88-96.
- Шаров В.И. (1984) Разломы и природа сейсмических границ в разрезе континентальной коры. *Сов. геология*, (1), 112-119.
- Allmendinger R.W., Nelson K.D., Potter C.J. (1987) Deep seismic reflection characteristics of the continental crust. *Geology*, **15**(4), 304-310.
- Brace W.F., Kohlstedt D.L. (1980) Limits on lithosphere stress imposed by laboratory experiments. *J. Geophys. Res.*, **85**(B11), 6248-6252.
- Byerlee J. (1978) Friction in rocks. *Pure Appl. Geophys.*, **116**, 615-626.
- Chapman D.S., Kirby S.H., Kronenberg A.K. et al. (1987) Tectonophysics. *Rev. Geophys.*, **25**(6), 1215-1258.
- Chen W.P., Molnar P. (1983) Focal depths of intracontinental and intraplate Earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, **88**(B5), 4183-4214.
- Etheridge M.A., Wall V.I., Cox S.F. (1984) High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: Implication for mass transport and deformation mechanisms. *J. Geophys. Res.*, **89**(B6), 4344-4358.
- Etheridge M.A., Wall V.I., Vernon R.H. (1983) The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. *J. Metamorphic Geol.*, **1**(3), 205-226.
- Ferry J.M. (1987) Metamorphic hydrology at 13 km depth and 400–550°C. *Amer. Miner.*, **72**(1-2), 39-58.
- Fournier R.O. (1990) Scientific drilling to investigate the physical and chemical nature of fluids in the Earth's crust at 400–500°C. *Super-Deep Continental Drilling and Deep Geophysical Sounding*. N. Y.: Springer-Verlag, 342-352.
- Fournier R.O. (1991) The transition from hydrostatic to greater than hydrostatic fluid pressure in presently active continental hydrothermal system in crystalline rock. *Geophys. Res. Lett.*, **18**(5), 955-958.
- Fournier R. (1999) Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment. *Econ. Geol.*, **94**(8), 1193-1211.

- Ganchin Y.V., Smithson S.B., Morozov J.B. et al. (1998) Seismic studies around the Kola Superdeep Borehole, Russia. *Tectonophysics*, **288**, 1-16.
- Gans Ph.B., Miller E.L. (1983) Style of Mid-Tertiary extension in east-central Nevada. *Geological Society of American Rocky Mountain and Cordilleran Sections Meeting*: Utah Geol. Min. Surv. Spec. Stud., **59**, 107-160.
- Ivanov S.N., Ivanov K.S. (1993) Hydrodynamic zoning of the Earth's crust and its significance. *Geodynamics*, **17**(4), 155-180.
- Jorden P. (1988) The rheology of polymineralic rocks – an approach. *Geol. Rundschau*, **77**(1), 285-294.
- Karato S. (1986) Does partial melting reduce the creep strength of the upper mantle? *Nature*, **319**(6051), 309-310.
- Kirby S.N. (1980) Tectonic stresses in the Lithosphere: constraints provided by the experimental deformation of rocks. *J. Geophys. Res.*, **85**(B11), 6353-6363.
- Kirby S.N. (1985) Rock mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zones. *Tectonophysics*, **119**(1-4), 1-27.
- Kirby S.N., Kronenberg A.K. (1987) Rheology of the lithosphere: selected topics. *Rev. Geophys.*, **25**(6), 1219-1244.
- Meissner R., Kusznir N.J. (1987) Crustal viscosity of the lower crust. *Ann. Geophys. Ser. B.*, **5**(4), 365-374.
- Mueller S. (1977) A new model of the continental crust. *Geophysical Monograph 20. The Earth's Crust by the Amer. Geoph. Union*, Washington DC, 289-317.
- Nesbitt B.E., Muehlenbachs K. (1995) Geochemical studies of the origins and effects of synorogenic crustal fluids in the southern Omineca Belt of British Columbia, Canada. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **107**(9), 1033-1050.
- Ord A., Hobbs B.E. (1989) The strength of the continental crust, detachment zone and the development of the plastic instabilities. *Tectonophysics*, **158**(1-4), 269-289.
- Ranalli G., Murphy D.C. (1987) Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, **132**(4), 281-295.
- Ruina A.L. (1983) Slip instability and state variable friction laws. *J. Geophys. Res.*, **88**, 10359-10370.
- Schimamoto T. (1989) Реология горных пород и тектоника плит от недеформируемых плит к деформируемым. *Science Kagaku*, (9), 170-189. Японский язык.
- Scholz C.H. (1988) The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geol. Rundschau*, **B77**(1), 319-328.
- Scholz C.H. (1989) Mechanics of faulting. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, **17**, 309-334.
- Sibson R.H. (1982) Fault zone models, heat flow and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **72**(1), 151-163.
- Sibson R.H. (1983) Continental fault structure and the shallow earthquake source. *J. Geol. Soc., Lond.*, **140**, 741-767.
- Tulis I., Yund R. (1977) Experimental deformation of dry Westerly granite. *J. Geophys. Res.*, **82**(B6), 5705-5718.
- Walder J., Nur A. (1984) Porosity reduction and crustal pore pressure development. *J. Geophys. Res.*, **89**(B13), 11539-11548.
- Wickham S.M., Oxburg E.R. (1987) Low-pressure regional metamorphism in the Pyrenees and its implications for the thermal evolution of rifted continental crust. *Phil. Trans. Roy. Soc., Lond.*, **A321**(1557), 219-242.
- Zuber M.T., Parmentier E., Fletcher R. (1986) Extension of continental lithosphere: a model for two scales of Basin and Range deformation. *J. Geophys. Res.*, **91**(B5), 4826-4838.

REFERENCES

- Aki K. (1985) Mechanisms of orogeny. *Orogenesis*. Moscow, Mir Publ., 209-253. (In Russian)
- Allmendinger R.W., Nelson K.D., Potter C.J. (1987) Deep seismic reflection characteristics of the continental crust. *Geol.*, **15**(4), 304-310.
- Artem'yev M.E., Artyushkov E.V. (1968) About the rift basins origin. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol.*, (4), 58-73. (In Russian)
- Artyushkov E.V. (1979) *Geodinamika* [Geodynamics]. Moscow, Nauka Publ., 327 p. (In Russian)
- Brace W.F., Kohlstedt D.L. (1980) Limits on lithosphere stress imposed by laboratory experiments. *J. Geophys. Res.*, **85**(B11), 6248-6252.
- Bulin N.K. (1974) About one seismic boundary in consolidated crust of Eurasia. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol.*, (8), 5-25. (In Russian)
- Bulin N.K. (1983) Seismic models of the lithosphere. *Glubinnoe stroenie litosfery* [Deep structure of the lithosphere]. Leningrad, Nedra Publ., 75-90. (In Russian)
- Byerlee J. (1978) Friction in rocks. *Pure Appl. Geophys.*, **116**, 615-626.
- Chapman D.S., Kirby S.H., Kronenberg A.K. et al. (1987) Tectonophysics. *Rev. Geophys.*, **25**(6), 1215-1258.
- Chen W.P., Molnar P. (1983) Focal depths of intracontinental and intraplate Earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, **88**(B5), 4183-4214.
- Dobretsov N.L. (1981) *Global'nye petrologicheskie protsessy* [Global petrological processes]. Moscow, Nedra Publ., 236 p. (In Russian)
- Dobretsov N.L., Reverdatto V.V., Sobolev V.S., Sobolev N.V., Khlestov V.V. (1970) *Fatsii metamorfizma* [Facies of metamorphism]. Moscow, Nedra Publ., 432 p. (In Russian)
- Etheridge M.A., Wall V.I., Cox S.F. (1984) High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: Implication for mass transport and deformation mechanisms. *J. Geophys. Res.*, **89**(B6), 4344-4358.
- Etheridge M.A., Wall V.I., Vernon R.H. (1983) The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. *J. Metamorphic Geol.*, **1**(3), 205-226.
- Ferry J.M. (1987) Metamorphic hydrology at 13 km depth and 400–550°C. *Amer. Miner.*, **72**(1–2), 39-58.
- Fournier R.O. (1990) Scientific drilling to investigate the physical and chemical nature of fluids in the Earth's crust at 400–500°C. *Super-Deep Continental Drilling and Deep Geophysical Sounding*. N. Y.: Springer-Verlag, 342-352.
- Fournier R.O. (1991) The transition from hydrostatic to greater than hydrostatic fluid pressure in presently active continental hydrothermal system in crystalline rock. *Geophys. Res. Lett.*, **18**(5), 955-958.
- Fournier R. (1999) Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment. *Econ. Geol.*, **94**(8), 1193-1211.
- Ganchin Y.V., Smithson S.B., Morozov J.B. et al. (1998)

- Siesmic studies around the Kola Superdeep Borehole, Russia. *Tectonophys.*, **288**, 1-16.
- Gans Ph.B., Miller E.L. (1983) Style of Mid-Tertiary extension in east-central Nevada. *Geological Society of American Rocky Mountain and Cordilleran Sections Meeting*: Utah Geol. Min. Surv. Spec. Stud., **59**, 107-160.
- Ivanov K.S. (2011) Chrome-platinum mineralization genesis of the Uralian (Nizhnii-Tagil) type. *Dokl. Akad. Nauk*, **441**(2), 224-226. (In Russian)
- Ivanov S.N. (1966) Particularities of hydrothermal ore-formation under the earth and the sea. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **169**(1), 177-180. (In Russian)
- Ivanov S.N. (1969) Particularities of formation of ore deposits, associated with hydrotherms. *Trudy II Ural'skogo petrografich. soveshch.* [Proc. of II Urals Petrografik conf.]. P. 1, UFAN SSSR Publ., 60-86 (In Russian)
- Ivanov S.N., (1970a) On the causes of hydrothermal ore deposit formation. *Zakonomernosti razmeshcheniya poleznykh iskopaemykh. T. IX* [Regularities of mineral resources location. V. IX]. Moscow, Nauka Publ., 20-47. (In Russian)
- Ivanov S.N. (1970b) Limited depth of open cracks and the Earth crust hydrodynamic zoning. *Ezhegodnik-1969. Sverdlovsk, IGG UFAN SSSR*, 212-233. (In Russian)
- Ivanov S.N. (1978) Plate fracture metamorphism. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **238**(4), 908-912. (In Russian)
- Ivanov S.N. (1990a) Zones of plastic and fragile deformations in vertical section of lithosphere. *Geotektonika*, (2), 3-14. (In Russian)
- Ivanov S.N. (1990b) Detachment (about nature and meaning of geophysical boundary K_1). *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **311**(2), 428-431. (In Russian)
- Ivanov S.N. (1994) Probable nature of major seismic boundaries in the continent Earth's crust. *Geotektonika*, (3), 3-11. (In Russian)
- Ivanov S.N. (1998) *O reologicheskikh modelyakh zemnoi kory: kriticheskoe rassmotrenie* [On the rheological models of the Earth's crust: a critical examination]. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 40 p. (In Russian)
- Ivanov S.N. (2001) Tectonic environments of manifestation of the upper seismic boundary K_1 and its meaning. *Ezhegodnik-2000. Ekaterinburg, IGG URO RAN*, 222-224. (In Russian)
- Ivanov S.N., Ivanov K.S. (1993) Hydrodynamic zoning of the Earth's crust and its significance. *Geodynamics*, **17**(4), 155-180.
- Ivanov S.N., Ivanov K.S. (1996a) The Terzaghi effective pressure law in the light of super deep drilling data. *Neotektonika i sovremennaya geodinamika kontinentov i okeanov* [Neotectonics and modern dynamics of continents and oceans]. Theses. Moscow, 57-58. (In Russian)
- Ivanov S.N., Ivanov K.S. (1996b) *Rezhimy i struktury rastyazheniya Provintsii basseinov i khrebtov v Kordil'yerakh Severnoi Ameriki* [Regimes and structures of extension of the Basin and Ridge province in Cordilleras of Northern America]. Ekaterinburg, URO RAN Publ., 150 p. (In Russian)
- Ivanov S.N., Ksenofontova L.N., Amphilogov V.N. (1973) Jouel-Thomson effect in water solutions of sodium chloride as a factor of ore deposition. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **211**(3), 694-696. (In Russian)
- Ivanov S.N., Rusin A.I. (1997) Continental rift metamorphism. *Geotektonika*, (1), 6-19. (In Russian)
- Isai V.M. (1983) To the question of fault formation conditions in consolidated Earth's crust. *Geofizicheskii zhurnal*, **5**(3), 88-94. (In Russian)
- Jorden P. (1988) The rheology of polymineralic rocks – an approach. *Geol. Rundschau*, **77**(1), 285-294.
- Karato S. (1986) Does partial melting reduces the creep strength of the upper mantle? *Nature*, **319**(6051), 309-310.
- Karus Ye.V., Sarkisov Yu.M. (1986) Regarding antistratiform character of continental Earth's crust crystalline basement. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **289**(1), 176-179. (In Russian)
- Kazansky V.I., Boronikhin V.A., Vanyushin V.A., Glagolev A.A., Kuznetsov A.V., Kuznetsov Yu.I., Lanev V.S., Lobanov K.V., Prokhorov K.V., Smirnov Yu.P., Starostin V.N. (1985) Correlation between deformations, metamorphism and petrochemical rock features in Pecheng ore area. *Vnutrennee stroenie rudonosnykh kembriiskikh razlomov* [Inner structure of ore-bearing Pre-Cambrian faults]. Moscow, Nauka Publ., 4-47. (In Russian)
- Kirby S.N. (1980) Tectonic stresses in the Lithosphere: constraints provided by the experimental deformation of rocks. *J. Geophys. Res.*, **85**(B11), 6353-6363.
- Kirby S.N. (1985) Rock mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zones. *Tectonophys.*, **119**(1-4), 1-27.
- Kirby S.N., Kronenberg A.K. (1987) Rheology of the lithosphere: selected topics. *Rev. Geophys.*, **25**(6), 1219-1244.
- Kogarko L.N. (1989) Geochemical mantle differentiation and alkaline magmatism. *Kristallicheskaya kora v prostranstve i vremeni: magmatizm* [Crystalline crust in space and time: magmatism]. Dokl. sov. geologov 28 MGC. Moscow, Nauka Publ., 5-91. (In Russian)
- Korzhinsky D.S. (1962) Water behavior during magmatic and postmagmatic processes. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, (5), 3-12. (In Russian)
- Kuznetsov Yu.A., Izokh E.P. (1969) Geological proofs of intratelluric flows of warmth and substance as metamorphism and magmatism objects. *Problemy petrologii i geneticheskoi mineralogii* [Problems of petrology and genetic mineralogy]. Moscow, Nauka Publ., 1, 7-12. (In Russian)
- Lepezin G.G., Reverdatto V.V., Khlestov V.V. (1986) Dynamical aspects of metamorphic petrology. *Geol. Geofiz.*, (7), 59-65. (In Russian)
- Letnikov F.A., Pheoktistov G.D., Ostaphiychuk I.M. et al. (1980) *Fluidnyi rezhim mantiinykh porod* [Fluid regime of mantle rocks]. Novosibirsk, Nauka Publ., 143 p. (In Russian)
- Lukyanov A.V. (1980) Plastic deformations and tectonic flow of lithosphere rocks. *Tektonicheskaya rassloennost' litosfery* [Tectonic layering of lithosphere]. Moscow, Nauka Publ., 105-147. (In Russian)
- Marakushev A.A. (1965) *Problemy mineral'nykh fatsii metamorficheskikh i metasomaticeskikh gornykh porod* [Problems of metamorphic and metasomatic rock mineral facies]. Moscow, Nauka Publ., 327 p. (In Russian)
- Meissner R., Kusznir N.J. (1987) Crustal viscosity of the lower crust. *Ann. Geophys. Ser. B.*, **5**(4), 365-374.
- Mints M.V., Kolpakov N.I., Lanev V.S., Rusanov M.S. (1987) About nature of subhorizontal seismic boundaries in the Earth's crust upper part (according to the Kola super deep borehole data). *Geotektonika*, (5), 62-72. (In Russian)

- Mueller S. (1977) A new model of the continental crust. *Geophysical Monograph 20. The Earth's Crust by the Amer. Geoph. Union*, Washington DC, 89-317.
- Nesbitt B.E., Muehlenbachs K. (1995) Geochemical studies of the origins and effects of synorogenic crustal fluids in the southern Omineca Belt of British Columbia, Canada. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **107**(9), 1033-1050.
- Nikolaevsky V.N. (1979) The Mokhorovicici discontinuity as a limited depth of brittle-dilatational state of rocks. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **249**(4), 817-820. (In Russian)
- Nikolaevsky V.N. (1982) *Obzor: zemnaya kora, dilatatsiya i zemletryaseniya* [Review: Earth's crust, dilatation and earth quakes]. Moscow, Mir Publ., 133-215. (In Russian)
- Nikolaevsky V.N. (1996) Cataclastic destruction of the earth crust rocks and geophysical field anomalies. *Izv. Ross. Akad. Nauk. Fiz. Zemli*, (4), 41-51. (In Russian)
- Nikolaevsky V.N., Sharov V.I. (1985) Faults and rheological layering of the earth crust. *Izv. Ross. Akad. Nauk. Fiz. Zemli*, (1), 16-28. (In Russian)
- Ord A., Hobbs B.E. (1989) The strength of the continental crust, detachment zone and the development of the plastic instabilities. *Tectonophys.*, **158**(1-4), 269-289.
- Pavlenkova N.I. (1985) Structure and dynamics of the Earth's crust and the continent upper mantle. *Problemy dvizhenii i strukturoobrazovaniya v kore i verkhnei mantii* [Problems of movements and structure formation in crust and upper mantle]. Moscow, Nauka Publ., 58-82. (In Russian)
- Pavlenkova N.I. (1988) Deep structure of the USSR territory. *Aktual'nye problemy tektoniki SSSR* [Actual problems of the USSR tectonics]. Moscow, Nauka Publ., 36-45. (In Russian)
- Ranalli G., Murphy D.C. (1987) Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophys.*, **132**(4), 281-295.
- Rezanov I.A. (1985) *Evolutsiya zemnoi kory* [Evolution of the Earth's crust]. Moscow, Nauka Publ., 111 p. (In Russian)
- Ruina A.L. (1983) Slip instability and state variable friction laws. *J. Geophys. Res.*, **88**, 10359-10370.
- Ryabchikov I.D. (1985) Water solutions in upper mantle and problems of Earth degasation. *Podzemnye vody i evolyutsiya litosfery* [Underground waters and lithosphere evolution]. **1**. Moscow, Nauka Publ., 176-186. (In Russian)
- Ryabchikov I.D., Ganeev I.I. (1989) Potassium and rubidium behavior under the conditions of upper mantle and the fluid role in geochemical differentiation of subcrustal substance. *Zemnaya kora v prostranstve i vremeni. Magmatizm* [Earth's crust in space and time. Magmatism]. *Dokl. sov. geologov* **28** MGC. Moscow, Nauka Publ., 78-85. (In Russian)
- Sarkisov Yu.M., Kudimov V.M., Ovcharenko A.V., Berzin R.G., Suleimanov A.K. (1992) New data on composition, structure and geodynamics of continental crust. *Sov. Geologiya*, (3), 88-96. (In Russian)
- Schimamoto T. (1989) Реология горных пород и тектоника плит от недеформируемых плит к деформируемым. *Science Kagaky*, (9), 170-189. (In Japanese)
- Scholz C.H. (1988) The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geol. Rundschau*, **B77**(1), 319-328.
- Scholz C.H. (1989) Mechanics of faulting. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, **17**, 309-334.
- Sharov V.A. (1984) Faults and nature of seismic boundaries in the continental crust profile. *Sov. Geol.*, (1), 112-119. (In Russian)
- Sibson R.H. (1982) Fault zone models, heat flow and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **72**(1), 151-163.
- Sibson R.H. (1983) Continental fault structure and the shallow earthquake source. *J. Geol. Soc., Lond.*, **140**, 741-767.
- Tulis I., Yund R. (1977) Experimental deformation of dry Westerly granite. *J. Geophys. Res.*, **82**(B6), 5705-5718.
- Van'yan L.L., Khiyndman R.D. (1996) About nature of electroconductivity of consolidated crust. *Izv. Ross. Akad. Nauk. Fis. Zemli*, (4), 5-11. (In Russian)
- Vzaimodeistviye fluid-poroda pri metamorfizme* [Fluid-rock interaction during metamorphism]. (1989) Moscow, Mir Publ., 249 p. (In Russian)
- Walder J., Nur A. (1984) Porosity reduction and crustal pore pressure development. *J. Geophys. Res.*, **89**(B13), 11539-11548.
- Wickham S.M., Oxburg E.R. (1987) Low-pressure regional metamorphism in the Pyrenees and its implications for the thermal evolution of rifted continental crust. *Phil. Trans. Roy. Soc., Lond.*, **A321**(1557), 219-242.
- Yezhov Yu.F., Lysenin G.P. (1986) Vertical hydrodynamic zoning of the Earth crust. *Sov. Geol.*, (8), 111-120. (In Russian)
- Zuber M.T., Parmentier E., Fletcher R. (1986) Extension of continental lithosphere: a model for two scales of Basin and Range deformation. *JGR*, **91**(B5), 4826-4838.

ВЕРХНИЙ ВЕНД ВОСТОКА, СЕВЕРО-ВОСТОКА И СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ПРОЦЕССЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ БИОТЫ

© 2018 г. А. В. Маслов^{1,2}, В. Н. Подковыров³, Д. В. Гражданкин⁴,
А. В. Колесников⁴

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

²Институт геологии УФИЦ РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2

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

⁴Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, г. Новосибирск,
пр-т Акад. Коптюга, 3, e-mails: fbogoua@nsc.com, ppp853@gmail.com

Поступила в редакцию 04.05.2017 г., принята к печати 26.09.2017 г.

Предмет исследования. На основе анализа значений ряда литогеохимических индикаторов среды и обстановок осадконакопления, свойственных глинистым породам редкинского, беломорского и котлинского региона русов верхнего венда востока, северо-востока и севера Восточно-Европейской платформы (ВЕП) сделан вывод об отсутствии каких-либо принципиальных их вариаций на указанной территории на протяжении всего позднего венда. Вместе с тем в это время можно проследить некоторые крупные этапы макроэволюционных и макроэкологических преобразований биоты. Так, на редкинском этапе в низкоэнергетических обстановках внутреннего шельфа формируется авалонская экологическая ассоциация макроорганизмов (фрондоморфы и вендобиионты), появляются палеопасихиды. Беломорский этап характеризовался диверсификацией фрондоморфных организмов и миграцией вендобиионтов в обстановки с относительно более высокой энергией среды, широкой экспансией и богатым видовым разнообразием палеопасихид, а также появлением трибрахиоморф и билатераломорф. В котлинское время произошло резкое сокращение таксономического разнообразия в сообществах эдиакарского типа (котлинский кризис), что рассматривается как следствие вытеснения вендобиионтов, трибрахиоморф и билатераломорф животными, а в каналах распределительных систем этого этапа продолжала эволюционировать намская ассоциация, демонстрирующая относительно широкое распространение палеопасихид и микробиальных сообществ арумбернеморфного типа. На проанализированном нами материале видно, что указанные преобразования не контролировались крупными факторами и обстановками осадконакопления (палеогеодинамика, палеоклимат, состав субстрата в областях осадконакопления, вулканическая деятельность и др.), а являлись, скорее всего, внутрисистемными экологическими перестройками. Таким образом, главная причина котлинского кризиса – биологическая эволюция, проявившаяся вне зависимости от изменения (или сохранности) факторов внешней среды.

Материалы и методы. В рамках настоящего исследования использованы данные о содержании основных породообразующих оксидов, а также редких и рассеянных элементов в тонкозернистых алюмосиликокластических породах (глинистых сланцах, аргиллитах и алевроаргиллитах), образцы которых отобраны из естественных разрезов ашинской серии Южного Урала, сыльицкой серии Среднего Урала, керн скважин Кельтминская-1 (Вычегодский прогиб) и Тучкино-1000 (Юго-восточное Беломорье). Привлечены также сведения о химическом составе глин старорусской и василеостровской свит южного склона Балтийского щита. **Результаты.** Указанные данные позволили с той или иной степенью достоверности судить об особенностях рециклинга поступающего в различные районы поздневендского Мезенского бассейна осадочного материала, составе пород в областях размытия и, соответственно, составе субстрата в разных сегментах бассейна, на котором формировались микробиальные маты и обитали многоклеточные организмы, а также о палеогеодинамических обстановках и ряде других факторов внешней среды (среды осадконакопления), на фоне которых происходило формирование и развитие различных групп мягкотелых организмов.

Ключевые слова: верхний венд, Восточно-Европейская платформа, котлинский кризис, литогеохимические особенности глинистых пород

Для цитирования: Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Колесников А.В. (2018) Верхний венд востока, северо-востока и севера Восточно-Европейской платформы: процессы осадконакопления и эволюция биоты. *Литосфера*, 18(4), 520-542. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-520-542

For citation: Maslov A.V., Podkovyrov V.N., Grazhdankin D.V., Kolesnikov A.V. (2018) Upper Vendian in the east, northeast and north of East European Platform: Depositional processes and biotic evolution. *Litosfera*, 18(4), 520-542. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-520-542

UPPER VENDIAN IN THE EAST, NORTHEAST AND NORTH OF EAST EUROPEAN PLATFORM: DEPOSITIONAL PROCESSES AND BIOTIC EVOLUTION

Andrey V. Maslov^{1,2}, Viktor N. Podkovyrov³, Dmitry V. Grazhdankin⁴,
Anton V. Kolesnikov⁴

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

²Institute of Geology – Subdivision of the Ufa Federal Research Centre, RAS, 16/2 K. Marx st.,
Ufa, 450007, Russia

³Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, 2 Adm. Makarova nab.,
St. Petersburg, 199034, Russia, e-mail: vpodk@mail.ru

⁴A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of RAS, 3 Akad. Koptug av.,
Novosibirsk, 630090, Russia, e-mails: f6oeoua@mac.com, ppp853@gmail.com

Received 04.05.2017, accepted 26.09.2017

Subject. Analysis of lithogeochemical proxies in the Upper Vendian mudstones reveals little if any variation in depositional environment for the Redkinian, Belomorian and Kotlinian regional stages in the east, northeast and north of East European Platform. The coeval macrobiota, in contrast, demonstrates significant macroevolutionary and macroecological transformations. Thus, the Avalon-type ecological association consisting of frondomorphs and vendobionts evolved in low-energy inner shelf during the Redkinian, the Belomorian Stage is characterised by diversification of frondomorphs, migration of vendobionts into relatively high-energy depositional settings (shoreface and prodelta), and emergence of tribrachiomorphs and bilateralomorphs, where as the Kotlinian Stage is marked by a sharp decline in taxonomic diversity of soft-bodied organisms (the Kotlinian Crisis). We don't know to what degree, if at all, depositional parameters as palaeogeodynamics, palaeoclimate, sediment composition, volcanic activity influenced the Ediacaran biota, but these agents were not responsible for the above mentioned biotic transformations. **Materials and methods.** We suggest that intrinsic factors such as ecological interactions could be the primary trigger of the Kotlinian crisis. This conclusion has been reached based on the study of composition of major rock-forming oxides, rare- and trace elements in fine-grained aluminosiliciclastic rocks (argillites, shales and silt-rich mudstones). Geological samples were collected in outcrops of the Asha Group of South Urals and Sylvitsa Group of Central Urals, as well as from the drill core of the Keltma-1 (Vycheгда Trough) and Tuchkino-1000 (Southeast White Sea area) boreholes. We also used the data on chemical composition of mudstones from the Staraya Russa and Vasil'evsky Ostrov formations from the southern slope of the Baltic Shield. **Results.** With this information in hand we could assess, with varying degree of confidence, such parameters as a degree of recycling of the material supplied into the late Vendian Mezen Basin; sediment provenance; composition of the substrate that microbial mats and soft-bodied organisms lived on in different parts of the basin; and palaeogeodynamic environment at the time when different groups of soft-bodied organisms were emerging.

Keywords: Upper Vendian, East European platform, Kotlinian crisis, mudstone lithogeochemistry

Acknowledgments

The authors are sincerely grateful to the anonymous reviewer, a few, but extremely clear remarks and advice of which contributed to the improvement of the text of the manuscript. Illustrations to the article were made by N.S. Glushkova and A.V. Kolesnikov.

This work was financially supported by Russian Foundation for Basic Research (projects 15-05-01512, 14-05-00415, 16-35-00320).

ВВЕДЕНИЕ

Венд (600–540(?) млн лет) представляет собой один из важнейших этапов развития биосферы [Соколов, 1980, 1995, 2011; Вендская..., 1985; Fedonkin et al., 2007; Гражданкин, Маслов, 2015]. Именно с вендом связано начало широкого распространения образующих сложные биогеоценозы мягкотелых беспозвоночных животных (эдиакарская биота). Это событие произошло около 580 млн лет назад, когда в обстановках внутренних шельфовых морей появились группы рангеоморфных и фрондоморфных организмов авалонского типа (авалонская биота). Через 20 млн лет на шельфах и в обстановках продельта с высокой волновой и потоковой

активностью возникли сообщества беломорского (дикионсиниеморфы, трибрахиоморфы и билатераломорфы), а также намибийского типов (петалонамы и рангеоморфы), обитавшие в пределах дельтовых равнин с высокой гидродинамической активностью [Grazhdankin, 2014]. Около 550 млн лет разнообразие эдиакарской биоты резко снизилось, а к началу кембрия мягкотелые организмы исчезли из ископаемой летописи.

Первым на отсутствие биостратиграфического заполнения в интервале приблизительно от 550 до 540 млн лет обратил внимание Мартин Бразье [Brasier, 1992a], использовавший для него термин “котлинский кризис”. По его мнению, котлинский кризис мог быть первым и самым важным звеном

в цепочке событий, приведших к “кембрийскому взрыву биоразнообразия”. В качестве характерных признаков кризиса рассматривается внезапное исчезновение мягкотелых организмов групп трибрахиоморф, дикинсониморф и билатераломорф одновременно с широкой экспансией организмов группы палеопаспихид, демонстрирующих оппортунистическую стратегию¹, за которой последовали появление биологически контролируемой минерализации и роющих организмов [Grazhdankin, 2014].

Предложено несколько сценариев событий, предшествовавших и в той или иной степени обусловивших котлинский кризис. Первым явился “питательно-стимулирующий сценарий” [Brasier, 19926; Brasier, Lindsay, 2001], в соответствии с которым кризис был вызван ростом количества питательных веществ в относительно глубоководных морских условиях на фоне глобальной морской регрессии (“котлинская регрессия”). Последовавшая затем трансгрессия привела к поступлению питательных компонентов на мелководные шельфы, что вызвало кардинальное изменение экосистем и быструю эволюцию многоклеточных организмов. Альтернативой этому сценарию являются представления о том, что резкое уменьшение биоразнообразия мягкотелых организмов в конце венда было следствием возникновения и прогрессивной эволюции эуметазой (настоящих многоклеточных животных, обладавших интегрированной системой тканей и органов движения, захвата пищи и пищеварения со сложным моторно-нейронным механизмом контроля), которые отличались способностями усиливать круговорот питательных веществ и элементов в экосистемах, форсировать рост биоразнообразия, наращивание биомассы и укрупнение размеров организмов [Butterfield, 2007, 2011; Grazhdankin, 2014; Lenton et al., 2014; Darroch et al., 2015]. В рамках этой концепции биогеохимические пертурбации являются не причиной, а следствием биотической эволюции.

В свете сказанного в задачу наших исследований входил анализ ряда литогеохимических характеристик тонкозернистых обломочных (глинистых) пород различных регионарусов верхнего венда, которые позволяют в той или иной мере судить об общих обстановках накопления (палеоклимат,

палеогеодинамика, состав пород на палеоводосборах и, соответственно, состав субстрата/донных отложений и др.) осадочных образований. Объектами исследований выступали глинистые породы ашинской, сыльвицкой и валдайской серий Южного и Среднего Урала, Вычегодского прогиба, Юго-восточного Беломорья и Лужско-Ладужской моноклинали (юго-восточный и южный склоны Балтийского щита соответственно) (рис. 1).

Методические основы такого рода работ достаточно хорошо освещены как в зарубежной [Maynard et al., 1982; Nesbitt, Young, 1982; Bhatia, 1983; Taylor, McLennan, 1985; Roser, Korsch, 1986, 1988; Rollinson, 1994; Cullers, 2002; Geochemistry..., 2003; Turgeon, Brumsack, 2006; и др.], так и в отечественной литературе [Юдович, 1981; Холодов, Недумов, 1991, 2005; Юдович, Кетрис, 2000; Интерпретация..., 2001; Маслов, 2005; и др.]. Следует заметить, что в настоящее время суждения об обстановках накопления тех или иных осадочных последовательностей, в том числе и докембрийских, все чаще основываются на данных, полученных более тонкими инструментами, например, при исследова-

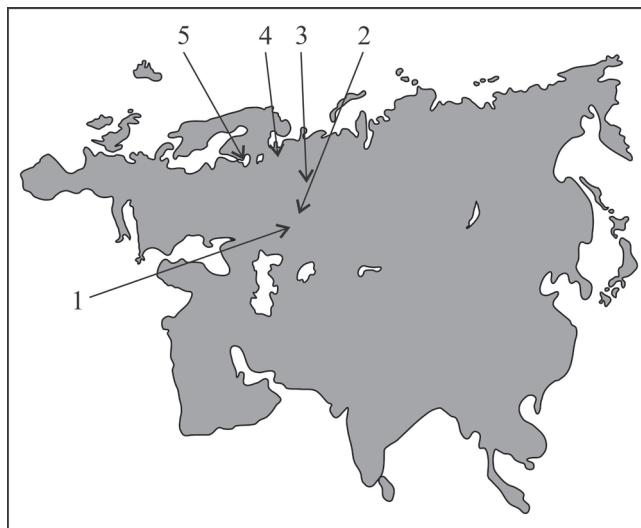


Рис. 1. Положение регионов, рассматриваемых в настоящей работе.

1 – Южный Урал (Башкирский мегантиклинорий); 2 – Средний Урал (Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий); 3 – Вычегодский прогиб (южная часть Мезенской впадины); 4 – юго-восточный склон Балтийского щита (Юго-восточное Беломорье); 5 – южный склон Балтийского щита (Лужско-Ладужская моноклинали).

Fig. 1. Position of the studied regions.

1 – South Urals (Bashkirian megantiklinorium); 2 – Central Urals (Kvarkush-Kamennogorsk megantiklinorium); 3 – Vychegda Trough (southern part of the Mezen Syncline); 4 – southeastern slope of the Baltic Shield (Southeast White Sea area); 5 – southern slope of the Baltic Shield (Luga-Ladoga Monocline).

¹ Палеопаспихиды явились одной из немногих групп венд-эдиакарских организмов, переживших массовое вымирание (кризис) в начале котлинского времени. Более того, они сохраняли большую часть видового разнообразия до конца котлинского времени, демонстрируя тем самым оппортунистическую по отношению к другим группам экологическую стратегию, которая заключалась в возможной регуляции численности популяций, при которой ключевую роль играла способность к быстрому развитию и расселению в условиях низкой конкуренции.

нии вариаций изотопного состава углерода, стронция, серы, железа и ряда других элементов, анализе распределения в осадочных породах элементов, чувствительных к изменению окислительно-восстановительных обстановок в придонных слоях бассейнов осадконакопления (элементы группы RST) и т. п. [Schroder, Grotzinger, 2007; Li et al., 2010; Johnston et al., 2012; Sahoo et al., 2012; Guan et al., 2014; Lenton et al., 2014], хотя потенциал подходов, на которых базируется настоящая работа, на наш взгляд, еще не исчерпан.

В позднем венде на восточной и северо-восточной (в современных координатах) окраине ВЕП перед фронтом Канино-Тиманского складчатонадвигового пояса, существовал протяженный относительно мелководный предгорный Мезенский палеобассейн, в котором происходило накопление туфогенно-терригенных осадочных последовательностей валдайской серии [Аксенов, 1985; Grazhdankin, 2004; Маслов и др., 2008]. Временами море проникало и в пределы Московской синеклизы [Вендская..., 1985; и др.].

Сходство палеонтологических комплексов остатков в разрезах верхнего венда по периферии Балтийского щита, Вычегодского прогиба и Среднего Урала указывает на существование в это время устойчивых биогеографических связей в пределах всего палеобассейна, что подтверждается и находками представителей ископаемой беломорской биоты в керне скважин Мезенской синеклизы [Гражданкин и др., 2005, 2007]. Отложения ашинской серии Башкирского мегантиклинория характеризуются, по данным [Kolesnikov et al., 2015], сравнительно молодым возрастом; они соответствуют только котлинскому региоярсу [Grazhdankin, 2014; Гражданкин, Маслов, 2015] (рис. 2). Имеющиеся в настоящее время материалы позволяют предполагать, что отложения ашинской серии накопились в пределах внутриконтинентального залива, ограниченного с запада Волго-Камским блоком, с севера – аллювиальной системой предгорного бассейна Тиманид, с востока – собственно Тиманским орогеном, а на юге – сообщавшимся с открытым морским бассейном.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЯРУСЫ ВЕРХНЕГО ВЕНДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В настоящее время верхний венд может быть расчленен на редкинский, беломорский и котлинский региоярусы, прототипами которых служат региональные ярусы ВЕП [Гражданкин, Маслов, 2015].

Редкинский региоярус

На Среднем Урале к редкинскому региоярсу принадлежат керноская, старопечнинская и перевалокская свиты [Гражданкин, Маслов, 2015]. Кер-

ноская свита (200–1200 м) объединяет песчаники с прослоями гравелитов и филлитовидных алевроитоглинистых пород. Изотопный возраст присутствующих в ее верхней части трахиандезитов дворцевого комплекса [Петров и др., 2005; Государственная..., 2010] оценивается в 559 ± 16 (Rb-Sr метод) или 569 ± 42 (Sm-Nd метод) млн лет [Карпухина и др., 2001]. U-Pb LA-ICP-MS-изотопный возраст детритового циркона в песчаниках керносской свиты изменяется от 3076 до 893 млн лет [Маслов и др., 2012a]. Старопечнинская свита (200–500 м) представлена диамиктитами, песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Перевалокская свита (до 300 м) объединяет темно-серые аргиллиты, песчаники и гравелиты. U-Pb-изотопный возраст цирконов из вулканических туфов этой свиты составляет 567.2 ± 3.9 млн лет [Гражданкин и др., 2011].

Юго-восточная часть Мезенской синеклизы (Вычегодский прогиб). К редкинскому региоярсу в скв. Кельтменская-1 относятся породы, вскрытые в интервале 2790 (80)–2309 м: пятнисто-окрашенная толща тонкопереслаивающихся аргиллитов, алевролитов и песчаников.

Юго-восточный склон Балтийского щита (Юго-восточное Беломорье). Здесь редкинскому региоярсу принадлежит нижняя часть лямичской свиты, которая сложена толщей тонкого переслаивания алевролитов и глин, среди которых присутствуют клинья сероцветных песчаников [Гражданкин, Маслов, 2015].

На южном склоне Балтийского щита (Лужско-Ладожская моноклираль) к рассматриваемому уровню относится старорусская свита (до 45 м), представленная пестроцветными алевролитами и аргиллитами, чередующимися в основании и кровле со светлыми олигомиктовыми песчаниками [Геология..., 1971].

Беломорский региоярус

К беломорскому региоярсу на Среднем Урале относятся вилухинская, шурышская, черемуховская, синемаменская и коноваловская подсвиты чернокаменной свиты [Гражданкин, Маслов, 2015]. Вилухинская подсвита (до 200 м) сложена чередованием пачек зеленовато-серых песчаников и фисташково-зеленых и вишнево-красных тонкослоистых алевроаргиллитов. U-Pb-изотопный возраст циркона из вулканических туфов, присутствующих в нижней части вилухинской подсвиты, составляет 557 ± 13 млн лет [Ронкин и др., 2006]. Шурышская подсвита (170–200 м) объединяет светло- и зеленовато-серые тонкослоистые алевролиты с многочисленными прослоями и пластами песчаников. Черемуховская подсвита (30–35 м) – это преимущественно переслаивание светло- и зеленовато-серых песчаников. В основании синемаменской подсвиты (до 160 м) залегает пакет песчаников,

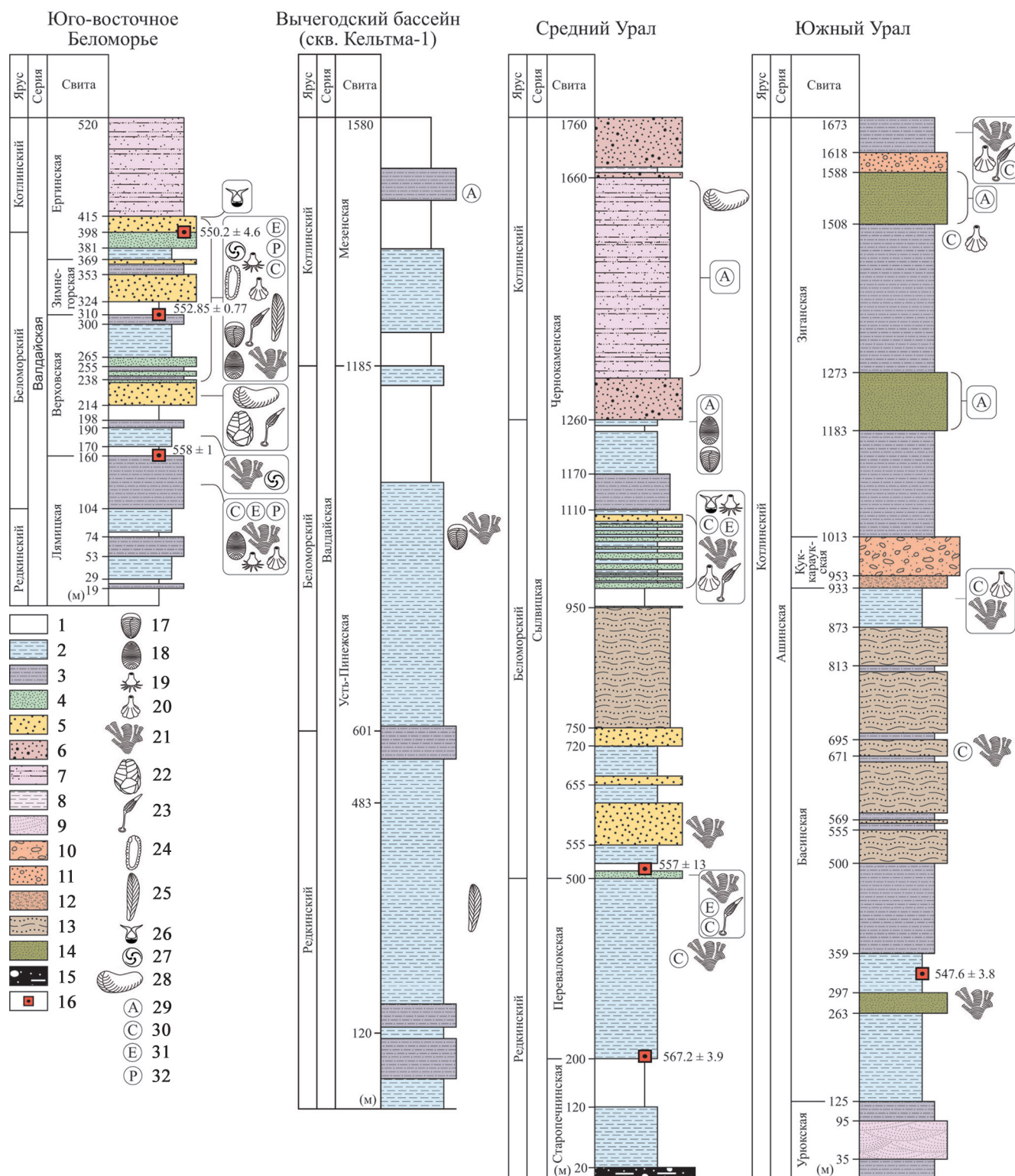


Рис. 2. Распространение макроскопических остатков эдиакарской биоты в верхнем венде востока, северо-востока и севера Восточно-Европейской платформы и обстановки осадконакопления.

1 – тонкослоистые аргиллиты (внутренние шельфы с низкой гидродинамической активностью, лагуны(?)); 2 – чередующиеся аргиллиты и алевролиты (внутренние шельфы с низкой гидродинамической активностью, лагуны(?)); 3 – чередующиеся аргиллиты, алевролиты и песчаники (продельты с волновой и потоковой активностью); 4 – переслаивающиеся песчаники (активные дельтовые системы каналов, рукавов(?)); 5 – переслаивающиеся песчаники (проксимальные дельтовые косы, валы(?)); 6 – косослоистые песчаники (дистальные дельтовые косы, валы(?) и приливно-отливные равнины); 7 – чередующиеся аргиллиты, алевролиты и песчаники (дистальные дельтовые косы, валы(?) и приливно-отливные равнины); 8 –

чередующиеся аргиллиты и алевролиты (дистальные дельтовые косы, валы(?) и приливо-отливные равнины); 9 – косо-слоистые песчаники и алевролиты (дистальные дельтовые косы, валы(?)); 10 – конгломераты (близбереговые обстановки с волноприбойной активностью, верхняя часть береговой зоны); 11 – гравелиты (близбереговые обстановки с волноприбойной активностью, верхняя часть береговой зоны); 12 – грубозернистые песчаники (близбереговые обстановки с волноприбойной активностью, верхняя часть береговой зоны); 13 – равно- и волнистослоистые алевролиты и песчаники (обстановки средней части береговой зоны); 14 – биоламинитовые алевролиты и песчаники (перитайдиальные обстановки); 15 – диамиктиты (подводные равнины с гляциальным характером седиментации); 16 – стратиграфическое положение вулканических пеплов и их U–Pb возраст (млн лет); 17 – сприггиноморфы; 18 – дикинсониеморфы; 19 – мавзонитоморфы; 20 – аспиделломорфы; 21 – палеопасихиды; 22 – онегиаморфы; 23 – арбореоморфы; 24 – билатераломорфы; 25 – рангеоморфы; 26 – псаммокораллы; 27 – трибрахиоморфы; 28 – птеридиниоморфы; 29 – арумбериеморфные микробиальные колонии; 30 – микробиальные колонии типа Cyclomedusa; 31 – микробиальные колонии типа Ediacaria; 32 – микробиальные колонии типа Paliella.

Положение сводных разрезов (1 – Южный Урал, 2 – Средний Урал, 3 – Вычегодский прогиб, 4 – Юго-восточное Беломорье) – см. рис. 1.

Fig. 2. Distribution of Ediacaran macrofossils in the Upper Vendian sequences of East, Northeast and North of the East European Platform and depositional environments.

1 – laminated shale (low-energy inner shelf); 2 – alternating shale and siltstone (low-energy inner shelf); 3 – alternating shale, siltstone and sandstone (wave- and current agitated shoreface and prodelta); 4 – interstratified sandstone and shale (wave- and current agitated shoreface and prodelta); 5 – interstratified sandstone (high-energy distributary channel systems); 6 – cross-bedded sandstone (proximal braid delta plane); 7 – alternating shale, siltstone and sandstone (distal braid delta plane and tidal flats); 8 – alternating shale and siltstone (distal braid delta plane and tidal flats); 9 – cross-bedded sandstone and siltstone (distal braid plane); 10 – conglomerate (upper shoreface); 11 – gravelstone (upper shoreface); 12 – coarse-grained sandstone (upper shoreface); 13 – laminar- and wave-bedded siltstone and sandstone (middle shoreface); 14 – biolaminated siltstone and sandstone (peritidal flat); 15 – diamictite (distal flat with glacial sedimentation); 16 – U–Pb age (Ma) of volcanic ash and its stratigraphic occurrence; 17 – Sprigginomorpha; 18 – Dickinsoniomorpha; 19 – Mawsonitomorpha; 20 – Aspidellomorpha; 21 – Palaeopascichnida; 22 – Onegiamorpha; 23 – Arboreomorpha; 24 – Bilateralomorpha; 25 – Rangeomorpha; 26 – Psammocoralia; 27 – Tribrachiomorpha; 28 – Pteridynomorpha; 29 – Arumberiamorph microbial colony; 30 – Cyclomedusa-type microbial colony; 31 – Ediacaria-type microbial colony; 32 – Paliella-type microbial colony.

The position of the composite sections (1 – South Urals, 2 – Central Urals, 3 – Vychevga Trough, 4 – Southeast White Sea area), see on the Fig. 1.

вмещающий слепки каналов. Выше присутствует пачка тонкого переслаивания алевролитов и аргиллитов с прослоями песчаников. Разрез наращается зеленовато-серыми аргиллитами с редкими пакетами песчаников и слепками промоин. Далее следует тонкое переслаивание аргиллитов и песчаников. Остальная часть подсвиты (~120 м) имеет регрессивное строение [Гражданкин и др., 2010]. В основании коноваловской подсвиты (~150 м) залегает приблизительно 60-метровая толща тонкослоистых алевролитов, вмещающая пласты песчаников. Выше следует примерно такой же мощности толща переслаивания алевролитов и аргиллитов с пластами песчаников. Завершает разрез пачка тонкого чередования алевролитов и аргиллитов.

На юго-востоке Мезенской впадины к беломорскому региоярису нами относится интервал 2309–1725 м скв. Кельтменская-1, объединяющий тонко- и грубопереслаивающиеся светло-серые мелкозернистые песчаники, алевролиты и темно-серые аргиллиты [Подковыров и др., 2011].

В Юго-восточном Беломорье беломорский региоярус включает в себя верхнюю часть лямичской свиты, верховскую и зимнегорскую свиты, а также нижняя подсвиту ергинской свиты [Гражданкин, Маслов, 2011]. Верхняя часть лямичской свиты сложена в основном песчаниками, чередующимися с пятнисто-окрашенными интервалами переслаивания алевролитов и глин [Гражданкин, 2003]. Верховская свита (до 170 м) представлена пачка-

ми тонкослоистых глин, интервалами переслаивания алевролитов и глин, песчаниками, алевролитами. Зимнегорская свита (до 125 м) включает в себя пачки тонкослоистых пестроцветных глин с прослоями вулканических пеплов, линзы гравелитов и конгломератов, а также пачки переслаивания кварцевых песчаников, алевролитов и глин. В верхней части свиты присутствуют темно-серые глины с сапропелеподобными пленками, постепенно сменяющиеся тонким переслаиванием алевролитов и зеленовато-серых глин с линзовидными пакетами песчаников. Нижняя подсвита (~70 м) ергинской свиты объединяет пачки переслаивания песчаников, алевролитов и глин пестрой окраски [Гражданкин, 2003].

Котлинский региоярус

Южный Урал. В западной зоне Башкирского мегантиклинория к котлинскому региоярису, по представлениям [Grazhdankin, 2014; Гражданкин, Маслов, 2015; Kolesnikov et al., 2017], относятся урюкская, басинская, куккараукская и зиганская свиты ашинской серии. Урюкская свита (200–300 м) объединяет светло- и розовато-серые песчаники, алевролиты, гравелиты и конгломераты. Басинская свита (до 1000 м) представлена серыми и зеленовато-серыми песчаниками, переслаивающимися с пестроцветными алевролитами и глинистыми сланцами. Куккараукская свита (200–250 м) сложена

на конгломератами, песчаниками и алевролитами. U-Pb LA-ICP-MS-изотопный возраст обломочного циркона, присутствующего в песчаниках башинской свиты, варьирует от 2900 до 700 млн лет, а для детритового циркона из куккараукской свиты изменяется от 3200 до 620 млн лет [Kuznetsov et al., 2014]. Зиганская свита (500–600 м) объединяет серо- и зеленоцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты и гравелиты. U-Pb LA-ICP-MS-изотопный возраст циркона из присутствующих в ее нижней части на северной окраине г. Усть-Катав вулканических туфов – 547.6 ± 3.8 млн лет [Levashova et al., 2013].

На Среднем Урале к котлинскому региоярису принадлежат крутихинская и кобылоостровская подсвиты чернокаменской свиты [Гражданкин, Маслов, 2015]. Крутихинская подсвита (до 400 м) сложена пачками песчаников и аргиллитов зеленовато-серого цвета и пачками аргиллитов голубовато-серого и красно-коричневого цвета. В верхней части подсвиты наблюдается чередование пестроцветных алевролитов и аргиллитов, темно- и зеленовато-серых алевролитов, а также коричнево-серых песчаников. Кобылоостровская подсвита (≈ 100 м) объединяет серые и темно-серые песчаники различной зернистости, чередующиеся с пачками зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов [Гражданкин и др., 2010].

В Вычегодском прогибе к котлинскому региоярису в скв. Кельтменская-1 относится, по всей видимости, интервал 1725–1330 м, сложенный светло-серыми среднезернистыми песчаниками, зеленовато-серыми алевролитами и голубовато- и коричневатосерыми аргиллитами [Подковыров и др., 2011].

В Юго-восточном Беломорье котлинскому региоярису принадлежит верхняя подсвита ергинской свиты (≈ 80 –90 м), сложенная переслаиванием песчаников, алевролитов и пестрых глин [Гражданкин, Маслов, 2015].

На территории Лужско-Ладужской моноклинали котлинский региоярус включает отложения василеостровской и воронковской свит [Гражданкин, Маслов, 2015]. Василеостровская свита (150–170 м) объединяет нижнюю песчано-глинистую и верхнюю, существенно глинистую, подсвиты. В разрезах нижней подсвиты чередуются буровато- и зеленовато-серые алевроаргиллиты и разнозернистые слюдистые песчаники, а верхняя подсвита сложена зеленовато- и голубовато-серыми ламинаритовыми глинами с пропластками сидерита и прослоями песчаников. Воронковская свита (0–20 м) представлена пестроцветными тонкослоистыми глинами и алевролитами. В верхней ее части среди них присутствуют светлые кварцевые пески и алевроиты. На размытой поверхности вендских образований залегает ломоносовская свита нижнего кембрия, в состав которой входят

светлые кварцевые песчаники, алевролиты и глины с примесью песчаного и алевроитового материала [Геология..., 1971].

РЕЗУЛЬТАТЫ РАННЕЕ ПРОВЕДЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты ранее выполненных литогеохимических исследований, в основном посвященные верхневендским осадочным последовательностям Башкирского и Кваркушско-Каменногорского мегантиклинориев, а также Мезенской впадины приведены в [Маслов и др., 2003а, 2005, 2006а, б, 2007, 2008, 2009, 2013б, 2016б; Гражданкин и др., 2005, 2010; Маслов, 2014; и др.]. В рамках настоящей работы мы не можем остановиться на них подробно, однако отметим, что поднимаемые в данной статье вопросы ранее никем не рассматривались.

МАТЕРИАЛ И ПОДХОДЫ К ЕГО ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Для настоящего исследования нами использованы данные о содержаниях основных породообразующих оксидов, а также редких и рассеянных элементов в тонкозернистых алюмосиликокластических породах (глинистых сланцах, аргиллитах и алевроаргиллитах), образцы которых отобраны из естественных разрезов ашинской серии Южного Урала, сыльицкой серии Среднего Урала, керны скважин Кельтминская-1 (Вычегодский прогиб) и Тучкино-1000 (Юго-восточное Беломорье). Ряд образцов алевроаргиллитов из керны скв. Кельтминская-1 был передан в распоряжение авторов Н.Г. Воробьевой (ГИН РАН, г. Москва). Привлечены также сведения о химическом составе глин старорусской и василеостровской свит южного склона Балтийского щита.

Содержания основных петрогенных оксидов определены в 400 образцах методом РФА на VRA-30 в ИГТ УрО РАН (аналитики – Н.П. Горбунова, Л.А. Татарина, В.П. Власов, Г.С. Неупокоева и Г.М. Ятлук). Содержания элементов-примесей установлены там же в более чем 360 образцах методом ICP-MS под руководством Ю.Л. Ронкина (аналитики – О.П. Лепихина, О.Ю. Попова, Г.С. Лепихина).

Указанные данные позволили с той или иной степенью достоверности судить об особенностях рециклинга поступавшего в различные районы Мезенского бассейна осадочного материала, составе пород в областях размыва и, соответственно, составе субстрата в разных сегментах бассейна, на котором формировались микробные маты и обитали многоклеточные организмы, а также о палеогеодинамических обстановках и ряде других факторов внешней среды (среды осадконакопления), на фоне которых происходило формирование и развитие различных групп мягкотелых организмов. При

этом важно подчеркнуть, что использованные нами методы и подходы не имели целью непосредственно (и правильно) расшифровать различные факторы формирования осадочных последовательностей венда разных районов. Нам было важно в любой системе литогеохимических индикаторов/координат установить соответствие этапов изменения ассоциаций мягкотелых организмов вариациям тех или иных параметров среды осадконакопления. Парадоксально, но, по всей видимости, это можно было сделать и используя “заведомо неприемлемые” для интракратонных и форландовых осадочных последовательностей “литогеохимические инструменты”, например различные диаграммы М. Бхатиа.

Рециклинг осадочного материала. Кластические осадки формируются за счет смещения рециклированного “second cycle” (переотложенного, литогенного) и “first cycle” (петрогенного) материала. Это ведет к образованию соответственно литогенных и петрогенных обломочных пород. Концептуальные вопросы разграничения указанных осадочных образований рассмотрены Р. Коксом с соавторами [Cox et al., 1995], а также Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [2000]².

Состав пород в областях размыва/состав субстрата в областях седиментации. Достаточно эффективным методом реконструкции состава пород на палеоводосборах является анализ присущих тонкозернистым терригенным образованиям значений индикаторных отношений редких и рассеянных элементов (Th/Sc, La/Sc, La/Co, Th/Co, Th/Cr и V/Ni и др.). Считается, что они заметно не меняются в процессах литогенеза и метаморфизма и отражают значения указанных параметров в магматических породах разного состава [Wronkiewicz, Condie, 1987; McLennan, 1989; Condie, 1993; Taylor, McLennan, 1995; Cox et al., 1995; Cullers, 1995; Интерпретация..., 2001; Geochemistry..., 2003; Маслов, 2005; и др.]. Состав пород в источниках сноса и тип размывавшейся верхней коры контролируют также разнообразие нормированных по хондриту спектров распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в постархейских тонкозернистых обломочных породах [McLennan et al., 1990; Taylor, McLennan, 1995].

Для расшифровки *палеогеодинамических обстановок* формирования терригенных толщ в 1980-х гг. разработан ряд дискриминантных диаграмм. Так, в публикации [Maynard et al., 1982] для разграничения отложений активных и пассивных континентальных окраин предложена диа-

грамма $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$. В целях идентификации обстановок накопления граувакк созданы диаграммы $(Fe_2O_3^* + MgO)-K_2O/Na_2O$, $(Fe_2O_3^* + MgO)-Al_2O_3/SiO_2$ и др. [Bhatia, 1983], а несколько позднее – диаграмма SiO_2-K_2O/Na_2O^3 [Roser, Korsch, 1986]. Наряду с данными по распределению в песчаниках и глинистых породах редких и рассеянных элементов указанные диаграммы в настоящее время широко применяются для реконструкции палеогеодинамических обстановок формирования осадочных и осадочно-метаморфических образований различного возраста [Hossain et al., 2010; Descourvieres et al., 2011; Tang et al., 2012; Shia et al., 2013; Chen et al., 2014; Imchen et al., 2014; и др.]. Достоинства и недостатки каждой из них в последние годы активно обсуждаются [Armstrong-Altrin, Verma, 2005; Ryan, Williams, 2007; Маслов и др., 2012б, в; Caracciolo et al., 2012; Verma, Armstrong-Altrin, 2013; и др.]. С. Верма и Дж. Армстронг-Алтрин [Verma, Armstrong-Altrin, 2013] предложили недавно две новые факторные диаграммы для разграничения рифтогенных, островодужных и коллизионных осадочных ассоциаций, однако проведенное нами [Маслов и др., 2016а] сопоставление дискриминантных диаграмм разных поколений показало, что они позволяют разграничить терригенные ассоциации только с определенной долей условности.

Реконструкция *палеоклимата* по литохимическим данным основана на определении степени зрелости тонкой алюмосиликокластики, поступающей с палеоводосборов в области осадконакопления. Показателями зрелости являются гидролизатный $(Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO)/SiO_2$ и алюмокремниевый Al_2O_3/SiO_2 модули, а также химический индекс изменения (CIA) – $100 \times Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO^{*4} + Na_2O + K_2O)$, химический индекс выветривания (CIW) – $100 \times Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O)$, индекс вариаций состава

³ Как подчеркнуто рецензентом, “содержание щелочей, безусловно, несет важную информацию, но оно может быть изменено под воздействием калиевого метасоматоза, довольно широко распространенного в осадочных бассейнах, особенно докембрийского возраста. Проводилось ли исследование наличия/отсутствия метасоматических преобразований в изучаемых осадочных породах? Этот вопрос следует рассмотреть в тексте”. С этим замечанием трудно не согласиться, однако диаграммы с K_2O/Na_2O широко используются разными авторами для реконструкции палеогеодинамических обстановок формирования отложений весьма широкого возрастного диапазона (от позднего архея [Budi-hal, Puja, 2012] до голоцена [Das et al., 2006]) и обозначенная проблема не играет при этом существенной роли. Мы постараемся рассмотреть ее специально в будущем, так как сильно стеснены правилами в отношении объема публикации (см. также раздел “Результаты ранее проведенных исследований”).

⁴ Здесь CaO^* – содержание оксида кальция в алюмосиликокластической матрице.

² Здесь и далее вследствие ограниченного объема статьи мы не приводим какие-либо конкретные значения тех или иных модулей, индексов, отношений и т. п., отсылая заинтересованного читателя к соответствующим публикациям и работе [Маслов, 2005].

(IVC) – $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)/\text{Al}_2\text{O}_3$, плагиоклазовый индекс (PIA) – $100 \times \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ и др. [Юдович, 1981; Nesbitt, Young, 1982; Harnois, 1988; Visser, Young, 1990; Cox et al., 1995; Fedo et al., 1995; Юдович, Кетрис, 2000]. Расчет модулей ведется непосредственно по данным валовых химических анализов, тогда как значения индексов определяются по молекулярным количествам оксидов. Ранее для этой же цели была предложена диаграмма $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{п.п.п.}) - (\text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O})$ [Ронов, Хлебникова, 1961]. Действенным инструментом при анализе процессов выветривания на палеоводосборах являются также диаграммы A–CN–K и (A–K)–C–N [Nesbitt, Young, 1982; Fedo et al., 1995].

В качестве показателя *окислительно-восстановительных особенностей придонных вод бассейнов седиментации* в отечественной литературе используется преимущественно отношение Mo/Mn – так называемый “коэффициент стагнации” [Холодов, Недумов, 1991, 2005; Гаврилов и др., 2002; Бяков, Ведерников, 2007]. В зарубежных публикациях приводится более широкий спектр такого рода индикаторов – Ni/Co, V/Cr, V/(V + Ni), Re/Mo, Mo/Co, V/Co и др. [Hatch, Leventhal, 1992; Jones, Manning, 1994; Rachold, Brumsack, 2001; Rimmer, 2004; Turgeon, Brumsack, 2006; и др.], однако применение их не всегда дает согласующиеся результаты [Маслов и др., 2003a].

Индикатором наличия в осадках *продуктов подводных эксгальций* является титановый модуль (модуль Страхова) – $(\text{Fe} + \text{Mn})/\text{Ti}$ [Страхов, 1976]. Другим индикатором подобного рода служит алюминиевый модуль (модуль Бострёма) – $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ [Bostrom, 1973]. Предложен и ряд иных индикаторов [Стрекопытов и др., 1995; Geochemistry..., 2003; и др.].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Состав глинистых пород. На диаграмме K/Al–Mg/Al [Turgeon, Brumsack, 2006] точки глинистых пород редкинских и беломорского региоярусов Среднего Урала в основном сосредоточены в области состава, в существенной степени близкой к составу иллит (рис. 3а, б). При этом не наблюдается какого-либо различия между составом глинистых пород различных регионов. Подавляющая часть исследованных нами образцов глинистых пород котлинского региояруса Среднего Урала, Вычегодского прогиба, Юго-восточного Беломорья и Лужско-Ладужской моноклинали также имеют состав близкий к составу гидрослюдистых глин. Существенная же часть глинистых пород этого региояруса, развитых на западном склоне Южного Урала содержит, по всей видимости, некоторую долю хлорита (рис. 3в).

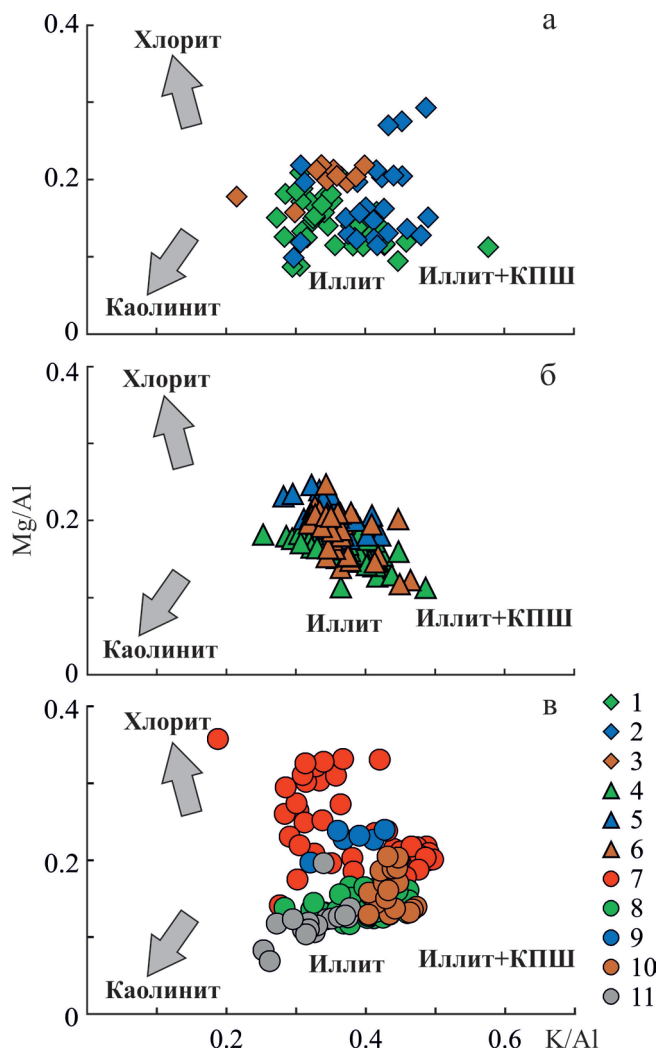


Рис. 3. Положение точек состава глинистых пород верхнего венда разных регионов востока, северо-востока и севера Восточно-Европейской платформы на диаграмме K/Al–Mg/Al.

а – редкинский региоярус, б – беломорский региоярус, в – котлинский региоярус; 1–3 – редкинский региоярус: 1 – Средний Урал, 2 – Вычегодский прогиб, 3 – Юго-восточное Беломорье; 4–6 – беломорский региоярус: 4 – Средний Урал, 5 – Вычегодский прогиб, 6 – Юго-восточное Беломорье; 7–11 – котлинский региоярус: 7 – Южный Урал, 8 – Средний Урал, 9 – Вычегодский прогиб, 10 – Юго-восточное Беломорье, 11 – Лужско-Ладужская моноклинали.

Fig. 3. Location of the Upper Vendian clay rock data points of different regions of the East European Platform on the diagram K/Al–Mg/Al.

а – Redkinian Regional Stage, б – Belomorian Regional Stage, в – Kotlinian Regional Stage; 1–3 – Redkinian Regional Stage: 1 – Central Urals, 2 – Vychehga Trough, 3 – Southeast White Sea area; 4–6 – Belomorian Regional Stage: 4 – Central Urals, 5 – Vychehga Trough, 6 – Southeast White Sea area; 7–11 – Kotlinian Regional Stage: 7 – South Urals, 8 – Central Urals, 9 – Vychehga Trough, 10 – Southeast White Sea area, 11 – Luga-Ladoga monocline.

На диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ (диаграмма НКМ–ФМ) [Юдович, Кетрис, 2000] точки глинистых пород редкинско-го региояруса в основном сконцентрированы в поле V (хлорит-сметтит-гидрослюдистые глины) (рис. 4а). Весьма однородным распределением на данном графике характеризуются породы беломорского региояруса, точки состава которых расположены как в поле IV (хлорит-гидрослюдистые глины), так и в поле V (рис. 4б). В этих же преимущественно полях присутствуют точки тонкозернистых обломочных образований котлинского региояруса, представляющие западный склон Среднего Урала, юго-восточную часть Мезенской впадины и юго-восточный склон Балтийского щита (рис. 4в). Состав существенной части глинистых пород данного уровня верхнего венда Южного Урала отвечает полям III (преимущественно хлоритовые с примесью Fe-гидрослюды глины) и IV, а точки глинистых пород василеостровской свиты локализованы в основном в поле II (преимущественно смектитовые с примесью каолинита и гидрослюды глины). Исходя из сказанного, можно сделать вывод о том, что составы исследуемых нами образований являются в значительной степени сопоставимыми.

Рециклиг. Средняя величина $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в тонкозернистых обломочных образованиях редкинско-го региояруса Среднего Урала составляет 0.23 ± 0.04 . В скважинах Кельтминская-1 (Вычегодский прогиб) и Тучкино-1000 (Юго-восточное Беломорье) средние значения рассматриваемого параметра в глинистых породах данного уровня примерно такие же (0.24 ± 0.03 и 0.23 ± 0.02). Единственное отличие среднеуральского района – большая максимальная величина $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0.37 против 0.28 и 0.25). Глинистые породы беломорского региояруса во всех трех перечисленных районах также имеют сходные средние значения $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0.24 ± 0.02 , 0.22 ± 0.02 и 0.23 ± 0.02), принципиально указанные величины не отличаются от тех, что характерны для пород редкинско-го уровня. Для тонкозернистых обломочных пород котлинского региояруса в разрезах Южного и Среднего Урала, а также Вычегодского прогиба и Юго-восточного Беломорья свойственны немного большие средние величины $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (от 0.24 ± 0.02 до 0.28 ± 0.01), тогда как глинистые породы котлинского региояруса Лужско-Ладожской моноклинали имеют минимальное среди всех проанализированных нами объектов среднее значение данного параметра (0.21 ± 0.02 , минимум – 0.16, максимум – 0.24). Показательно, что максимальные величины $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в тонкозернистых обломочных породах котлинского региояруса различных районов достигают 0.30–0.32 (соответственно, Средний Урал и Юго-восточное Беломорье, и Южный Урал). Приведенные данные показывают, что глинистые породы верхнего венда сложены, по всей видимости,

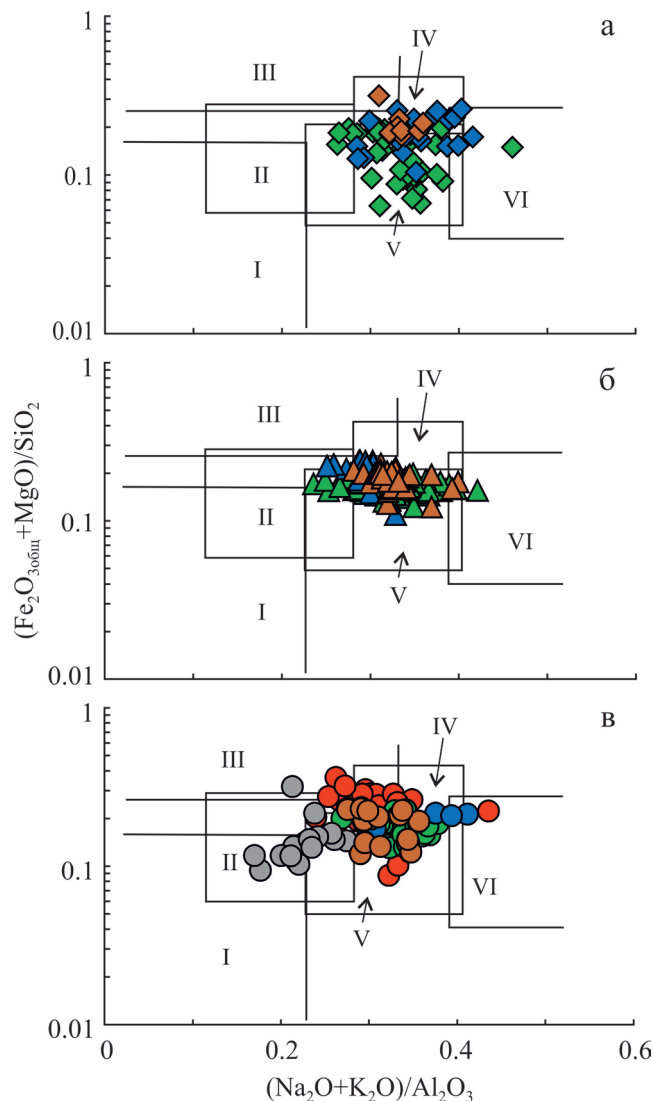


Рис. 4. Положение точек состава глинистых пород верхнего венда разных регионов Восточно-Европейской платформы на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ (диаграмма НКМ–ФМ).

Поля состава глин: I – преимущественно каолинитовых, II – преимущественно смектитовых с примесью каолинита и гидрослюды, III – преимущественно хлоритовых с примесью Fe-гидрослюды, IV – хлорит-гидрослюдистых, V – хлорит-сметтит-гидрослюдистых, VI – гидрослюдистых со значительной примесью дисперсных полевых шпатов. Остальные условные обозначения – см. рис. 3.

Fig. 4. Location of the Upper Vendian clay rock data points of different regions of the East European Platform on the diagram $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$.

Fields of clay composition: I – predominantly kaolinite, II – predominantly smectite with an admixture of kaolinite and hydromica, III – mainly chlorite with an admixture of Fe-hydromica, IV – chlorite-hydromica, V – chlorite-smectite-hydromica, VI – hydromica with a significant admixture of dispersed feldspars. For the others symbols see Fig. 3.

обломочным материалом, в той или иной степени литогенным.

Индикатором степени рециклирования тонкой алюмосиликокластики является также отношение Zr/Sc [McLennan et al., 1993; Condie et al., 2001]. Как показано С. МакЛеннаном с соавторами [McLennan et al., 1993], значения данного параметра, составляющие более 20, указывают на рециклирование обломочного материала в процессе седиментации. В исследованных нами примерах средние величины Zr/Sc в основном составляют менее 20, т. е. состав глинистых сланцев в основном контролируется составом пород в областях размыва. Этот вывод несколько контрастирует с данными, полученными по отношению K_2O/Al_2O_3 , однако нам важно другое, а именно то, что глинистые породы разных региоярусов в различных частях Восточно-Европейской платформы и ее периферии практически сопоставимы друг с другом по данному параметру. Например, Zr/Sc_{cp} для глинистых пород беломорского яруса Среднего Урала составляет 13 ± 5 , Вычегодского прогиба – 12 ± 5 , Юго-восточного Беломорья – 14 ± 6 . Для глинистых пород котлинского региояруса Среднего Урала величина Zr/Sc_{cp} равна 12 ± 3 , Вычегодского прогиба – 12 ± 5 , Юго-восточного Беломорья – 17 ± 8 и Южного Урала – 18 ± 7 .

Источники сноса. Исходя из соотношений La/Yb и Th/Ta в тонкозернистых обломочных породах верхнего венда всех регионов (рис. 5) можно сделать вывод о том, что состав пород в источниках сноса был в целом близок к составу архейских и протерозойских гранитов, а также PAAS. Роль основных

магматических образований в формировании глинистых пород была второстепенной. Это подтверждается и распределением точек глинистых пород на диаграмме $La/Sc-Th/Co$ (рис. 6).

Палеогеодинамика. В соответствии с представлениями [Аксенов, 1985; Вендская..., 1985; Гражданкин, 2003; Grazhdankin, 2004; Гражданкин и др., 2010; и др.], рассматриваемые нами образования как формировались в достаточно спокойных внутрикратонных обстановках, так и участвовали в выполнении различных типов форландовых прогибов. На диаграмме SiO_2-K_2O/Na_2O [Roser, Korsch, 1986] приблизительно 70% точек состава тонкозернистых обломочных образований редкинского и беломорского региоярусов сосредоточено в поле активных континентальных окраин (рис. 7а, б). Распределение точек тонкозернистых обломочных образований котлинского региояруса здесь несколько иное (рис. 7в). Породы южноуральского региона образуют два кластера, один из которых тяготеет к границе полей океанических островных дуг и активных континентальных окраин, а второй локализован в поле пассивных континентальных окраин; причина этого пока не вполне понятна. Все точки глинистых образований котлинского региояруса Юго-восточного Беломорья сосредоточены в поле пассивных континентальных окраин. К этому же полю приурочены точки глинистых пород василеостровской свиты Лужско-Ладожской моноклинали.

На диаграмме $Th-La-Sc$ глинистые породы редкинского региояруса Юго-восточного Беломорья и Вычегодского прогиба в основном сосредоточены в поле континентальных островных дуг, тогда как

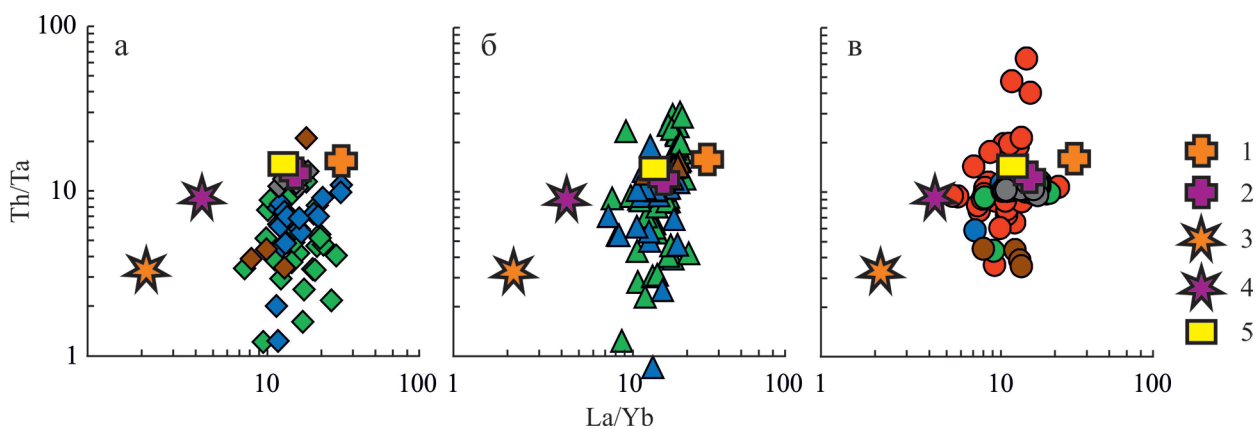


Рис. 5. Положение фигуративных точек состава тонкозернистых обломочных пород верхнего венда разных регионов Восточно-Европейской платформы на диаграмме $La/Yb-Th/Ta$.

1 – архейские гранитоиды, 2 – протерозойские гранитоиды, 3 – позднеархейские базальты, 4 – раннепротерозойские базальты, 5 – PAAS, все по [Condie, 1993]. Остальные условные обозначения – см. рис. 3.

Fig. 5. Location of the Upper Vendian clay rock data points of different regions of the East European Platform on the $La/Yb-Th/Ta$ diagram.

1 – Archean granitoids, 2 – Proterozoic granitoids, 3 – Late Archean basalts, 4 – Early Proterozoic basalts, 5 – PAAS, all by [Condie, 1993]. For the remaining symbols see Fig. 3.

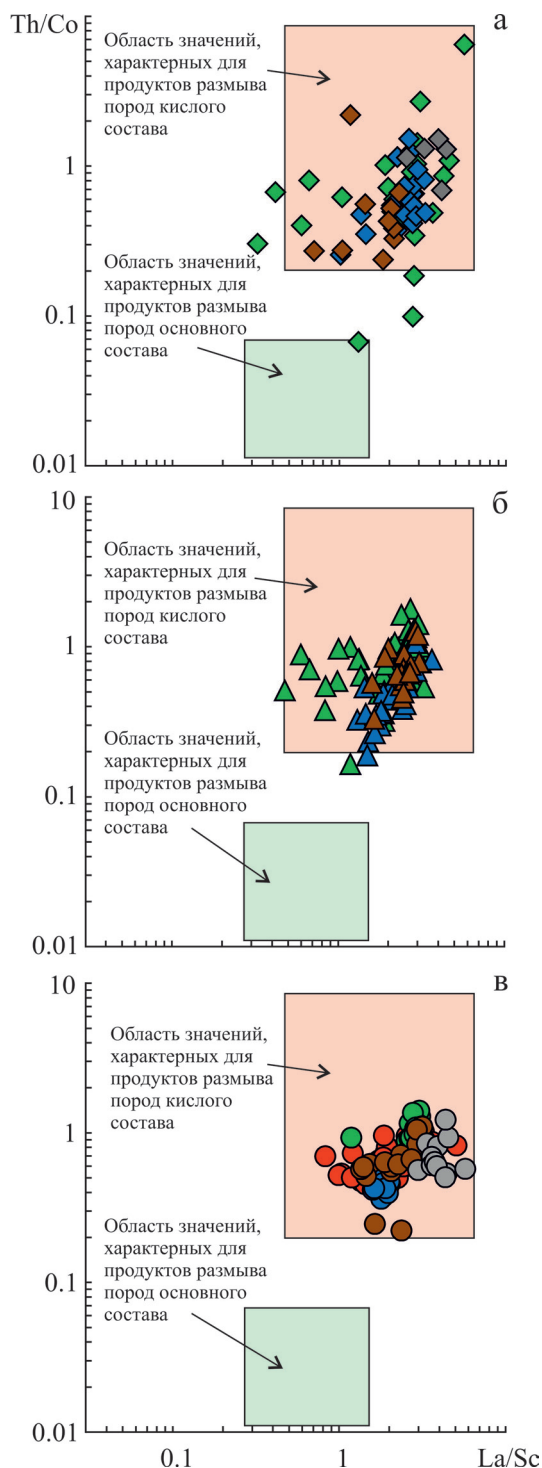


Рис. 6. Положение фигуративных точек состава глинистых пород верхнего венда разных регионов Восточно-Европейской платформы на диаграмме La/Sc–Th/Co.

Условные обозначения – см. рис. 3.

Fig. 6. Location of the Upper Vendian clay rock data points of different regions of the East European Platform on the diagram La/Sc–Th/Co.

Legend see Fig. 3.

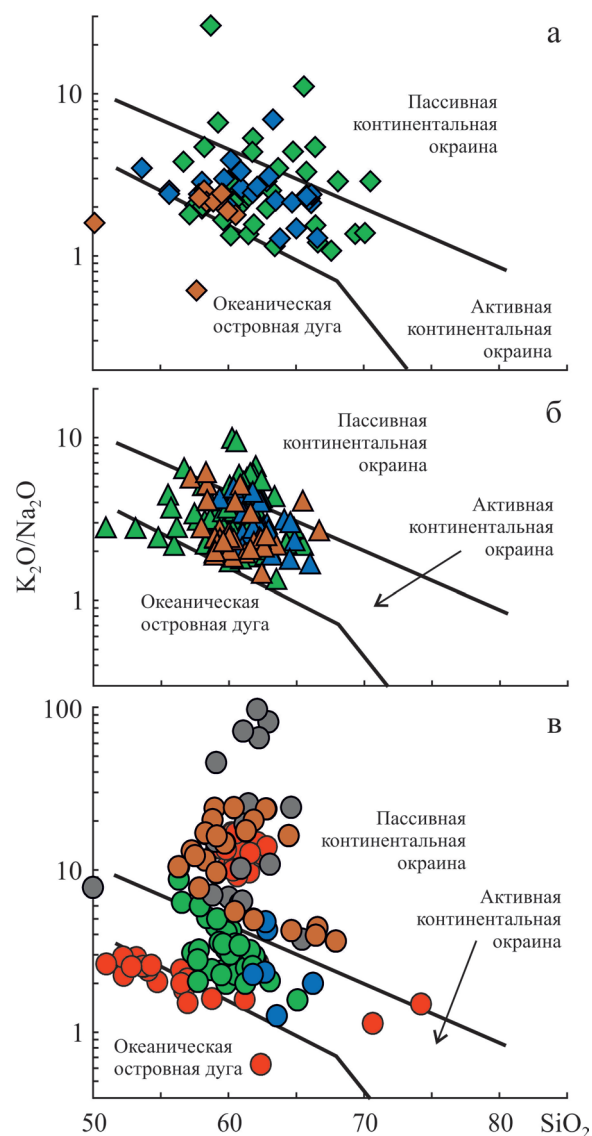


Рис. 7. Положение фигуративных точек состава глинистых пород верхнего венда разных регионов Восточно-Европейской платформы на диаграмме SiO₂–(K₂O/Na₂O).

Условные обозначения – см. рис. 3.

Fig. 7. Location of the Upper Vendian clay rock data points of different regions of the East European Platform on the diagram SiO₂–(K₂O/Na₂O).

Legend see Fig. 3.

тонкозернистые обломочные породы Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория распределены во всех трех классификационных полях (рис. 8а). Почти также локализованы на данной диаграмме точки состава глинистых сланцев и аргиллитов беломорского региояруса (рис. 8б), а распределение точек глинистых пород котлинского региояруса более компактно: области пород Южного и Среднего Урала, а также Вычегодского прогиба, юго-

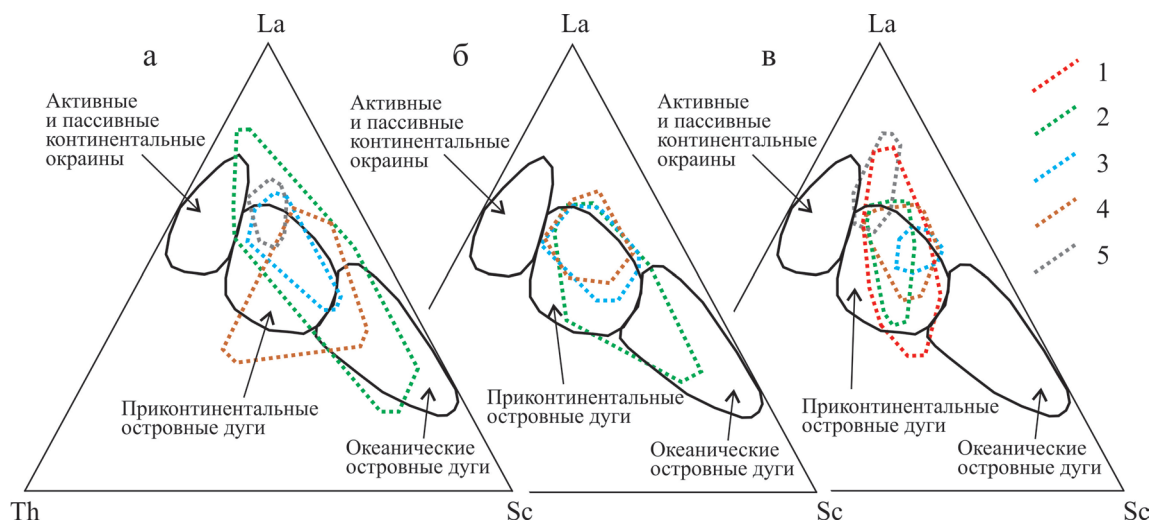


Рис. 8. Положение полей глинистых пород верхнего венда разных регионов востока, северо-востока и севера Восточно-Европейской платформы на диаграмме Th–La–Sc.

а – редкинский региоярус, б – беломорский региоярус, в – котлинский региоярус; 1 – Южный Урал, 2 – Средний Урал, 3 – Вычегодский прогиб, 4 – Юго-восточное Беломорье, 5 – Лужско-Ладожская моноклиналь.

Fig. 8. Location of the Upper Vendian clay rock fields of the different regions of the east, northeast and north of the East European Platform in the Th–La–Sc diagram.

а – Redkinian Regional Stage, б – Belomorian Regional Stage, в – Kotlinian Regional Stage; 1 – South Urals, 2 – Central Urals, 3 – Vycheгда Trough, 4 – Southeast White Sea area, 5 – Luga-Ladoga monocline.

восточного и южного склонов Балтийского щита почти в точности отвечают полю континентальных островных дуг (рис. 8в).

Палеоклимат. Величина гидролизатного модуля (ГМ) в глинистых породах венда в разрезе Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория незначительно растет снизу вверх – в породах редкинского региояруса она составляет 0.40 ± 0.07 , а в породах котлинского региояруса увеличивается до 0.44 ± 0.04 . Для тонкозернистых обломочных пород редкинского региояруса от Среднего Урала до Юго-восточного Беломорья наблюдается рост ГМ от 0.40 ± 0.07 до 0.47 ± 0.08 . Примерно такая же тенденция свойственна глинистым породам беломорского региояруса. Распределение величины ГМ в породах котлинского уровня более сложное. Минимальное среднее значение ГМ (0.41 ± 0.02) характерно здесь для пород Вычегодского прогиба. На юг данный параметр постепенно растет и в глинистых породах Башкирского мегантиклинория достигает 0.46 ± 0.08 . В разрезах котлинского региояруса Юго-восточного Беломорья и Лужско-Ладожской моноклинали он также выше (0.44 ± 0.06), чем в Вычегодском прогибе. В целом же можно сделать вывод о том, что на рассматриваемой нами территории заметных различий по величине ГМ между отложениями различных региоярусов не наблюдается. Континентальные глины холодного и умеренно холодного климата и те же глины жаркого и влажного тропического клима-

та имеют значения ГМ, соответственно 0.31 и 0.63 [Ронов, Хлебникова, 1961].

Средние значения CIA в глинистых породах верхнего венда Среднего Урала практически идентичны (редкинский региоярус – 68 ± 3 , беломорский – 69 ± 3 , котлинский – 69 ± 2). Нет каких-либо выраженных вариаций CIA_{ср} и в породах редкинско-го и беломорского региоярусов других регионов. Для котлинского региояруса картина иная. Минимальная средняя величина CIA составляет здесь 65 ± 3 и характерна для пород юго-восточной части Мезенской впадины. На северо-восток от данного района она растет до 72 ± 2 (Юго-восточное Беломорье) и 78 ± 3 (Лужско-Ладожская моноклиналь). Южнее также можно видеть некоторый рост CIA_{ср}: Средний Урал – 69 ± 2 , Южный Урал – 68 ± 4 . Таким образом, приведенные данные показывают, что в условиях, близких к гумидным, формировались, по всей видимости, только глинистые породы котлинского региояруса Юго-восточного Беломорья и Лужско-Ладожской моноклинали.

Критериев для установления того, что величина CIA⁵ действительно отражает климатические

⁵ При анализе палеоклиматических трендов, зафиксированных в составе глинистых пород рифея Башкирского мегантиклинория, нами уже было показано, что графическая корректировка величин CIA на диаграмме A–CN–K не является эффективной мерой для “снятия” влияния K-метасоматоза на состав осадков, которого к

обстановки осадконакопления, а не влияние состава пород в источниках сноса, предложено несколько [Taylor, McLennan, 1985; Li, Yang, 2010; Shao, Yang, 2012; Meunier et al., 2013; и др.]. Одним из них является наличие или отсутствие корреляции между CIA и рядом индикаторных отношений элементов-примесей, например Th/Sc, La/Sc или Th/Cr, отражающих состав пород в областях размыва. Мы провели такого рода исследование применительно к тонкозернистым обломочным породам ряда литостратиграфических подразделений (свит) венда Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория. В результате выяснилось, что для глинистых пород чернокаменной свиты характерна незначительная положительная корреляция между Th/Sc и CIA ($r = 0.18$). Тонкозернистые обломочные породы перевалокской свиты обладают выраженной отрицательной корреляцией между указанными параметрами. Сходные соотношения характерны для La/Sc и CIA, а также Th/Cr и CIA. Таким образом, на примере глинистых пород верхнего венда Среднего Урала можно сделать вывод о том, что в ряде случаев значения CIA, по всей видимости, действительно отражают палеоклимат времени осадконакопления, в других же ситуациях величина CIA зависит в существенной степени от состава размывавшихся на палеоводосборах пород. Такая же картина характерна и для выборок, представляющих глинистые породы разных региоярусов верхнего венда на северо-востоке и севере ВЕП. Следовательно, и к информации, полученной при использовании различных палеоклиматических индикаторов и индексов, отношение должно быть достаточно осторожным. В то же время, по данным палеомагнитных исследований [Федорова и др., 2014], в конце венда ВЕП находилась в приэкваториальных широтах.

Окислительно-восстановительные характеристики придонных слоев воды. Минимальная средняя величина коэффициента стагнации (Mo/Mn) для всех исследованных аналитических выборок составляет 0.0006 ± 0.0002 (котлинский региоярус, скв. Кельтминская-1) и 0.0006 ± 0.0005 (котлинский региоярус, Южный Урал). Максимальное среднее значение Mo/Mn примерно в 3 раза выше – 0.0016 ± 0.0011 (котлинский региоярус, Средний Урал), тогда как в индивидуальных образцах максимальная величина данного параметра достигает 0.0051 (беломорский региоярус, Средний Урал). В целом все сказанное не позволяет считать, что накопление осадочных толщ верхнего венда на рассматриваемой территории

происходило при заметных восстановительных обстановках.

Ранее на примере современных донных осадков Дербентской и Южно-Каспийской впадин, накапливающихся в восстановительных обстановках в придонном слое воды, установлено [Маслов и др., 2015e], что величины коэффициентов обогащения (EF, enrichment factor⁶) для Mo и U в подобных условиях достигают 14–22 и 6–7 соответственно, тогда как значения EF для ряда других, чувствительных к вариациям окислительно-восстановительных параметров среды элементов (Cr, Ni, V, Th и др.), не превышают 1.3–1.6. Для тонкозернистых обломочных пород венда востока, северо-востока и севера ВЕП максимальная средняя величина EF_{Mo} составляет 0.21, а EF_U – 0.80. В индивидуальных образцах параметр EF_{Mo} достигает максимальной величины 1.12 в глинистых породах редкинского региояруса Среднего Урала, наибольшее значение EF_U (3.30) характерно для глинистых пород котлинского региояруса Юго-восточного Беломорья. Приведенные данные подтверждают вывод о формировании отложений венда на рассматриваемой нами территории преимущественно или почти исключительно в хорошо аэрируемых обстановках.

Эксталяционные компоненты. Максимальная средняя величина модуля Страхова в тонкозернистых обломочных породах венда всех проанализированных нами осадочных последовательностей составляет 14, минимальная – 9. Такие значения $(Fe + Mn)/Ti$ отвечают, по представлениям Н.М. Страхова [1976], осадочным образованиям, не содержащим в своем составе каких-либо эксталятивных компонентов. Средние значения модуля Бострёма, варьирующие от 0.52 до 0.68, также позволяют считать, что глинистые породы венда востока, северо-востока и севера ВЕП лишены продуктов вулканических эманаций.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование литогеохимических характеристик, присущих глинистым породам венда, показало следующее:

1) химический и вещественный состав глинистых пород в существенной степени сходен; некоторым исключением является только часть образцов аргиллитов котлинского региояруса Южного Урала, имеющих, вероятно, несколько большее количество хлорита;

тому же в большинстве случаев реально не было. Соответственно, для заметно менее преобразованных постседиментационными процессами, чем рифейские, глинистых пород венда ВЕП обязательный учет влияния К-метасоматоза нам представляется чрезмерным.

⁶ Коэффициент обогащения осадочной породы тем или иным элементом (Э) рассчитывается путем нормирования к Al ($Э_{обр}/Al_{обр}$) и сопоставлением [Calvert, Pedersen, 1993; Tribovillard et al., 2006] полученных значений с величинами соответствующих отношений в среднем сланце [Wedepohl, 1991].

2) средние значения K_2O/Al_2O_3 для глинистых пород редкинско-беломорского региона варьируют от 0.22 до 0.24; для глинистых пород котлинского региона границы изменения значений данного параметра несколько шире (0.21–0.28), это позволяет считать, что доля рециклированной тонкой алюмосиликокластики в осадочных образованиях верхнего венда достаточно существенна;

3) снизу вверх по разрезу верхнего венда, как и вкрест палеосклона Мезенского бассейна, не наблюдается каких-либо отчетливых признаков изменения состава пород в областях размыва; единственное исключение здесь – несколько более основной состав пород на палеоводосборах, являвшихся источниками обломочного материала для отложений беломорского региона Вычегодско-го прогиба;

4) можно предполагать заметное сходство палеогеодинимических обстановок накопления осадочных последовательностей венда на рассматриваемой территории (в терминологии Б. Розера и Р. Корша по соотношению SiO_2 и K_2O/Na_2O это в основном образования активных континентальных окраин); исключение составляют только глинистые породы котлинского региона Юго-восточного Беломорья и Лужско-Ладужской моноклинали, которые формировались, по всей видимости, в тектонически несколько более спокойных обстановках или сложены материалом, поступавшим из таких обстановок;

5) снизу вверх по разрезу верхнего венда, а также вкрест палеосклона Мезенского бассейна не наблюдается каких-либо тенденций в изменении значений ГМ и CIA в глинистых породах; если абстрагироваться от присутствия в их составе той или иной доли рециклированной алюмосиликокластики, можно считать, что большинство исследованных осадочных последовательностей являются образованиями умеренного или семиаридно-сезонного климата;

6) накопление глинистых пород венда на востоке, северо-востоке и севере ВЕП происходило в окислительных водных обстановках;

7) на протяжении позднего венда влияния процессов вулканизма на осадконакопление не наблюдается;

8) в редкинско-беломорское время формирование глинистых пород происходило в достаточно сходных обстановках. В котлинское время наблюдается некоторый разброс значений ряда параметров, но в целом он не превышает статистических погрешностей.

Таким образом, очевидно отсутствие каких-либо принципиальных вариаций основных параметров осадконакопления на востоке, северо-востоке и севере ВЕП на протяжении всего позднего венда. Не было их, вероятно, и между отдельными районами указанной территории на том или ином этапе.

Вместе с тем в целом в позднем венде можно увидеть ряд крупных этапов макроэволюционных и макроэкологических преобразований [Grazhdankin, 2014]. Так, на редкинском этапе в низкоэнергетических обстановках внутреннего шельфа формируется авалонская экологическая ассоциация макроорганизмов, представленная фрондоморфами и вендобиионтами. Предполагается, что возникновение сообществ этого типа могло быть следствием роста содержания O_2 в Мировом океане [Canfield et al., 2007] или появления новых механизмов функционирования экосистем [Lenton et al., 2014]. Кроме того, на данном этапе стали появляться и организмы из группы палеопасцихид. Беломорский этап характеризовался диверсификацией фрондоморфных организмов и миграцией вендобиионтов в обстановки с относительно более высокой энергией среды, широкой экспансией и богатым видовым разнообразием палеопасцихид, а также появлением трибрахиоморф и билатераломорф. Именно в это время бентосные мягкотелые организмы формируют три различающиеся между собой экологические ассоциации – сообщества авалонского, эдиакарского и намского типа [Grazhdankin, 2014]. Одновременно у билатерий сформировалась способность к перемешиванию осадка [Rogov et al., 2012], что должно было сказаться на структуре и функционировании морских экосистем. В котлинское время произошло резкое сокращение таксономического разнообразия в сообществах эдиакарского типа в зоне волнения и течений, что рассматривается как результат вытеснения вендобиионтов, трибрахиоморф и билатераломорф животными (котлинский кризис). В это же время в обстановках каналов распределительной системы продолжала эволюционировать намская ассоциация [Grazhdankin, 2014], демонстрирующая относительно широкое распространение палеопасцихид и микробных сообществ арумбериоморфного типа [Kolesnikov et al., 2015, 2017].

Указанные преобразования, как представляется, на проанализированном нами материале, не были, по всей видимости, связаны с эволюцией основных факторов осадконакопления, а являлись, скорее всего, внутрисистемными кризисными экологическими перестройками, демонстрирующими начало широкого распространения мягкотелых организмов, последующее исчезновение основных групп и постепенное угасание всего биоразнообразия к началу кембрийского времени, когда мягкотелые организмы исчезли из ископаемой летописи. Таким образом, главная причина котлинского кризиса, на наш взгляд, скорее собственно биологическая эволюция, понимаемая в широком смысле как естественный процесс развития живых организмов, сопровождающийся изменением генетического состава популяций, возникновением адаптаций, появлением новых и угасанием ранее существовавших.

ших видов, а также преобразованием экосистем и биосферы в целом.

Авторы искренне признательны анонимному рецензенту, немногочисленные, но предельно четкие замечания и советы которого в немалой степени содействовали улучшению текста рукописи. Иллюстрации к статье выполнены Н.С. Глушковой и А.В. Колесниковым.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (гранты 15-05-01512, 14-05-00415, 16-35-00320).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аксенов Е.М. (1985) Венд Восточно-Европейской платформы. *Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы*. М.: Наука, 3-34.
- Бяков А.С., Ведерников И.Л. (2007) Свидетельства аноксии на рубеже перми и триаса в глубоководных фациях на Северо-Востоке Азии. *Докл. АН*, **417**(5), 654-656.
- Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. (1985) (Б.С. Соколов, М.А. Федонкин (отв. ред.)). М.: Наука, 222 с.
- Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Барабошкин Е.Ю., Щербинина Е.А. (2002) Аноксический раннемеловой бассейн Русской плиты: седиментология и геохимия. *Литология и полез. ископаемые*, (4), 359-380.
- Геология СССР. (1971) Т. 1. Геологическое описание. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. (В.С. Кофман, В.А. Селиванова (отв. ред.)). М.: Недра, 504 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. (2010) Серия Пермская. Лист О-40-XVII (Горнозаводск). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 262 с.
- Гражданкин Д.В. (2003) Строение и условия осадконакопления вендского комплекса в Юго-восточном Беломорье. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **11**(4), 3-34.
- Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж., Крупенин М.Т., Маслов А.В. (2011) Котлинский горизонт на Южном Урале. *Докл. АН*, **440**(2), 201-206.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В. (2015) Место венда в Международной стратиграфической шкале. *Геология и геофизика*, **56**(4), 703-717.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. (2010) Осадочные системы сыльвицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 280 с.
- Гражданкин Д.В., Наговицин К.Е., Маслов А.В. (2007) Миаохенская экологическая ассоциация позднего венда Восточно-Европейской платформы. *Докл. АН*, **417**(1), 73-78.
- Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н., Маслов А.В. (2005) Палеоклиматические обстановки формирования верхневендских отложений Беломорско-Кулойского плато (Юго-восточное Беломорье). *Литология и полез. ископаемые*, (3), 267-280.
- Интерпретация геохимических данных. (2001) (Отв. ред. Е.В. Скляр) М.: Интермет Инжиниринг, 288 с.
- Карпухина Е.В., Первов В.А., Журавлев Д.З. (2001) Петрология субщелочного вулканизма – индикатора поздневендского рифтогенеза, западный склон Урала. *Петрология*, **9**(5), 480-503.
- Маслов А.В. (2005) Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 289 с.
- Маслов А.В. (2014) Литогеохимический облик отложенный ашинской серии венда западного склона Южного Урала. *Литосфера*, (1), 13-32.
- Маслов А.В., Вовна Г.М., Киселёв В.И., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. (2012a) U-Pb-систематика обломочных цирконов из отложений серебрянской серии Среднего Урала. *Литология и полез. ископаемые*, (2), 180-196.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Ишерская М.В. (2012b) “Стандартные” дискриминантные палеогеодинамические диаграммы и платформенные песчаниковые ассоциации. *Отч. геология*, (3), 55-65.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н., Крупенин М.Т. (2013b) Особенности изменения ряда литогеохимических характеристик тонкозернистых обломочных пород позднего венда Мезенского палеобассейна. *Литосфера*, (3), 25-42.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. (2008) Состав питающих провинций и особенности геологической истории поздневендского Мезенского бассейна. *Литология и полез. ископаемые*, (3), 290-312.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н., Ишерская М.В., Крупенин М.Т., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Гареев Э.З., Лепихина О.П. (2009) Состав питающих провинций и особенности геологической истории поздневендского форландового бассейна Тиманского орогена. *Геохимия*, (12), 1294-1318.
- Маслов А.В., Козина Н.В., Ключиткин А.А., Новигатский А.Н., Филиппов А.С., Шевченко В.П. (2015e) Распределение редокс-чувствительных элементов в современных донных осадках Каспия. “Геология морей и океанов”. Мат-лы XXI Междунар. науч. конф. (школы) по морской геологии. Т. IV. М.: ГЕОС, 337-341.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Петров Г.А. (2003a) К оценке редокс-обстановок рифейских и вендских бассейнов осадконакопления западного склона Урала. *Литосфера*, (2), 75-93.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Корнилова А.Ю. (2007) Некоторые геохимические особенности и условия образования тонкозернистых терригенных пород серебрянской и сыльвицкой серий Среднего Урала. *Литосфера*, (2), 3-28.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гареев Э.З. (2012b) К оценке палеогеодинамических обстановок формирования осадочных последовательностей нижнего и среднего рифея Учуро-Майского региона и Башкирского мегантиклинория. *Тихоокеан. геология*, **31**(5), 55-68.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Мизенс Г.А., Ножкин А.Д., Фазлиахметов А.М., Малиновский А.И., Худoley А.К., Котова Л.Н., Купцова А.В., Гареев Э.З., Зайнуллин Р.И. (2016a) Дискриминантные палеогеодинамические диаграммы для терригенных пород: опыт сопоставления. *Геохимия*, (7), 579-595.

- Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Петров Г.А., Корнилова А.Ю., Лепихина О.П., Попова О.Ю. (2005) Систематика редкоземельных элементов и модельный возраст Nd в аргиллитах венда западного склона Среднего Урала. *Докл. АН*, **401**(5), 668-672.
- Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Петров Г.А., Корнилова А.Ю., Лепихина О.П. (2006а) Некоторые геохимические особенности тонкозернистых терригенных пород венда западного склона Среднего Урала и палеогеодинамические реконструкции. *Отчет. геология*, (1), 34-40.
- Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Петров Г.А., Корнилова А.Ю., Лепихина О.П., Попова О.Ю. (2006б) Систематика редкоземельных элементов, Th, Hf, Sc, Co, Cr и Ni в глинистых породах серебрянской и сыльвицкой серий венда западного склона Среднего Урала – инструмент мониторинга состава источников сноса. *Геохимия*, (6), 610-632.
- Маслов А.В., Ялышева А.И., Подковыров В.Н., Главатских С.П., Граунов О.В., Сергеева Н.Д. (2016) Литохимический состав песчаников ашинской серии венда Южного Урала. *Литология и полез. ископаемые*, (5), 347-374.
- Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. (2005) Допалеозойские магматические комплексы Кваркушско-Каменногорского антиклинория (Средний Урал): новые данные по геохимии и геодинамике. *Литосфера*, (4), 42-69.
- Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Маслов А.В. (2011) Литогеохимия тонкозернистых обломочных пород венда южной части Вычегодского прогиба. *Литология и полез. ископаемые*, (5), 484-504.
- Ронкин Ю.Л., Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Мизенс Г.А., Матуков Д.И., Крупенин М.Т., Петров Г.А., Лепихина О.П., Корнилова А.Ю. (2006) U–Pb (SHRIMP-II)-возраст цирконов из пепловых туфов чернокаменской свиты сыльвицкой серии венда (Средний Урал). *Докл. АН*, **411**(3), 354-359.
- Ронов А.Б., Хлебникова З.В. (1961) Химический состав важнейших генетических типов глин. *Геохимия*, (6), 449-469.
- Соколов Б.С. (1980) Вендская система: предкембрийская геобиологическая среда. *Палеонтология. Стратиграфия. Международный геологический конгресс. XXVI сессия*. Доклады советских геологов. М.: Наука, 9-21.
- Соколов Б.С. (1995) Вендская система и “неопротерозой-III”. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **3**(6), 51-67.
- Соколов Б.С. (2011) Хроностратиграфическое пространство литосферы и венд как геисторическое подразделение неопротерозоя. *Геология и геофизика*, **52**(10), 1334-1348.
- Страхов Н.М. (1976) Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 299 с.
- Стрекопытов С.В., Дубинин А.В., Волков И.И. (1995) Поведение РЗЭ, циркония и гафния в осадках и конкрециях Транстихоокеанского профиля. *Геохимия*, (7), 985-997.
- Федорова Н.М., Левашова Н.М., Меерт Дж.Дж., Маслов А.В., Крупенин М.Т. (2014) Новые палеомагнитные данные для Восточно-Европейской платформы по верхневендским отложениям западного склона Среднего Урала. *Докл. АН*, **456**(1), 77-81.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И. (1991) О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (12), 74-82.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И. (2005) О применении молибденового модуля к реконструкции газового состава вод меловой Атлантики. *Докл. АН*, **400**(2), 250-253.
- Юдович Я.Э. (1981) Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 276 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000) Основы литохимии. СПб.: Наука, 479 с.
- Armstrong-Altrin J.S., Verma S.P. (2005) Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic settings. *Sed. Geol.*, **177**, 115-129.
- Bhatia M.R. (1983) Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *J. Geol.*, **91**, 611-627.
- Bostrom K. (1973) The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments. *Stockholm Contrib. Geol.*, **27**(2), 148-243.
- Brasier M.D. (1992a) Background to the Cambrian Explosion. *J. Geol. Soc. London*, **149**, 585-587.
- Brasier M.D. (1992b) Nutrient-enriched waters and the early skeletal fossil record. *J. Geol. Soc. London*, **149**, 621-629.
- Brasier M.D., Lindsay J.F. (2001) Did Supercontinental Amalgamation Trigger the “Cambrian Explosion”? *The Ecology of the Cambrian Radiation*. (Eds A.Yu. Zhuravlev, R. Riding). N.Y.: Columbia University Press, 69-89.
- Budihal R.Y., Pujar G.S. (2012) Provenance and tectonic setting of Late Archaean greywackes from Dharwar craton: Karnataka, India. *Int. J. Sci. Res. Publ.*, **2**(11). <http://www.ijsrp.org/research-paper-1112/ijsrp-p1182.pdf>
- Butterfield N.J. (2007) Macroevolution and macroecology through deep time. *Palaeontol.*, **50**(1), 41-55.
- Butterfield N.J. (2011) Animals and the invention of the Phanerozoic Earth system. *Trends Ecol. Evol.*, **26**(2), 81-87.
- Calvert S.E., Pedersen T.F. (1993) Geochemistry of recent oxic and anoxic sediments: implications for the geological record. *Mar. Geol.*, **113**, 67-88.
- Canfield D.E., Poulton S.W., Narbonne G.M. (2007) Late Neoproterozoic deep-ocean oxygenation and the rise of animal life. *Science*, **315**, 92-95.
- Caracciolo L., von Eynatten H., Tolosana-Delgado R., Critelli S., Manetti P., Marchev P. (2012) Petrological, geochemical, and statistical analysis of Eocene–Oligocene sandstones of the Western Thrace basin, Greece and Bulgaria. *J. Sed. Res.*, **82**, 482-498.
- Chen M., Sun M., Cai K., Buslov M.M., Zhao G., Rubanova E.S. (2014) Geochemical study of the Cambrian–Ordovician meta-sedimentary rocks from the northern Altai–Mongolian terrane, northwestern Central Asian Orogenic Belt: Implications on the provenance and tectonic setting. *J. Asian Earth Sci.*, **96**, 69-83.
- Condie K.C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**, 1-37.
- Condie K.C., Lee D., Lang Farmer G. (2001) Tectonic setting and provenance of the Neoproterozoic Uinta mountain and Big Cottonwood groups, northern Utah: constraints from geochemistry, Nd isotopes, and detrital modes. *Sed. Geol.*, **141-142**, 443-464.
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. (1995) The influence

- of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 2919-2940.
- Cullers R.L. (1995) The control on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. *Chem. Geol.*, **123**, 107-131.
- Cullers R.L. (2002) Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chem. Geol.*, **191**, 305-327.
- Darroch S.A.F., Sperling E.A., Boag T.H., Racicot R.A., Mason S.J., Morgan A.S., Tweedt S., Myrow P., Johnston D.T., Erwin D.H. (2015) Biotic replacement and mass extinction of the Ediacara biota. *Proc. Royal Soc. B (Biol. Sci.)*, **282**, 1814, doi: 10.1098/rspb.2015.1003.
- Das B.K., Al-Mikhlaifi A.S., Kaur P. (2006) Geochemistry of Mansar Lake sediments, Jammu, India: Implication for source-area weathering, provenance, and tectonic setting. *J. Asian Earth Sci.*, **26**, 649-668.
- Descourvieres C., Douglas G., Leyland L., Hartog N., Prommer H. (2011) Geochemical reconstruction of the provenance, weathering and deposition of detrital-dominated sediments in the Perth Basin: The Cretaceous Leederville Formation, south-west Australia. *Sed. Geol.*, **236**, 62-76.
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. (1995) Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, **23**, 921-924.
- Fedonkin M.A., Gehling J.G., Grey K., Narbonne G.M., Vickers-Rich P. (2007) The Rise of Animals: Evolution and Diversification of the Kingdom Animalia. Baltimore: The Johns Hopkins University Press, 326 p.
- Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments. (2003) D.R. Lentz (Ed.). Geol. Ass. Canada. GeoText 4, 184 p.
- Grazhdankin D. (2004) Late Neoproterozoic sedimentation in the Timan foreland. *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica*. (Eds. D.G. Gee, V.L. Pease). L.: The Geological Society, 37-46.
- Grazhdankin D.V. (2014) Patterns of evolution of the Ediacaran soft-bodied biota. *J. Paleontol.*, **88**(2), 269-283.
- Guan C., Zhou C., Wang W., Wan B., Yuan X., Chen Z. (2014) Fluctuation of shelf basin redox conditions in the early Ediacaran: Evidence from Lantian Formation black shales in South China. *Prec. Res.*, **245**, 1-12.
- Hatch J.R., Leventhal J.S. (1992) Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, U.S.A. *Chem. Geol.*, **99**, 65-82.
- Harnois L. (1988) The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sed. Geol.*, **55**(3-4), 319-322.
- Hossain H.M.Z., Roser B.P., Kimura J.-I. (2010) Petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary Sylhet succession, northeastern Bengal Basin, Bangladesh: Provenance and source area weathering. *Sed. Geol.*, **228**, 171-183.
- Imchen W., Thong G.T., Ponggen T. (2014) Provenance, tectonic setting and age of the sediments of the Upper Disang Formation in the Phek District, Nagaland. *J. Asian Earth Sci.*, **88**, 11-27.
- Johnston D.T., Poulton S.W., Goldberg T., Sergeev V.N., Podkovyrov V., Vorob'eva N.G., Bekker A., Knoll A.H. (2012) Late Ediacaran redox stability and metazoan evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **335-336**, 25-35.
- Jones B., Manning D.A.C. (1994) Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chem. Geol.*, **111**, 111-129.
- Kolesnikov A.V., Marusin V.V., Nagovitsin K.E., Maslov A.V., Grazhdankin D.V. (2015) Ediacaran biota in the aftermath of the Kotlinian Crisis: Asha Group of the South Urals. *Prec. Res.*, **263**, 59-78.
- Kolesnikov A.V., Danelian T., Gommeaux M., Maslov A.V., Grazhdankin D.V. (2017) Arumberiamorph structure in modern microbial mats: implications for Ediacaran palaeobiology. *Bull. Soc. Géol. France*, **188**(1-2), 57-66.
- Kuznetsov N.B., Meert J.G., Romanyuk T.V. (2014) Ages of detrital zircons (U/Pb, LA-ICP-MS) from the Latest Neoproterozoic-Middle Cambrian (?) Asha Group and Early Devonian Takaty Formation, the Southwestern Urals: A test of an Australia-Baltica connection within Rodinia. *Prec. Res.*, **244**, 288-305.
- Lenton T.M., Boyle R.A., Poulton S.W., Shields-Zhou G.A., Butterfield N.J. (2014) Co-evolution of eukaryotes and ocean oxygenation in the Neoproterozoic era. *Nature Geosci.*, **7**, 257-265.
- Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. (2013) Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals. *Prec. Res.*, **236**, 16-30.
- Li C., Love G.D., Lyons T.W., Fike D.A., Sessions A.L., Chu X. (2010) A stratified redox model for the Ediacaran Ocean. *Science*, **328**, 80-83.
- Li C., Yang S. (2010) Is chemical index of alteration (CIA) a reliable proxy for chemical weathering in global drainage basins? *Am. J. Sci.*, **310**(2), 111-127.
- Maynard J.B., Valloni R., Ho Shing Ju (1982) Composition of modern deep-sea sands from arc-related basin. *J. Geol. Soc. Am. Spec. Publs.*, (10), 551-561.
- McLennan S.M. (1989) Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*. (Eds B.R. Lipin, G.A. McKay). *Rev. Mineral.*, **21**, 169-200.
- McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. (1993) Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. (Eds M.J. Johnsson, A. Basu). *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, **284**, 21-40.
- McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard J.B. (1990) Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 2015-2050.
- Meunier A., Caner L., Hubert F., El Albani A., Pret D. (2013) The weathering intensity scale (WIS): an alternative approach of the chemical index of alteration (CIA). *Am. J. Sci.*, **313**(2), 113-143.
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry

- of lutites. *Nature*, **299**, 715-717.
- Rachold V., Brumsack H.-J. (2001) Inorganic geochemistry of Albian sediments from the Lower Saxony Basin NW Germany: palaeoenvironmental constraints and orbital cycles. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **174**, 121-143.
- Rimmer S.M. (2004) Geochemical paleoredox indicators in Devonian–Mississippian black shales, Central Appalachian Basin (USA). *Chem. Geol.*, **206**, 373-391.
- Rogov V., Marusin V., Bykova N., Goy Yu., Nagovitsin K., Kochnev B., Karlova G., Grazhdankin D. (2012) The oldest evidence of bioturbation on Earth. *Geology*, **40**(5), 395-398.
- Rollinson H.R. (1994) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: London Group UK Ltd., 352 p.
- Roser B.D., Korsch R.J. (1986) Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *J. Geol.*, **94**(5), 635-650.
- Roser B.D., Korsch R.J. (1988) Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chem. Geol.*, **67**, 119-139.
- Ryan K.M., Williams D.M. (2007) Testing the reliability of discrimination diagrams for determining the tectonic depositional environment of ancient sedimentary basins. *Chem. Geol.*, **242**, 103-125.
- Sahoo S.K., Planavsky N.J., Kendall B., Wang X., Shi X., Scott C., Anbar A.D., Lyons T.W., Jiang G. (2012) Ocean oxygenation in the wake of the Marinoan glaciations. *Nature*, **489**, 546-549.
- Schroder S., Grotzinger J.P. (2007) Evidence for anoxia at the Ediacaran–Cambrian boundary: the record of redox-sensitive trace elements and rare earth elements in Oman. *J. Geol. Soc. London*, **164**, 175-187.
- Shao J.-Q., Yang S.-Y. (2012) Does chemical index of alteration (CIA) reflect silicate weathering and monsoonal climate in the Changjiang River basin? *Chinese Sci. Bull.*, **57**(10), 1178-1187.
- Shia Y., Yua J.-H., Santosh M. (2013) Tectonic evolution of the Qinling orogenic belt, Central China: New evidence from geochemical, zircon U–Pb geochronology and Hf isotopes. *Prec. Res.*, **231**, 19-60.
- Tang Y., Sang L., Yuan Y., Zhang Y., Yang Y. (2012) Geochemistry of Late Triassic pelitic rocks in the NE part of Songpan-Ganzi Basin, western China: Implications for source weathering, provenance and tectonic setting. *Geosci. Front.*, **3**(5), 647-660.
- Taylor S.T., McLennan S.M. (1995) The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.*, **33**(2), 241-265.
- Tribouillard N., Algeo T.J., Lyons T., Riboulleau A. (2006) Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chem. Geol.*, **232**, 12-32.
- Turgeon S., Brumsack H.-J. (2006) Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian–Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria–Marche basin of central Italy. *Chem. Geol.*, **234**, 321-339.
- Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S. (2013) New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins. *Chem. Geol.*, **355**, 117-133.
- Visser J.N.J., Young G.M. (1990) Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo-Carboniferous glaciogenic Dwyka Formation and post-glacial mudrocks in Southern Africa. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **81**, 49-57.
- Wedepohl K.H. (1991) The composition of the upper Earth's crust and the natural cycles of selected metals. *Metals and Their Compounds in the Environment*. (Ed. E. Merian). Weinheim: VCH-Verlagsgesellschaft, 3-17.
- Wronkiewicz D.J., Condie K.C. (1987) Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 2401-2416.
- Aksenov E.M. (1985) Vend East-European platform. *Vend'skaya sistema. Istoriko-geologicheskoe i paleontologicheskoe obosnovanie. T. 2. Stratigrafiya i geologicheskije processy* [The Vendian system. Historical-geological and paleontological grounding. T. 2. Stratigraphy and geological processes]. Moscow, Nauka Publ., 3-34. (In Russian)
- Armstrong-Altrin J.S., Verma S.P. (2005) Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic settings. *Sed. Geol.*, **177**, 115-129.
- Bhatia M.R. (1983) Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *J. Geol.*, **91**, 611-627.
- Bostrom K. (1973) The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments. *Stockholm Contrib. Geol.*, **27**(2), 148-243.
- Brasier M.D. (1992a) Background to the Cambrian Explosion. *J. Geol. Soc. London*, **149**, 585-587.
- Brasier M.D. (1992b) Nutrient-enriched waters and the early skeletal fossil record. *J. Geol. Soc. London*, **149**, 621-629.
- Brasier M.D., Lindsay J.F. (2001) Did Supercontinental Amalgamation Trigger the "Cambrian Explosion"? *The Ecology of the Cambrian Radiation*. (Eds A.Yu. Zhuravlev, R. Riding). N. Y.: Columbia University Press, 69-89.
- Budihal R.Y., Pujar G.S. (2012) Provenance and tectonic setting of Late Archean greywackes from Dharwar craton: Karnataka, India. *Int. J. Sci. Res. Publ.*, **2**(11). <http://www.ijsrp.org/research-paper-1112/ijsrp-p1182.pdf>
- Butterfield N.J. (2007) Macroevolution and macroecology through deep time. *Palaeontol.*, **50**(1), 41-55.
- Butterfield N.J. (2011) Animals and the invention of the Phanerozoic Earth system. *Trends Ecol. Evol.*, **26**(2), 81-87.
- Byakov A.S., Vedernikov I.L. (2007) Evidence of anoxia at the turn of the Permian and Triassic in deep-sea facies in Northeast Asia. *Dokl. Akad. Nauk*, **417**(5), 654-656. (In Russian)
- Calvert S.E., Pedersen T.F. (1993) Geochemistry of recent oxic and anoxic sediments: implications for the geological record. *Mar. Geol.*, **113**, 67-88.
- Canfield D.E., Poulton S.W., Narbonne G.M. (2007) Late Neoproterozoic deep-ocean oxygenation and the rise of animal life. *Science*, **315**, 92-95.
- Caracciolo L., von Eynatten H., Tolosana-Delgado R., Critelli S., Manetti P., Marchev P. (2012) Petrological, geochemical, and statistical analysis of Eocene-

- Oligocene sandstones of the Western Thrace basin, Greece and Bulgaria. *J. Sed. Res.*, **82**, 482-498.
- Chen M., Sun M., Cai K., Buslov M.M., Zhao G., Rubanova E.S. (2014) Geochemical study of the Cambrian-Ordovician meta-sedimentary rocks from the northern Altai-Mongolian terrane, northwestern Central Asian Orogenic Belt: Implications on the provenance and tectonic setting. *J. Asian Earth Sci.*, **96**, 69-83.
- Condie K.C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**, 1-37.
- Condie K.C., Lee D., Lang Farmer G. (2001) Tectonic setting and provenance of the Neoproterozoic Uinta mountain and Big Cottonwood groups, northern Utah: constraints from geochemistry, Nd isotopes, and detrital modes. *Sed. Geol.*, **141-142**, 443-464.
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. (1995) The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 2919-2940.
- Cullers R.L. (1995) The control on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. *Chem. Geol.*, **123**, 107-131.
- Cullers R.L. (2002) Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chem. Geol.*, **191**, 305-327.
- Darroch S.A.F., Sperling E.A., Boag T.H., Racicot R.A., Mason S.J., Morgan A.S., Tweedt S., Myrow P., Johnston D.T., Erwin D.H. (2015) Biotic replacement and mass extinction of the Ediacara biota. *Proc. Royal Soc. B (Biol. Sci.)*, **282**, 1814, doi: 10.1098/rspb.2015.1003.
- Das B.K., Al-Mikhlaifi A.S., Kaur P. (2006) Geochemistry of Mansar Lake sediments, Jammu, India: Implication for source-area weathering, provenance, and tectonic setting. *J. Asian Earth Sci.*, **26**, 649-668.
- Descourvieres C., Douglas G., Leyland L., Hartog N., Prommer H. (2011) Geochemical reconstruction of the provenance, weathering and deposition of detrital-dominated sediments in the Perth Basin: The Cretaceous Leederville Formation, south-west Australia. *Sed. Geol.*, **236**, 62-76.
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. (1995) Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, **23**, 921-924.
- Fedonkin M.A., Gehling J.G., Grey K., Narbonne G.M., Vickers-Rich P. (2007) The Rise of Animals: Evolution and Diversification of the Kingdom Animalia. Baltimore: The Johns Hopkins University Press, 326 p.
- Fedorova N.M., Levashova N.M., Meert Dzh., Maslov A.V., Krupenin M.T. (2014) New paleomagnetic data for the East European Platform for the Upper Vendian sediments of the western slope of the Middle Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **456**(1), 77-81. (In Russian)
- Gavrilov Yu.O., Shchepetova E.V., Baraboshkin E.Yu., Shcherbinina E.A. (2002) An anoxic Early Cretaceous basin of the Russian plate: sedimentology and geochemistry. *Litol. Polezn. Iskop.*, (4), 359-380. (In Russian)
- Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments. (2003) D.R. Lentz (Ed.). Geol. Ass. Canada. GeoText 4, 184 p.
- Geologiya SSSR. T. 1. *Geologicheskoe opisanie. Leningradskaya, Pskovskaya i Novgorodskaya oblasti.* (1971) V.S. Kofman, V.A. Selivanova (Otv. red.) [Geology of the USSR. V. 1. Geological description. Leningrad, Pskov and Novgorod regions. V.S. Kofman, V.A. Selivanova (Ed.-in-chief)]. Moscow, Nedra Publ., 504 p. (In Russian)
- Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii m-ba 1:200 000. *Seriya Permskaya. List O-40-XVII (Gornozavodsk). Ob'yasnitel'naya zapiska.* (2010) [The state geological map of the Russian Federation Scale 1:200 000. Permskaya series. Sheet O-40-XVII (Gornozavodsk). Explanatory letter]. St.Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI Publ., 262 p. (In Russian)
- Grazhdankin D.V. (2003) Structure and depositional environment of the Vendian complex in the Southeastern White Sea area. *Stratigr. Geol. Correl.*, **11**(4), 313-331.
- Grazhdankin D. (2004) Late Neoproterozoic sedimentation in the Timan foreland. *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica*. D.G. Gee, V.L. Pease (Eds). L.: The Geological Society, 37-46.
- Grazhdankin D.V. (2014) Patterns of evolution of the Ediacaran soft-bodied biota. *J. Paleontol.*, **88**(2), 269-283.
- Grazhdankin D.V., Marusin V.V., Meert Dzh., Krupenin M.T., Maslov A.V. (2011) Kotlin regional stage in the South Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **440**(1), 1222-1226.
- Grazhdankin D.V., Maslov A.V. (2015) The room for the Vendian in the International Chronostratigraphic Chart. *Russ. Geol. Geophys.*, **56**, 549-559.
- Grazhdankin D.V., Maslov A.V., Krupenin M.T., Ronkin Yu.L. (2010) *Osadochnye sistemy sylvitskoi serii (verkhniy vend Srednego Urala)* [Sedimentary systems of the Sylvis Group (Upper Vendian of the Middle Urals)]. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 280 p. (In Russian)
- Grazhdankin D.V., Nagovitsin K.E., Maslov A.V. (2007) Late Vendian Miaohu-tupei ecological assemblage of the East European Platform. *Dokl. Earth Sci.*, **417**(1), 1183-1187.
- Grazhdankin D.V., Podkovyrov V.N., Maslov A.V. (2005) Paleoclimatic of formation of Upper Vendian rocks environments on the Belomorian-Kuloi Plateau, Southeastern White Sea Region. *Lithol. Miner. Resour.*, **40**(3), 232-244.
- Guan C., Zhou C., Wang W., Wan B., Yuan X., Chen Z. (2014) Fluctuation of shelf basin redox conditions in the early Ediacaran: Evidence from Lantian Formation black shales in South China. *Prec. Res.*, **245**, 1-12.
- Harnois L. (1988) The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sed. Geol.*, **55**(3-4), 319-322.
- Hatch J.R., Leventhal J.S. (1992) Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, U.S.A. *Chem. Geol.*, **99**, 65-82.
- Hossain H.M.Z., Roser B.P., Kimura J.-I. (2010) Petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary Sylhet succession, northeastern Bengal Basin, Bangladesh: Provenance and source area weathering. *Sed. Geol.*, **228**, 171-183.
- Imchen W., Thong G.T., Ponggen T. (2014) Provenance,

- tectonic setting and age of the sediments of the Upper Disang Formation in the Phek District, Nagaland. *J. Asian Earth Sci.*, **88**, 11-27.
- Interpretatsiya geokhimicheskikh dannyykh.* (2001) (Otv. red. E.V. Sklyarov.) [Interpretation of geochemical data. (Ed.-in-chief E.V. Sklyarov)]. Moscow, Internet Inzhiniring Publ., 288 p. (In Russian)
- Johnston D.T., Poulton S.W., Goldberg T., Sergeev V.N., Podkovyrov V., Vorob'eva N.G., Bekker A., Knoll A.H. (2012) Late Ediacaran redox stability and metazoan evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **335-336**, 25-35.
- Jones B., Manning D.A.C. (1994) Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chem. Geol.*, **111**, 111-129.
- Karpukhina E.V., Pervov V.A., Zhuravlev D.Z. (2001) Petrology of subalkaline volcanism – an indicator of Late Vendian rifting, the western slope of the Urals. *Petrologiya*, **9**(5), 480-503. (In Russian)
- Kholodov V.N., Nedumov R.I. (1991) On the geochemical criteria for the occurrence of hydrogen sulfide contamination in the waters of ancient reservoirs. *Izv. Akad. Nauk SSSR. Ser. geol.*, (12), 74-82. (In Russian)
- Kholodov V.N., Nedumov R.I. (2005) On the application of the molybdenum module to the reconstruction of the gas composition of the waters of the Cretaceous of the Atlantic. *Dokl. Akad. Nauk*, **400**(2), 250-253. (In Russian)
- Kolesnikov A.V., Marusin V.V., Nagovitsin K.E., Maslov A.V., Grazhdankin D.V. (2015) Ediacaran biota in the aftermath of the Kotlinian Crisis: Asha Group of the South Urals. *Prec. Res.*, **263**, 59-78.
- Kolesnikov A.V., Danelian T., Gommeaux M., Maslov A.V., Grazhdankin D.V. (2017) Arumberiamorph structure in modern microbial mats: implications for Ediacaran palaeobiology. *Bull. Soc. Geol. France*, **188**(1-2), 57-66.
- Kuznetsov N.B., Meert J.G., Romanyuk T.V. (2014) Ages of detrital zircons (U/Pb, LA-ICP-MS) from the Latest Neoproterozoic-Middle Cambrian (?) Asha Group and Early Devonian Takaty Formation, the Southwestern Urals: A test of an Australia-Baltica connection within Rodinia. *Prec. Res.*, **244**, 288-305.
- Lenton T.M., Boyle R.A., Poulton S.W., Shields-Zhou G.A., Butterfield N.J. (2014) Co-evolution of eukaryotes and ocean oxygenation in the Neoproterozoic era. *Nature Geosci.*, **7**, 257-265.
- Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. (2013) Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals. *Prec. Res.*, **236**, 16-30.
- Li C., Love G.D., Lyons T.W., Fike D.A., Sessions A.L., Chu X. (2010) A stratified redox model for the Ediacaran Ocean. *Science*, **328**, 80-83.
- Li C., Yang S. (2010) Is chemical index of alteration (CIA) a reliable proxy for chemical weathering in global drainage basins? *Am. J. Sci.*, **310**(2), 111-127.
- Maslov A.V. (2005) *Osadochnyye porody: metody izucheniya i interpretatsii poluchennykh dannyykh* [Sedimentary rocks: methods for studying and interpreting the data obtained]. Ekaterinburg, UGGU Publ., 289 p. (In Russian)
- Maslov A.V. (2014) Litho-geochemical image of the Vendian Asha Group deposits of the South Urals. *Litosfera*, (1), 13-32. (In Russian)
- Maslov A.V., Gareev E.Z., Isherskaya M.V. (2012b) "Standard" discriminant paleogeodynamic diagrams and platform sandstone associations. *Otech. geologiya*, (3), 55-65. (In Russian)
- Maslov A.V., Grazhdankin D.V., Podkovyrov V.N., Krupenin M.T. (2013b) Unique features of changes of several litho-geochemical characteristics of the Upper Vendian fine-grained clastic rocks in the Mezen paleobasin. *Litosfera*, (3), 25-42. (In Russian)
- Maslov A.V., Grazhdankin D.V., Podkovyrov V.N., Ronkin Yu.L., Lepikhina O.P. (2008) Composition of sediment provenances and patterns in geological history of the Late Vendian Mezen basin. *Lithol. Miner. Resour.*, **43**(3), 260-280.
- Maslov A.V., Grazhdankin D.V., Podkovyrov V.N., Isherskaya M.V., Krupenin M.T., Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Gareev E.Z., Lepikhina O.P. (2009) Provenance composition and features of geological evolution of the Late Vendian foreland basin of the Timan orogen. *Geochem. Int.*, **47**(12), 1212-1233.
- Maslov A.V., Kozina N.V., Klyuvitkin A.A., Novigatskii A.N., Filippov A.S., Shevchenko V.P. (2015e) Distribution of redox-sensitive elements in the present bottom sediments of the Caspian Sea. "Geologiya morei i okeanov". Mat-ly XXI Mezhdunar. nauch. konf. (shkoly) po morskoi geologii. T. IV [Geology of the seas and oceans. Materials of XXI International. sci. Conf. (School) on Marine Geology. V. IV]. Moscow, GEOS Publ., 337-341. (In Russian)
- Maslov A.V., Krupenin M.T., Gareev E.Z., Petrov G.A. (2003a) On evaluation of redox conditions in Riphean and Vendian sedimentary basins on the western slope of the Urals. *Litosfera*, (2), 75-93. (In Russian)
- Maslov A.V., Krupenin M.T., Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Lepikhina O.P., Kornilova A.Yu. (2007) Certain geochemical features and conditions of sedimentation of fine-grained terrigenous rocks of Serebryanka and Sylvisya groups (Middle Urals). *Litosfera*, (2), 3-28. (In Russian)
- Maslov A.V., Podkovyrov V.N., Gareev E.Z. (2012b) Evolution of the paleogeodynamic settings of the formation of the Lower and Middle Riphean sedimentary sequences of the Uchur-Maya region and the Bashkir meganticlinorium. *Russ. J. Pacif. Geol.*, **6**(5), 382-394.
- Maslov A.V., Podkovyrov V.N., Mizens G.A., Nozhkin A.D., Fazliametov A.M., Malinovskii A.I., Hudolei A.K., Kotova L.N., Kuptsova A.V., Gareev E.Z., Zainullin R.I. (2016a) Tectonic setting discrimination diagrams for terrigenous rocks: a comparison. *Geochem. Int.*, **54**(7), 569-583.
- Maslov A.V., Ronkin Yu.L., Krupenin M.T., Petrov G.A., Kornilova A.Yu., Lepikhina O.P., Popova O.Yu. (2005) Systematics of rare earth elements and model Nd age of Vendian mudstones on the western slope of the Central Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **401**(3), 456-459.
- Maslov A.V., Ronkin Yu.L., Krupenin M.T., Petrov G.A., Kornilova A.Yu., Lepikhina O.P. (2006a) Some geochemical features of fine-grained terrigenous Vendian rocks of the western slope of the Middle Urals and paleogeodynamic reconstructions. *Otech. geologiya*, (1), 34-40. (In Russian)
- Maslov A.V., Ronkin Yu.L., Krupenin M.T., Petrov G.A., Kornilova A.Yu., Lepikhina O.P., Popova O.Yu. (2006b) Systematics of rare earth elements, Th, Hf, Sc, Co, Cr,

- and Ni in the Vendian pelitic rocks of the Serebryanka and Sylvitsa groups from the western slope of the Central Urals: a tool for monitoring provenance composition. *Geochem. Int.*, **44**(6), 559-580.
- Maslov A.V., Vovna G.M., Kiselev V.I., Ronkin Yu.L., Krupenin M.T. (2012a) U-Pb systematics of detrital zircons from the Serebryanka Group of the Central Urals. *Lithol. Miner. Resour.*, **47**(2), 160-176.
- Maslov A.V., Yalysheva A.I., Podkovyrov V.N., Glavatskikh S.P., Graunov O.V., Sergeeva N.D. (2016b) Lithochemical composition of sandstones of the Vendian Asha Group, South Urals. *Lithol. Miner. Resour.*, **51**(5), 347-374. (In Russian)
- Maynard J.B., Valloni R., Ho Shing Ju (1982) Composition of modern deep-sea sands from arc-related basin. *J. Geol. Soc. Am. Spec. Publ.*, (10), 551-561.
- McLennan S.M. (1989) Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*. Lipin B.R., McKay G.A. (Eds). *Rev. Miner.*, **21**, 169-200.
- McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. (1993) Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. M.J. Johnsson, A. Basu (Eds). *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, **284**, 21-40.
- McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard J.B. (1990) Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 2015-2050.
- Meunier A., Caner L., Hubert F., El Albani A., Pret D. (2013) The weathering intensity scale (WIS): an alternative approach of the chemical index of alteration (CIA). *Am. J. Sci.*, **313**(2), 113-143.
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**, 715-717.
- Petrov G.A., Maslov A.V., Ronkin Yu.L. (2005) Pre-paleozoic magmatic complexes of Kvarqush-Kamennogorsky anticlinorium (Middle Urals): new data on geochemistry and geodynamics. *Litosfera*, (4), 42-69. (In Russian)
- Podkovyrov V.N., Grazhdankin D.V., Maslov A.V. (2011) Lithogeochemistry of the Vendian fine-grained clastic rocks in the southern Vychegda trough. *Lithol. Miner. Resour.*, **46**(5), 427-446.
- Rachold V., Brumsack H.-J. (2001) Inorganic geochemistry of Albian sediments from the Lower Saxony Basin NW Germany: palaeoenvironmental constraints and orbital cycles. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **174**, 121-143.
- Rimmer S.M. (2004) Geochemical paleoredox indicators in Devonian–Mississippian black shales, Central Appalachian Basin (USA). *Chem. Geol.*, **206**, 373-391.
- Rogov V., Marusin V., Bykova N., Goy Yu., Nagovitsin K., Kochnev B., Karlova G., Grazhdankin D. (2012) The oldest evidence of bioturbation on Earth. *Geology*, **40**(5), 395-398.
- Rollinson H.R. (1994) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: London Group UK Ltd., 352 p.
- Ronkin Yu.L., Grazhdankin D.V., Maslov A.V., Mizens G.A., Matukov D.I., Krupenin M.T., Petrov G.A., Lepikhina O.P., Kornilova A.Yu. (2006) U-Pb (SHRIMP II) age of zircons from ash tuffs of the Upper Vendian Chernyi Kamen formation (Sylvitsa Group, Middle Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **411A**(9), 1341-1345.
- Ronov A.B., Khlebnikova Z.V. (1961) The chemical composition of the most important genetic types of clays. *Geokhimiya*, (6), 449-469. (In Russian)
- Roser B.D., Korsch R.J. (1986) Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *J. Geol.*, **94**(5), 635-650.
- Roser B.D., Korsch R.J. (1988) Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chem. Geol.*, **67**, 119-139.
- Ryan K.M., Williams D.M. (2007) Testing the reliability of discrimination diagrams for determining the tectonic depositional environment of ancient sedimentary basins. *Chem. Geol.*, **242**, 103-125.
- Sahoo S.K., Planavsky N.J., Kendall B., Wang X., Shi X., Scott C., Anbar A.D., Lyons T.W., Jiang G. (2012) Ocean oxygenation in the wake of the Marinoan glaciations. *Nature*, **489**, 546-549.
- Schroder S., Grotzinger J.P. (2007) Evidence for anoxia at the Ediacaran–Cambrian boundary: the record of redox-sensitive trace elements and rare earth elements in Oman. *J. Geol. Soc. London*, **164**, 175-187.
- Shao J.-Q., Yang S.-Y. (2012) Does chemical index of alteration (CIA) reflect silicate weathering and monsoonal climate in the Changjiang River basin? *Chin. Sci. Bull.*, **57**(10), 1178-1187.
- Shia Y., Yua J.-H., Santosh M. (2013) Tectonic evolution of the Qinling orogenic belt, Central China: New evidence from geochemical, zircon U–Pb geochronology and Hf isotopes. *Prec. Res.*, **231**, 19-60.
- Sokolov B.S. (1980) The Vendian system: the Precambrian geobiological environment. *Paleontologiya. Stratigrafiya. Mezhdunarodnyi geologicheskii kongress. XXVI sessiya. Doklady sovetских geologov* [Paleontology. Stratigraphy. International Geological Congress. XXVI Session. Reports of Soviet geologists]. Moscow, Nauka Publ., 9-21. (In Russian)
- Sokolov B.S. (1995) The Vendian system and the “Neoproterozoic III”. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **3**(6), 51-67. (In Russian)
- Sokolov B.S. (2011) Chronostratigraphic space of the lithosphere and the Vendian as a geohistorical subdivision of the Neoproterozoic. *Geol. Geofiz.*, **52**(10), 1334-1348. (In Russian)
- Strakhov N.M. (1976) *Problemy geokhimii sovremennogo okeanskogo litogeneza* [Problems of geochemistry of modern oceanic lithogenesis]. Moscow, Nauka Publ., 299 p. (In Russian)
- Strekopytov S.V., Dubinin A.V., Volkov I.I. (1995) Behavior of REE, zirconium and hafnium in sediments and concretions of the Trans-Pacific profile. *Geokhimiya*, (7), 985-997. (In Russian)
- Tang Y., Sang L., Yuan Y., Zhang Y., Yang Y. (2012) Geochemistry of Late Triassic pelitic rocks in the NE part of Songpan-Ganzi Basin, western China: Implications for source weathering, provenance and tectonic setting. *Geosci. Front.*, **3**(5), 647-660.
- Taylor S.T., McLennan S.M. (1995) The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.*, **33**(2), 241-265.
- Tribouillard N., Algeo T.J., Lyons T., Riboulleau A. (2006)

- Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chem. Geol.*, **232**, 12-32.
- Turgeon S., Brumsack H.-J. (2006) Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian–Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria–Marche basin of central Italy. *Chem. Geol.*, **234**, 321-339.
- Vendskaya sistema. Istoriko-geologicheskoe i paleontologicheskoe obosnovanie. T. 2. Stratigrafiya i geologicheskie process.* (1985) (Otv. red. B.S. Sokolov, M.A. Fedonkin) [The Vendian system. Historical-geological and paleontological grounding. V. 2. Stratigraphy and geological processes. B.S. Sokolov, M.A. Fedonkin (Eds)]. Moscow, Nauka Publ., 222 p. (In Russian)
- Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S. (2013) New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins. *Chem. Geol.*, **355**, 117-133.
- Visser J.N.J., Young G.M. (1990) Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo-Carboniferous glaciogene Dwyka Formation and post-glacial mudrocks in Southern Africa. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **81**, 49-57.
- Wedepohl K.H. (1991) The composition of the upper Earth's crust and the natural cycles of selected metals. *Metals and Their Compounds in the Environment*. E. Merian (Ed.). Weinheim: VCH-Verlagsgesellschaft, 3-17.
- Wronkiewicz D.J., Condie K.C. (1987) Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 2401-2416.
- Yudovich Ya.E. (1981) *Regional'naya geokhimiya osadochnykh tolshch* [Regional geochemistry of sedimentary strata]. Leningrad, Nauka Publ., 276 p. (In Russian)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000) *Osnovy litokhimii* [Fundamentals of lithochemistry]. St.Petersburg, Nauka Publ., 479 p. (In Russian)

УДК 551.734Ю3(470.1)

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-543-565

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА, СТРОЕНИЯ И УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ХИРНАНТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОМ ОСАДОЧНОМ БАСЕЙНЕ

© 2018 г. А. И. Антошкина, Л. А. Шмелёва

*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54,
e-mail: Antoshkina@geo.komisc.ru*

Поступила в редакцию 30.01.2018 г., принята к печати 25.05.2018 г.

Представлены результаты литолого-геохимического изучения хирнантских отложений на западном склоне Приполярье (разрезы Ко-БКБ и Ко-108/01) и Северного (разрез БК-2) Урала. Выявлено, что регрессия в раннем хирнанте проявилась в формировании седиментационно-диагенетических брекчий, эрозионных поверхностей, биокластовых песков и в частых колебаниях кривых $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. В позднем хирнанте существовали более мористые обстановки отмелей с криноидно-песчаными фациями и более спокойноводные условия нижней зоны литорали, а изотопный состав углерода и кислорода имел положительную тенденцию до середины верхнего хирнанта, сменившуюся к кровле на отрицательную. В среднем хирнанте выявлен выразительный негативный экскурс изотопных кривых углерода и кислорода, который можно применять в качестве регионального геохимического репера. Этот кратковременный интервал в хирнантское время, вероятнее всего, характеризует резкое обмеление, интенсивный континентальный снос и влияние пресных вод при обширной региональной регрессии Тимано-Североуральского морского бассейна. Для хирнантского яруса Западного Урала, исходя из установленного позднекатийского возраста кыринского горизонта, предложено выделить “кожымский” горизонт со стратотипическими разрезами на р. Кожым Приполярье Урала.

Ключевые слова: литология, $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, фации, хирнантские отложения, Приполярье и Северный Урал, Тимано-Североуральский регион

PECULARITIES OF COMPOSITION, STRUCTURE AND ENVIRONMENTS OF HIRNANTIAN DEPOSITS IN THE TIMAN-NORTHERN URAL SEDIMENTARY BASIN

Anna I. Antoshkina, Lyubov' A. Shmeleva

*Institute of Geology Komi Science Centre Urals Branch of RAS, 54 Pervomayskaya st., Syktyvkar,
167982, Russia, e-mail: Antoshkina@geo.komisc.ru*

Received 30.01.2018, accepted 25.05.2018

The results of lithological and geochemical study of the Hirnantian deposits on the western slope of the Subpolar (Ko-BKB and Ko-108/01 sections) and Northern (BK-2 section) Urals are presented. At the beginning of the Hirnantian the regression in the Timan-northern Ural region on the outer zone of the carbonate platform margin (eastern sections of Ko-BKB – the Bad'yashor Fm in the Kozhym River, Subpolar Urals and BK-2 – pack 1 of the Verkh Ruchej Fm in the Ilych River basin, Northern Urals) was manifested in the formation of breccias, erosion surfaces with pockets, carbon and oxygen isotope excursions. In the inner zone of the platform margin (western section Ko-108/01 – pack 1 of the Yunkoshor Fm) was formed bioclastic sands, erosion processes have been significantly weaker. In the late Hirnantian existed shoals with crinoidal-sand facies (sections Ko-BKB – the Kamennaya Baba Fm and BK-2 – pack 2 of the Verkh Ruchej Fm) and more quiet water conditions of lower intertidal zone (section Ko-108/01 – pack 2 of the Yunkoshor Fm). The difference in the sedimentation was due to the existence of paleouplifts and paleodepressions (raised and lowered blocks of composite basement) on the carbonate platform. The similar environments in the sedimentary basin are revealed in the mid-Hirnantian by the negative excursion of carbon and oxide isotope curves clearly expressed in all sections. This shift reaching in the $\delta^{18}\text{O}$ to 4.7‰ fixed in the section Ko-BKB. Such expressive isotope excursion can apply as the regional geochemical marker of the mid-Hirnantian deposits. This time interval characterizes an abrupt shallowing, intense continental runoff, and influence of fresh-water due to short-term extensive regional regression in the Timan-northern Ural marine basin. For the Hirnantian Stage in stratigraphic scheme of the Western Urals on the basis of sections completeness it is necessary to allocate the “Kozhym” Regional Stage with the stratotype sections in the Kozhym River on the Subpolar Urals, which must be located above the Kyr'ya Regional Stage corresponding to the upper Katian.

Для цитирования: Антошкина А.И., Шмелёва Л.А. (2018) Особенности состава, строения и условий образования хирнантских отложений в Тимано-Североуральском осадочном бассейне. *Литосфера*, 18(4), 543–565. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-543-565

For citation: Antoshkina A.I., Shmeleva L.A. (2018) Peculiarities of composition, structure, and environments of Hirnantian deposits in the Timan-northern Ural sedimentary basin. *Litosfera*, 18(4), 543–565. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-543-565

Keywords: lithology, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$, facies, Hirnantian deposits, Subpolar and Northern Urals, Timan-northern Ural region

Acknowledgments

The authors thank the staff of the TsKP "Geoscience" of Institute of Geology for analytical researches and experts-paleontologists for fauna definition that promoted performance of the given work carrying out of our work and G.A. Mizens for helpful advice in preparing the article for publication.

The work was carried out in the frames of State program No. AAAA-A17-117121270034-3 and with financial support of PFR UB RAS, project No. 18-5-5-31.

ВВЕДЕНИЕ

Заключительная фаза позднеордовикского оледенения на Гондване проявилась в глобальной регрессии, резкой пертурбации в пелагических и бентосных сообществах, специфике кривых изотопного состава углерода и кислорода, изменении палеогеографии осадочных бассейнов и характере осадконакопления. Она представлена в многочисленных публикациях из разных регионов мира [Граница..., 1983; Brenchley et al., 1994, 2003; Armstrong, Coe, 1997; Сенников, 1998; Sheehan, 2001; Sutcliffe et al., 2001; Berry, 2003; Herrmann et al., 2004; Bergström et al., 2006; Kaljo et al., 2012; и др.]. Рубеж границы ордовика и силура отражает событие глобального массового вымирания (*Hirnant Event*), считающееся одним из крупных в истории фанерозоя [Droser et al., 2000].

В Международной стратиграфической шкале [Gradstein et al., 2004; Ogg et al., 2008; Bergström et al., 2009] и Общей стратиграфической шкале России [Состояние..., 2008; Постановления..., 2012] на границе с силуром был установлен хирнантский ярус. За его стратотип для Международной стратиграфической шкалы (GSSP) принят разрез в северной части провинции Ванживан (Wangjiawan North) в Китае [Chen et al., 2006]. На территории России в качестве эталона был выбран разрез на руч. Мирный в бассейне р. Колыма, предложенный Т.Н. Корень и Р.Ф. Соболевской [Состояние..., 2008]. По их же данным [Koren, Soboлевskaya, 2008], мелководная граптолитовая фауна из разрезов Омлевских гор Сибири сопоставляется с аналогичной из разрезов провинции Ванживан в Китае и с глубоководными аналогами в разрезах Добс Линн (Dob's Linn) в Шотландии и Винини (Vinini) в центральной Неваде США.

Необходимость проведения исследований по разрезам хирнантских отложений в Тимано-Печорском регионе определяется прежде всего тем, что постановлением МСК России предложено выделить хирнантский ярус в изучаемом регионе в объеме салюкинской свиты и верхней части малотавротинской свиты [Состояние..., 2008, прил. 3]. Следует отметить, что верхняя салюкинская свита соответствует кырьинскому горизонту Западного Урала [Стратиграфические схемы..., 1993] и регио-

нальной яптикшорской свите, относимым к кровле ордовика. Серые и темно-серые доломиты, иногда глинистые и слоистые, в стратотипе кырьинского горизонта на Среднем Урале [Маслов и др., 1996] включают брахиоподы *Proconchidium munsteri* (St. Joseph), датирующие поздний катий (официально верхнекатийского подъяруса нет, поэтому оставлен поздний катий) [Brenchley et al., 1997]. Они перекрываются серыми массивными доломитами, содержащими рудданных брахиопод *Stricklandia cf. lens* (Sow.), а выше – строматопороидей *Clathrodiclyon lennicovi* Nestor и брахиопод *Virgiana cf. barrandei* (Bill.) аэронского яруса. Южнее нижняя часть силура и кырьинского горизонта полностью выпадает и на сурьинском горизонте, подстилающем кырьинский, залегают верхнесилурийские известняки и доломиты с песчаниками в основании. Таким образом, в стратотипическом разрезе кырьинского горизонта отсутствуют отложения, характеризующие, согласно современной стратиграфической шкале ордовика, хирнантский ярус.

Целью статьи являются анализ состава, строения, литолого-палеонтологических и хемотратиграфических данных по разрезам хирнанта и установление критериев их корреляции для обоснования палеогеографической ситуации в хирнантском веке в Тимано-Североуральском осадочном бассейне.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Объектом для данного исследования послужили разрезы разнофациальных хирнантских отложений Приполярного (р. Кожым), Северного (бассейн р. Илыч) Урала, представленные более чем 200 образцами горных пород, фауны и шлифов, свыше 100 химических, спектроскопических и изотопных анализов. Определения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатных породах осуществлялись на масс-спектрометре Delta V Advantage (аналитик И.В. Смолева). Значения $\delta^{13}\text{C}$ даны в промилле относительно стандарта PDB, $\delta^{18}\text{O}$ – стандарта SMOW. Ошибка определений ^{13}C и ^{18}O не превышает $\pm 0.1\text{‰}$ (1 σ). Для выявления цемента разных стадий в брекчиях бадьяшорской свиты использовался метод электронного парамагнит-

ного резонанса (ЭПР). Спектры ЭПР регистрировались на радиоспектрометре SE/X-2547 (RadioPAN, Польша) (аналитик В.П. Лютоев). Диапазоны варьирования концентраций изоморфных примесей марганца в решетке карбоната определялись наряду с методом ЭПР и по данным рентгенолюминесценции (аналитик М.Ф. Самотолкова). Валовое содержание C_{org} определялось с использованием экспресс-анализатора на углерод АН-7529 (аналитик С.А. Забоева). Распределение нормальных и изопреноидных алканов, выполненное методом газовой хроматографии, анализировалось на газовом хроматографе модели 3700, оснащенном капиллярной кварцевой колонкой с неподвижной фазой OV-101. Накопление и обработка хроматографического сигнала осуществлялись компьютерной системой "Полихром" для Windows (аналитик О.В. Валяева). Пробы для изучения получали с помощью тонких стоматологических сверл. Аналитические исследования проводились в ЦКП "Геонаука" Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Для решения вопросов стратиграфии и корреляции были привлечены определения различных групп фоссилий, выполненные в разные годы следующими специалистами-палеонтологами: Т.М. Безносовой (брахиоподы); О.В. Богоявленской (строматопоридеи); Н.А. Боринцевой (табулятоморфные кораллы и гелиолитоидеи); С.В. Мельниковым, В.А. Наседкиной, П. Мянником, Т.Ю. Толмачевой (конодонты); Л.В. Милициной (криноидеи); М.В. Шурьгиной (кораллы табулятоморфные и ругозы); В.С. Цыганко (кораллы ругозы, рецептакулиты).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Тимано-Североуральский регион (Печорская плита) в современном структурно-тектоническом плане расположен на эпибайкальском Тимано-Североуральском литосферном блоке, представляющем северо-восток Европейской платформы. История континентальной окраины в раннем палеозое тесно связана с тектонической эволюцией Печорской плиты и формированием Палеоуральского океана. Палеозойская история региона началась с эпиконтинентального рифтогенеза древнего композитного континента на рубеже кембрия и ордовика, приведшего к раскрытию Палеоуральского океана на восточной (в современных координатах) окраине Европейской платформы [Пучков, 2010]. Тектоническая эволюция стабилизировавшейся к этому времени Печорской плиты и зарождавшегося палеоокеанического бассейна обусловила литогеодинамическую эволюцию пассивной континентальной окраины. Выделены этапы осадконакопления, различающиеся литокомплексами, тектоническими событиями, палеогеографической ситуацией [Антошкина и др., 2015]. Каждый этап

отражен в существенном различии сформировавшихся осадочных геологических тел и характеризуется своеобразием седиментации на разных временных уровнях. Позднеордовикский этап развития региона отличался становлением карбонатной платформы с терригенно-карбонатными трансгрессивными тракатами (сандбийский век и раннекекатийское время), образованием депрессий с эвапоритовым осадконакоплением, шельфовых лагун и локальных рифов на континентальной окраине (среднекекатийское время), сменившихся в позднекекатийское время глинисто-карбонатными трансгрессивными тракатами с разнообразным комплексом бенгтосной фауны (позднекекатийское время). Завершился он тектонической активизацией блоков фундамента на рубеже ордовика и силура в хирнантском веке, обусловившей резкую дифференциацию мелководных обстановок осадконакопления от супрадо сублитеральных. Неоднократная смена характера седиментации в осадочном бассейне запечатлена в пестром составе нижнепалеозойских литокомплексов, представляющих в разрезах сочетание отложений платформ-шельфов с разнообразием сульфатно-карбонатных фаций и платформ-рамп с довольно однообразными глинисто-карбонатными фациями трансгрессивных трактов. В хирнантском веке исследуемая территория располагалась в тропической зоне 0–15° южных широт [Scotese et al., 2015, Map 77].

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Хирнантские отложения в исследуемом регионе достоверно установлены на Приполярном и Северном Урале (рис. 1). Впервые они выделены на Приполярном Урале на р. Кожым в районе устья руч. Ярнейшор как юнкошорские слои [Безносова и др., 2006]. Позднее выявлены в объеме бадьяшорской и каменнобабской свит, в районе устья р. Балбанью [Антошкина, 2007], а в ранге верхнеручейной свиты установлены в бассейне р. Илыч на Северном Урале [Шмелёва, Толмачева, 2016]. На рис. 2 представлена схема корреляции имеющихся стратиграфических подразделений хирнантского яруса.

Приполярный Урал, р. Кожым

Рассматриваемые разрезы, определяемые как восточный (Ко-БКБ) и западный (Ко-108/01) по отношению друг к другу, расположены на территории национального парка Югыд ва. Нумерация обнажений дана по работе [Першина и др., 1971].

Восточный разрез Ко-БКБ находится в верховьях р. Кожым на участке от устья руч. Бадьяшор (обн. 76–74) до района останца Каменная баба (см. рис. 1, фиг. 2). В палеогеографическом плане он характеризует наиболее восточную (в совре-

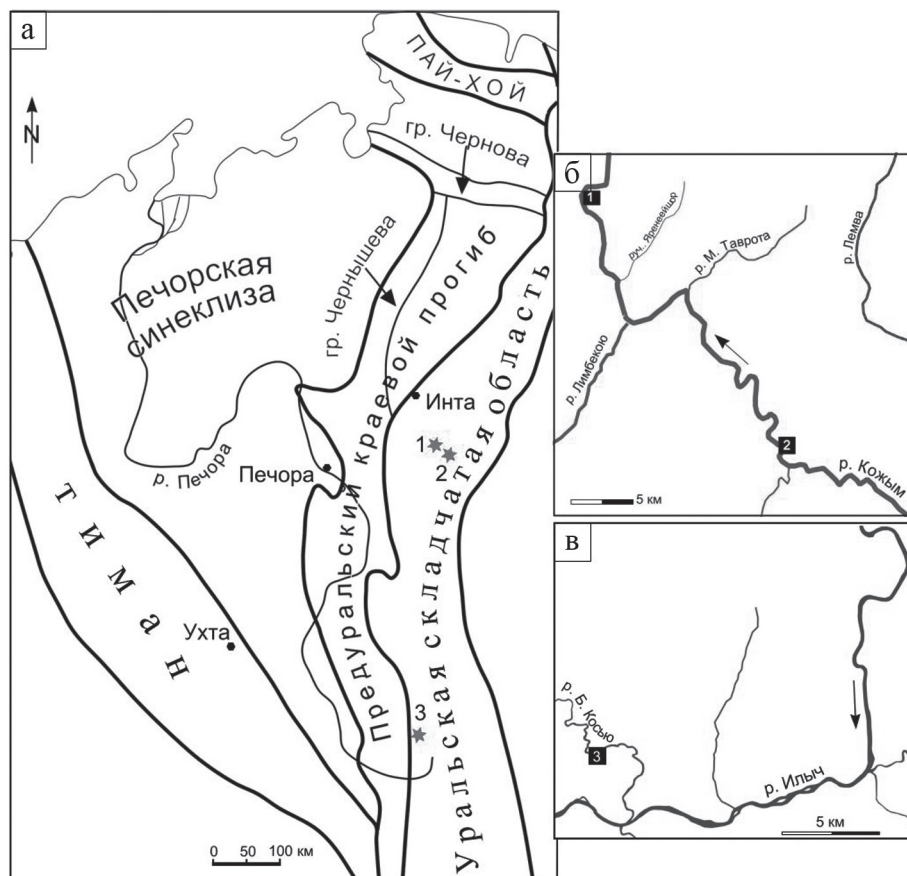


Рис. 1. Местоположение изученных разрезов в Тимано-Североуральском регионе (а) и расположение естественных выходов хирнантских отложений на реках Кожым (б) и Б. Косью (в).

Fig. 1. Location of studied sections in the Timan-northern Ural region (a) with detail (б, в) areas of the Hirnanian deposits outcrops.

менных координатах) внешнюю зону окраины карбонатной платформы. Хирнантские отложения представлены здесь толщей вторичных доломитов бадьяшорской и каменноабской свит, залегающих между верхнекатийской яптикшорской свитой и рудданской ручейной свитой и развитых на правом и левом берегах р. Кожым. Для пластов, стоящих вертикально, характерны дизъюнктивные нарушения. Породы трещиноватые, иссечены стилолитами, перекристаллизованы, доломитизированы, редко окремнены.

Бадьяшорская свита (47–55 м) доломитовых брекчий серых, до темно-серых, массивно-слоистого сложения выделяется резкой неоднородностью строения и внешним сходством состава обломочного материала с породами подстилающей яптикшорской свиты. Нижняя граница с эрозийными карманами глубиной до 25–30 см, а верхняя – также эрозийная – с карманами глубиной до 12–15 см (рис. 3, фиг. 1, 2). Обе границы осложнены трещиноватостью и брекчированием. Наиболее распространенными типами обломков являют-

ся доломиты с теньевыми биокластовыми, микробальными, сгустково-комковатыми и брекчиевыми структурами. Преобладает тип брекчий растрескивания, в которых отмечается новообразованный вадозный цемент. Размер обломков колеблется от первых до нескольких десятков сантиметров (рис. 3, фиг. 3). Контакты слоев с брекчиями разного гранулометрического и петрографического состава часто бывают эрозийные. За счет последующих процессов перекристаллизации, доломитизации, выщелачивания и вадозной цементации обломки иногда имеют сглаженные контуры (рис. 3, фиг. 4). Отчетливо различаются трещины поздней генерации, рассекающие как отдельные обломки, так и обломки и цемент одновременно. В участках распространения белого неоморфного доломита с угловатыми обломками черного проявляется наложенная тектоническая природа брекчий (рис. 3, фиг. 5).

Перекрывающие серые и светло-серые массивные доломиты *каменноабской свиты* (до 60 м) характеризуются комковато-бугристой отдель-

Стратиграфические схемы Урала, 1993		Стратиграфическая схема верхнеордовикских отложений Тимано-Североуральского региона						Предлагаемая схема				
		Антошкина, 2003	Жемчугова и др., 2001	Антошкина, 2007		Шмелева, Томачева, 2016	Безносова и др., 2011		Западный Урал			
Ярус	Западный Урал	Северный, Приполярный, Полярный Урал	Печорская синеклиза	Ярус	Приполярный Урал, р. Кожым	Северный Урал, р. Илыч	Приполярный Урал, р. Кожым		Северный Урал, р. Илыч	Приполярный Урал, р. Кожым		Горизонт
	Горизонт	Свита			Свита, подсвита	Свита	Свита	Слои	Свита, подсвита			
Ашгильский	Кыринский	Яптикшорская	Салюкинская	Хирнантский	Каменно- бабская	Верхнеручейная	Яптикшорская	Юнкошорские	Верхне- ручейная	Юнко- шорская	Каменно- бабская	Кожымский
	Сурьинский	Рифы Бадья, Б. Косью, Лек-Елец	Хорейверская		Бадьяшорская						Бадья- шорская	
				Полуденский	Мало- тавротинская	Мукерская	Катийский	Риф Бадья	Риф Большая Косью	Малотавротинская		Риф Большая Косью

Рис. 2. Схема корреляции стратиграфических подразделений верхнего ордовика.

Fig. 2. Correlation scheme showing relations of the Upper Ordovician strata.

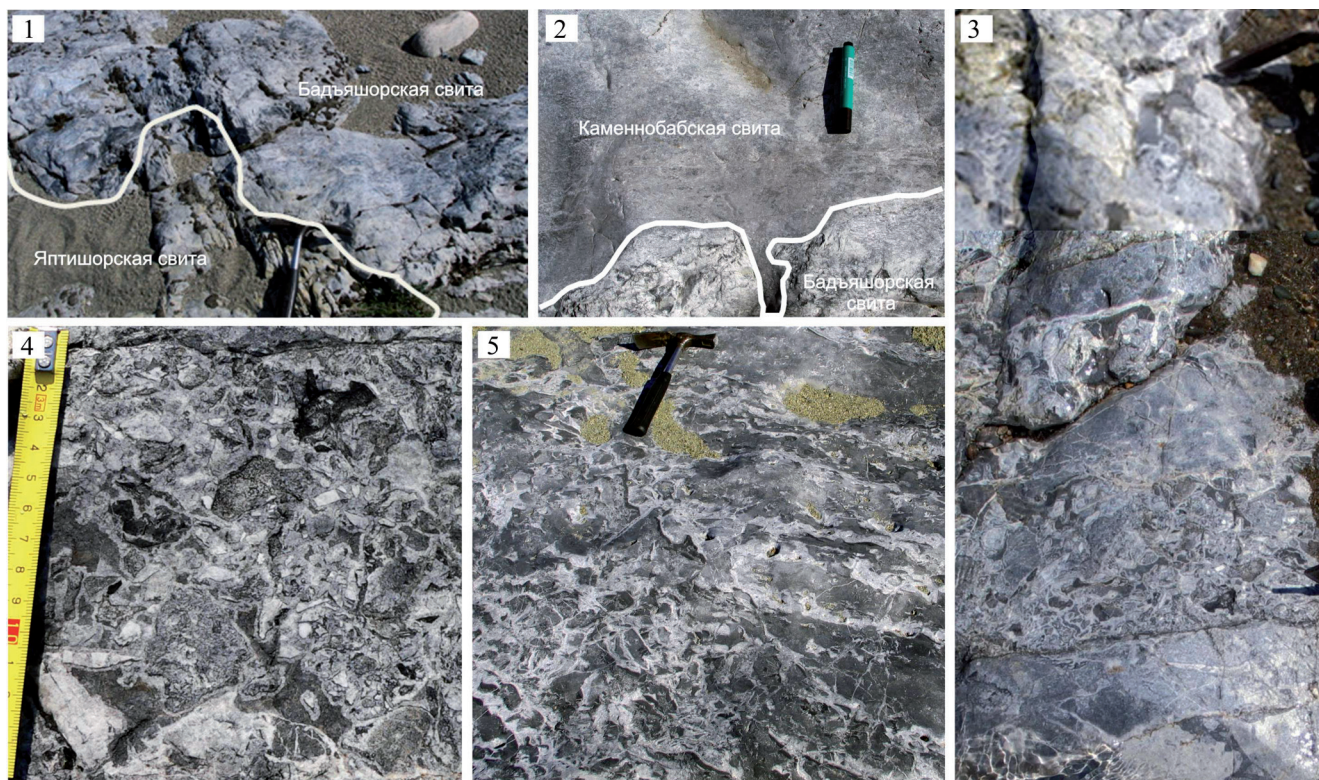


Рис. 3. Характер выходов и типы пород бадьяшорской свиты на р. Кожым – разрез Ко-БКБ, обн. 74 (правый берег р. Кожым) и обн. 76 (левый берег р. Кожым, напротив устья руч. Бадьяшор).

1 – граница с яптикшорской свитой, обн. 76; 2 – граница с каменнобабской свитой, обн. 74; 3 – резко неоднородный характер строения брекчий, обн. 76; 4, 5 – средне-крупнообломочная брекчия растрескивания с отчетливо распознаваемым ва-
дозным цементом (тонкие каемки белого доломита вокруг обломков разного состава) (4 – обн. 76, 5 – обн. 74).

Fig. 3. Character of outcrops and rock types of the Bad'yashor Fm in the Kozhym River, section Ko-BKB, outcrop 74 (right bank of the Kozhym River) and outcrop 76 (left bank of the Kozhym River, opposite the mouth of the Bad'ya Stream).

1 – boundary with the Yaptikshor Fm, outcrop 76; 2 – boundary with the Kamennaya Baba Fm, outcrop 74; 3 – breccias with sharply inhomogeneous composition, outcrop 76; 4, 5 – medium-coarse-grained breccias of cracking with distinctly recognizable vadose cement (thin white dolomite zones around fragments of different composition) (4 – outcrop 76, 5 – outcrop 74).

стью, грубослоистыми и пятнистыми текстурами. Им свойственны реликтовые теневые биогермные (микробные, строматолитоподобные, микробно-коралловые), биоморфные (коралловые) и биокластовые структуры (рис. 4, фиг. 3–7). Микроскопически они определяются по характеру распределения светлых и темных участков, насыщенности органическим веществом, подчеркивающим контуры органических остатков, таких как кораллы ругозы, членики криноидей, табулятоморфные кораллы, раковинные фрагменты. Иногда отчетливо различаются сгустки пелитоморфного материала и измененные микробные образования, напоминающие строматолитоподобные структуры (см. рис. 4, фиг. 3). Доломиты трещиноватые, частично окремненные, встречаются участки с деформированными зернами кварца, которые отличаются волнистым, мутным погасанием и удлинённостью зерен – признаками тектонической деформации пород. Обломки наблюдаются в виде линзовидных скоплений или участков. В верхних слоях свиты породы имеют отчетливо выраженную грубую полосчатость, подчеркнутую поверхностями размывов с карманами, заполненными мелким обломочным материалом (см. рис. 4, фиг. 2). Контакт с рудданской частью ручейной свиты лландовери выделяется резкой сменой массивных светло-серых доломитов илово-биокластовыми темно-серыми плитчатыми доломитами (см. рис. 4, фиг. 1). В основании ручейной свиты тонкоплитчатые доломиты включают обильный мелкий, тонкий, часто несортированный, разнообразный скелетный материал, обособляются прослой, где членики криноидей достигают в диаметре 1 см. Выше в плитчатых доломитах отмечается линзовидно-слоистое чередование зернистого и илового материала.

Западный разрез Ко-108/01 изучался одним из авторов в 1989 г. (нижняя часть) и в 2001 г. (верхняя часть). Он расположен более чем в 40 км юго-западнее (в современных координатах) разреза Ко-БКБ (см. рис. 1, фиг. 2) и характеризует отложения внутренней зоны окраины карбонатной платформы. Ранее юнкошорские слои хирнанта совместно с яптикшорскими в этом разрезе были выделены в яптикшорскую свиту [Безносова и др., 2011]. Согласно стратиграфической номенклатуре [Стратиграфический кодекс..., 2006], слои с географическим названием относятся к региональным стратиграфическим подразделениям, поэтому объединять их в местное подразделение неверно.

В данной статье разрез Ко-108/01 рассматривается в ранге свиты, сохраняющей приоритетное название – *юнкошорская* (см. рис. 2). Свита мощностью ≈ 41 м представлена вторичными доломитами, часто трещиноватыми, пористыми и кавернозными. Палеонтологически она не охарактеризована, хотя в нижней части присутствуют остатки фауны плохой сохранности. Свита подразделяется на две пачки (рис. 5, фиг. 6). Пачка 1 (≈ 28 м) отличается преобладанием доломитов массивного и толстоплитчатого сложения преимущественно серого, светло-серого цвета с многочисленным сортированным биокластовым материалом, в основном криноидным. Слои основания пачки представлены доломитами плитчатыми, неоднородными, органогенный материал резко не сортированный, присутствуют ходы илоедов. Они по ровной границе подстилаются яптикшорскими доломитами темно-серыми плитчатыми с комковатой отдельностью, включающими черные кремни и линзовидный прослой обломочных доломитов. В толстоплитчатых доломитах встречаются ориентированные по наложению окремненные остатки строматопороидей, трубчатых и пластинчатых (до 25 см), табулятоморфных кораллов. Реликтовые биоморфные, микрокомковатые, микросгустковые структуры и неравномерно слоистые текстуры (см. рис. 5, фиг. 15–18) проявляются по распределению пелитоморфных и микробных комков и сгустков, выделяющихся более темным цветом и четкими контурами на фоне серых и светло-серых доломитовых зерен. В верхних слоях пачки 1 присутствуют прослой строматолитоподобных образований (см. рис. 5, фиг. 14) и доломитов с реликтами органогенного материала и мелкопятнистой текстурой. В толстослоистых доломитах с пятнистым распределением органогенного материала, вероятнее всего обусловленным биотурбациями (см. рис. 5, фиг. 13), вновь отмечаются остатки строматопороидей.

Пачка 2 (13 м) сложена доломитами серыми среднеплитчатого сложения, в верхней части темно-серыми. Преобладают реликтовые сгустково-комковатые строматолитоподобные структуры и неравномерно слоистые текстуры. В нижней части пачки распространены светло-серые доломиты с разнообразной пористостью и мелкой кавернозностью (см. рис. 5, фиг. 8, 9, 11). Верхние слои пачки 2 представлены брекчиевидными и кавернозными доломитами с неравномерно полосчатой и узорчатой текстурой в зависимости от распре-

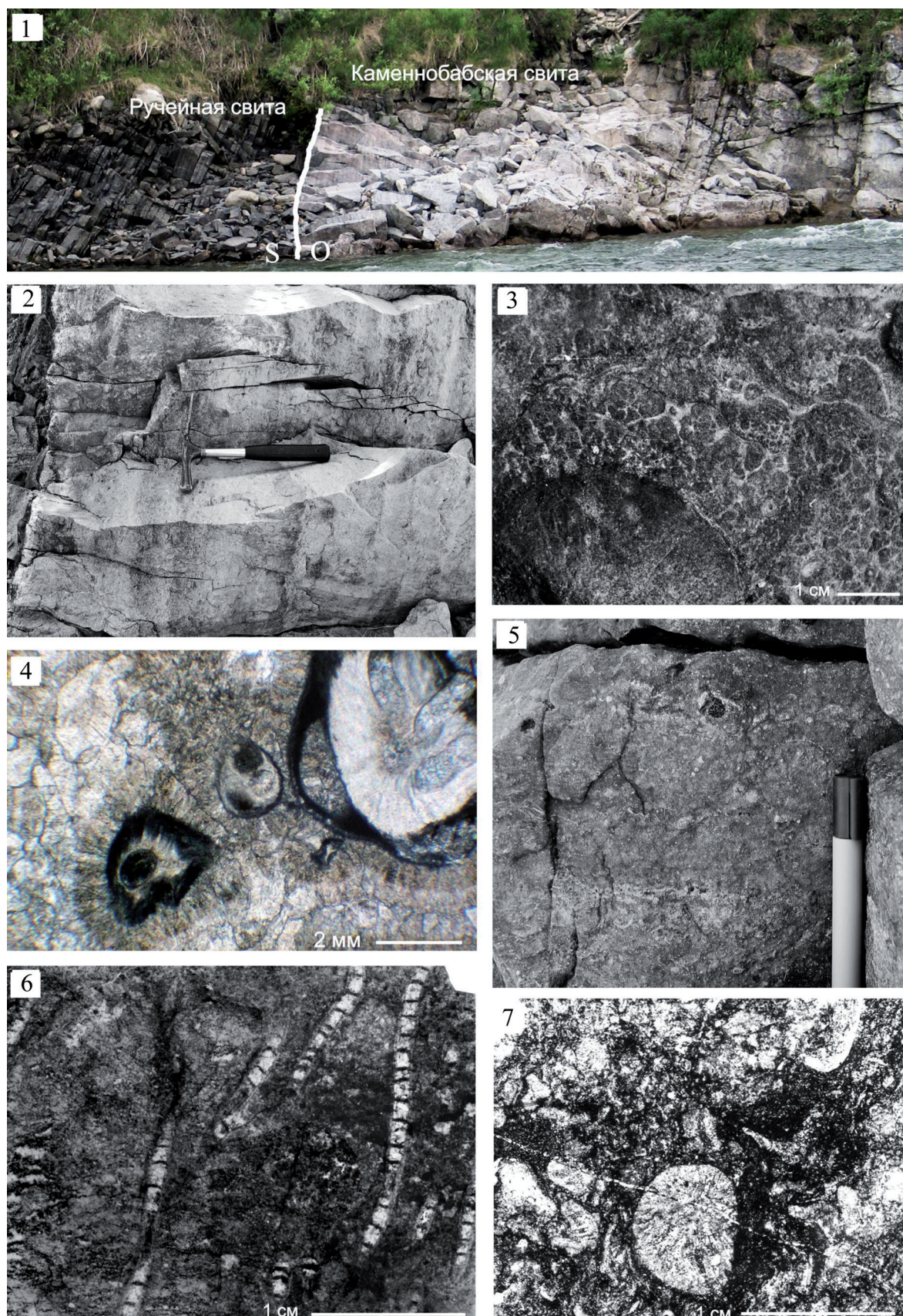


Рис. 4. Характер выходов и типы пород камменнобабской свиты на р. Кожым – разрез Ко-БКБ, обн. 74 (правый берег р. Кожым, напротив останца Каменная баба).

1 – граница ручейной и каменнобабской свит; 2 – неравномерная крупнополосчатая текстура в массивных доломитах пограничных слоев свиты, в основании более темных прослоев видны эрозионные поверхности; 3–7 – доломиты: 3 – с крупноузоровчатой текстурой, образованной по первичным микробным и водорослевым образованиям; 4 – разнокристаллический с хорошо сохранившимися органическими остатками за счет углеродистого ОВ в виде черных зон вокруг них; 5 – неяснослоистые с неотчетливо выраженным полосчатым распределением слабо сортированного органического материала; 6 – микробно-коралловый биогермный доломит с *Eocatenipora* sp., обр. 74/144-89; 7 – несортированный биокластовый со скоплениями цианобактерий, сходных с *Girvanella*, и фрагментов *Brachylasma* sp., обр. 75/6П-75.

Fig. 4. Character of outcrops and rock types of the Kamennaya Baba Fm in the Kozhym River, section Ko-BKB, outcrop 74 (right bank of the Kozhym River, opposite the Kamennaya Baba skerry).

1 – the boundary of the Kamennaya Baba Fm with the Ruchej Fm; 2 – large-striation texture in the boundary layers of massive dolostones, at the base in darker interbeds are visible erosional surfaces; 3–7 – dolostones: 3 – with a large-patterned texture after primary biomorphic microbial and algal limestones; 4 – inequigranular with well remained fossils due to the carbonaceous organic matter as black zones around them; 5 – massive with not clearly expressed banded distribution of poorly sorted organic materials; 6 – microbial-coral with *Eocatenipora* sp., sample 74/144-89; 7 – unsorted bioclastic with concentration of cyanobacteria similar with *Girvanella*, fragments of *Brachylasma* sp., sample 75/6П-75.

деления биокластового материала, мелкообломочной структурой. Последний 2-метровый пласт (см. рис. 5, фиг. 3, 4), по данным Т.В. Майдль [2006], представляет собой ископаемые травертины, в профиле которых распознаются характерные минеральные зоны. Позднее, в работе Т.М. Безносовой с соавторами [2011, с. 32, слой 6], отмечено, что некоторые литологические признаки в кровле этого слоя могут свидетельствовать о проявлении палеокарста.

Северный Урал, бассейн р. Илыч

Разрез БК-2 расположен на территории Печоро-Илычского биосферного заповедника в субширотном течении р. Б. Косью, правого притока р. Илыч (см. рис. 1, фиг. 3). В палеогеографическом отношении разрез характеризует восточную (в современных координатах) внешнюю зону окраины карбонатной платформы (восточный тип), как и разрез Ко-БКБ на Приполярном Урале. Для Западного Урала он является уникальным, хотя и неполным, разрезом хирнантского яруса в ранге верхнеручейной свиты, поскольку имеет известняковый состав пород и многочисленную конодонтовую фауну. Свита видимой мощностью 26.6 м охарактеризована двумя пачками с различающимся составом пород (рис. 6, фиг. 1). Пачка 1 (7.3 м) выделяется чередованием мелко- и грубообломочных известняковых брекчий и биокластовых известняков. Границы между ними эрозионные, иногда с карманами глубиной до 15 см, заполненными обломочным материалом (рис. 6, фиг. 2). В основании и верхней части пачки более распространены мелкообломочные брекчии мощностью 0.2–0.5 м (см. рис. 6, фиг. 4), сложенные неокатанными, реже слабоокатанными обломками серых и темно-серых биокластовых известняков (см. рис. 6, фиг. 3–5). В средней части пачки наблюдается переслаивание известняков лито-биокластовых водорослево-криноидных и криноидных с редкими маломощными прослоями мелкообломочных брекчий. Биокластовые раз-

ности по структуре можно отнести к грубозернистым песчаникам с тонкокристаллическим кальцитовым цементом, в составе которых (в криноидных разностях) присутствуют обломки пелитоморфных известняков. Органические остатки представлены в основном фрагментами остракод, криноидей и зеленых водорослей (рис. 6, фиг. 6–8).

Пачка 2 (19.3 м) сложена преимущественно светло-серыми массивного сложения криноидными песчаниками средне- и крупнозернистыми (см. рис. 6, фиг. 1). Реже проявляется горизонтально-слоистая текстура, обусловленная распределением по размеру окатанных члеников криноидей (0.4–3.0 мм). Цемент тонкокристаллический кальцитовый поровый и яснокристаллический регенерационный, развивающийся вокруг члеников криноидей (см. рис. 6, фиг. 9). Вблизи кровли пачки встречен прослой (10 см) светло-серых доломитов микрозернистых известковистых с неровными границами, выделяющийся бугристой отдельностью и кавернами до 3–4 см в диаметре.

Криноидные песчаники пачки 2 в виде гряды прослеживаются по склону до тектонического контакта с породами обн. ЗП (нумерация по [Першина и др., 1971]), расположенного ниже по реке и имеющего простираие, почти перпендикулярное к простираию пород в разрезе БК-2. Из редких прослоев и линз органических разностей среди светло-серых крипто- и микрозернистых известняков в нижних слоях обн. ЗП по фондовым материалам Б.Я. Дембовского с соавторами 1992 г. определен смешанный комплекс позднеордовикско-раннесилурийской фауны. В широтном течении реки криноидные песчаники перекрыты надвинутой карбонатно-глинистой среднеордовикской шешимской свитой.

Приведенный обзор строения разрезов хирнантского яруса показывает отсутствие верхних слоев верхнеручейной свиты в разрезе БК-2, в обнажении Кожым-108 отмечается развитие палеокарста в кровле юнкошорских слоев, а в разрезе Ко-БКБ наблюдается эрозионная поверхность в кровле камен-

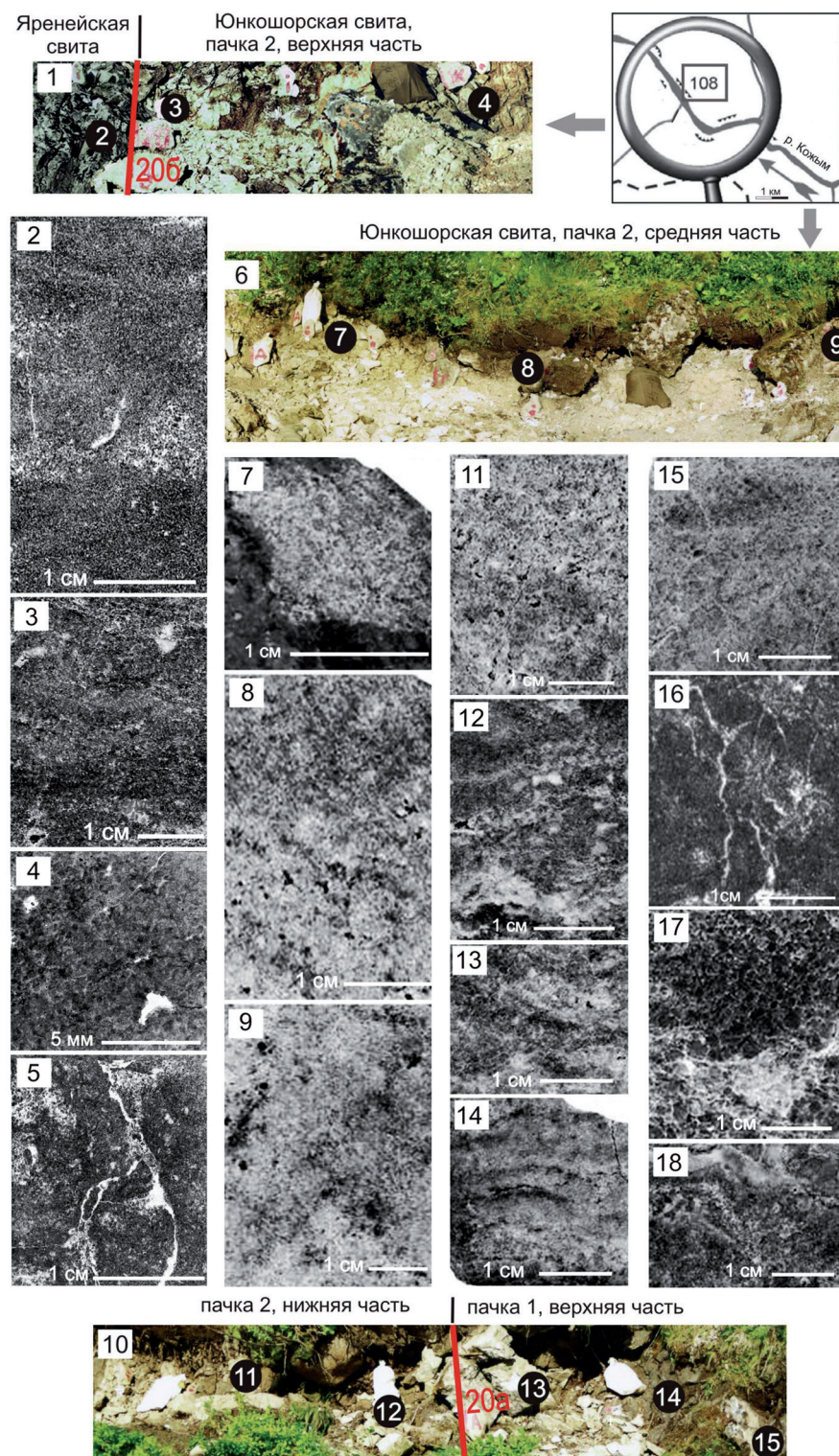


Рис. 5. Характер выходов и типы пород юнкошорской свиты на р. Кожым – разрез Ко-108/01.

1 – граница яренейской (рудданский ярус) и юнкошорской (хирнантский ярус) свит; 2–18 – доломиты: 2 – темно-серые с пятнисто-полосчатой текстурой за счет прослоев со следами биотурбаций в основании яренейской свиты, обр. 0-25.3; 3, 4 – с реликтовой мелкопятнистой и комковатой текстурами, мелкими кавернами со светлым крупнокристаллическим доломитом и примазками черного ОБ (3 – обр. 0-23.5), с порами выщелоченными, расположенными субпараллельно (4 – обр. 0-24.6); 5 – с пятнистой текстурой из участков интенсивной перекристаллизации и брекчированностью, подчеркиваемой светлым средне-крупнозернистым доломитом, обр. 0-24.6; 6 – характер выходов в средней части пачки 2; 7 – с реликтовой мелкопятнистой текстурой и присутствием неявно выраженных обломков светло-серого доломита с реликтовой псевдокомковатой структурой, обр. 0-20.6; 8, 9, 11 – серый до светло-серого с реликтовой сгустково-комковатой структурой, обр. 0-20.6; 10 – светло-серый с реликтовой сгустково-комковатой структурой, обр. 0-20.6; 12 – светло-серый с реликтовой сгустково-комковатой структурой, обр. 0-20.6; 13 – светло-серый с реликтовой сгустково-комковатой структурой, обр. 0-20.6; 14 – светло-серый с реликтовой сгустково-комковатой структурой, обр. 0-20.6; 15 – светло-серый с реликтовой сгустково-комковатой структурой, обр. 0-20.6; 16 – светло-серый с реликтовой сгустково-комковатой структурой, обр. 0-20.6; 17 – светло-серый с реликтовой сгустково-комковатой структурой, обр. 0-20.6; 18 – светло-серый с реликтовой сгустково-комковатой структурой, обр. 0-20.6.

турой, пористый (8 – обр. 0-19.3, 9 – обр. 0-17.4, 11 – обр. 0-16.1); 10 – граница пачек 1 и 2 юнкошорской свиты; 12 – серый до светло-серого с реликтовой органогенной структурой, пятнистой текстурой, пористый, обр. 0-9.4; 13 – серый до светло-серого с реликтовой органогенной структурой и неравномерно пятнистой текстурой, равномерно мелкопористый, обр. 0-7.4; 14 – серый с мелкопятнистой текстурой и строматолитовыми корками, обр. 0-5.8; 15 – светло-серый с реликтовой пятнисто-узурчатой текстурой, обр. 0-2.4; 16 – серый до темно-серого с реликтовой микроструктурной структурой, трещиноватый, брекчированный, тухлявый, обр. 0-2.0; 17 – серый с реликтовой ступенчатой-комковатой структурой и участками более темного микрокомковатого доломита, обр. 0-0.9; 18 – серый с реликтовой органогенной, микроструктурной и строматолитоподобной структурами, с резко несортированными фоссилиями, обр. 0-2.

Fig. 5. Character of outcrops and rock types of the Yunkoshor Fm in the Kozhym River, section Ko-108/01.

1 – the boundary of the Yarenei and Yunkoshor formations; 2–18 – dolostones: 2 – dark-grey with a spotty-banded texture due to interbeds with trace-fossils in the base of the Yarenej Fm, sample 0–25.3; 3, 4 – with relict shown by fine spotty and lumpy structure, small cavities filled with white coarse-grained dolomites with black organic matter (3 – sample 0-23.5), and leached cavities that are located subparallel (4 – sample 0-24.6); 5 – with mottled-patterned texture formed by localities of intensive recrystallization and brecciation marking by white medium to coarse-grained dolomites, sample 0-24.6; 6 – character of outcrop in middle part of the pack 2; 7 – with fine pseudospotty texture and presence of implied fragments of light grey dolomites with relict lumpy texture, sample 0-20.6; 8, 9, 11 – grey to dark-grey with relict clotty-crumby structure, porous (8 – sample 0–19.3, 9 – sample 0-17.4, 11 – sample 0-16.1); 10 – the boundary between 1 and 2 packs of the Yunkoshor Fm; 12 – grey to bright-grey with relict organic structure and mottled texture, porous, sample 0-9.4; 13 – grey to bright-grey with relict organic structure, uneven mottled texture, uniformly fine-porous, sample 0-7.4; 14 – grey with fine-mottled texture and stromatolite crusts, sample 0-5.8; 15 – bright-grey with uneven mottle-patterned texture, sample 0-2.4; 16 – grey to dark-grey with relict micro-clotty structure, fractured, brecciation, and poorly moldering, sample 0-2.0; 17 – grey with relict unevenly distributed clotty-crumby structure with more dark micro-clotted dolostone, sample 0-0.9; 18 – grey with relict organic, micro-clotted, and stromatolite-like structures with sharply unsorted fossils, sample 0-2.

нобабской свиты с карманами обломочного материала в верхних слоях. Эти признаки характеризуют перерыв разного масштаба на границе ордовика и силура, связанного с падением глобального уровня моря в конце хирнанта, отмечаемого в разных регионах мира [Munnecke et al., 2010].

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Как показали литолого-стратиграфические исследования, разрезы хирнантских отложений на изучаемой территории существенно различаются не только литологической характеристикой, но и палеонтологической. Однозначным, однако, является их стратиграфическое положение между охарактеризованными фауной верхнекатийскими и нижнеландоверийскими отложениями.

В разрезе Ко-БКБ бадьяшорскую свиту нижнего хирнанта подстилают несортированные полибиокластовые доломиты яптикшорской с остатками криноидей *Fascicrinus* cf. *costatus* Stuk., *Bystrowicrinus* cf. *compositus* Yelt., *Agetolitella vera* Kim. *Pentagonocyclicus* ex gr. *bylfuracus* Schew. и др.; ругоз *Palaeophyllum* sp.; табулятоморфных кораллов *Paleofavosites* sp., *Favositidae*; брахиопод *Holorynchus* ex gr. *giganteus* Kiaer, конодонтов *Belodina confluens* Sweet и *B. stonei* Sweet, датирующих позднекатийский возраст. В самой бадьяшорской свите органические остатки не встречены. В массивных доломитах каменнобабской свиты среди строматолитоподобных структур распознаются *Girvanella* sp., *Solenopora* sp. и *Vermoporelloides* sp. В верхних слоях этой свиты определены остатки криноидей *Antinocrinus* sp., кораллов ругоз *Grewingia* sp., *Paliphyllum* sp., *Brachylasma* sp., табулятоморфных кораллов

Eocatenipora sp., конодонтов *Panderodus* cf. *panderi* (Stauff.), *Amorphognathus* sp., *Belodina* sp. Ранее комплекс последних относился к верхнему ашгиллию [Мельников, 1999], что в современной стратиграфической шкале отвечает хирнантскому ярусу [Постановления..., 2012]. В перекрывающих темно-серых плитчатых доломитах ручейной свиты с обильным биокластовым материалом установлены криноидеи *Obiticrinus* cf. *quinelobus* (Bather), *Dentiferocrinus* ex gr. *annularis* Schew. и конодонты *Panderodus uncostatus* Sweet., *P. sp.*, *Oulodus* sp., датирующие рудданский комплекс фауны.

В разрезе Ко-108/01 яптикшорская свита, подстилающая юнкошорскую, датируется позднекатийскими брахиоподами *Proconchidium muensteri* (St. Jozeph.) и *Holorynchus giganteus* Kiaer, а также другой фауной [Опорные разрезы..., 1987; Безносова и др., 2011]. В доломитах юнкошорской свиты определимой фауны не установлено, хотя в нижней пачке присутствуют фрагменты табулятоморфных кораллов. Перекрывающие темно-серые плитчатые доломиты яренейской свиты заключают в себе конодонты *Walliserodus* cf. *curvatus* (Branson et Mehl) и *Oulodus*? cf. *nathani* McCracken et Barnes рудданского яруса [Безносова и др., 2011]. Заметим, что в стратотипическом разрезе хирнанта на руч. Мирный в бассейне р. Колыма *W. cf. curvatus* встречается от верхнего катия до середины руддана [Zhang, Barnes, 2007].

В разрезе БК-2 в яптикшорской свите присутствует фауна брахиопод *Proconchidium muensteri* (Kiaer), табулятоморфных кораллов *Catenipora* sp., *Palaeofavosites* sp., геолитоидей *Plasmoporella* sp., *Propora* sp. и довольно обширный комплекс конодонтов *Amorphognathus ordovicicus* (Branson et Mehl), *Coelocerodontus*? *trigonius* (Ethington),

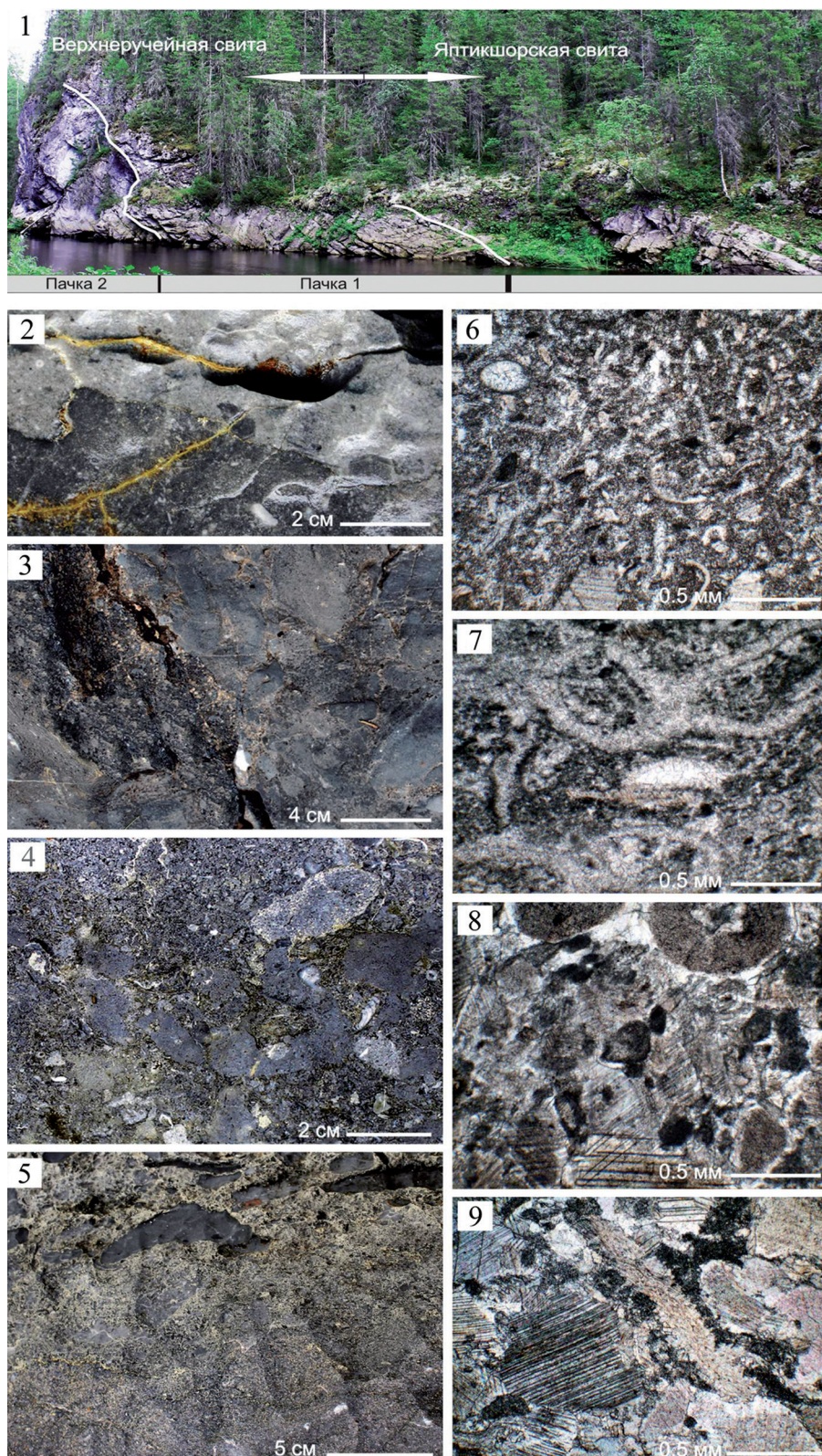


Рис. 6. Характер выходов и типы пород верхнеручейной свиты на р. Б. Косью, Северный Урал, разрез БК-2.

1 – граница яптикшорской и верхнеручейной свит, а также граница пачек 1 и 2 верхнеручейной свиты; 2 – эрозионная граница с карманами, пачка 1; 3, 4 – известняковые брекчии: 3 – грубо-крупнообломочная, пачка 1; 4 – мелкообломочная, пачка 2; 5 – переход биокластовых известняков в несортированные литокластовые, пачка 1; 6–9 – известняки: 6 – микро-биокластовый, обр. 156к2/7; 7 – биокластовый водорослево-криноидный, пачка 1, обр. 156к2/3; 8 – несортированный биолитокластовый, пачка 1, обр. 156к2/5; 9 – биокластовый криноидный, пачка 2, обр. 156к2/4.

Fig. 6. Character of outcrops and rock types of the Verkh Ruchej Fm in the Bol'shaya Kos'yu River, section BK-2.

1 – the boundary of the Yaptikshor and Verkh Ruchej formations, and the boundary between the packs 1, 2 of the Verkh Ruchej Fm; 2 – pocket-like erosional boundary, pack 1; 3, 4 – calcareous breccias: 3 – rough-coarse-grained, pack 1; 4 – fine-grained, pack 2; 5 – change of bioclastic limestones to unsorted litho-clastic ones, pack 1; 6–9 – limestones: 6 – microbioclastic, sample 15bk2/7; 7 – algal-crinoidal bioclastic, pack 1, 156k2/3; 8 – unsorted bio-lithoclastic, pack 1, sample 156k2/5; 9 – crinoidal bioclastic, pack 1, sample 14bk2/4.

Dapsilodus mutates (Branson et Mehl), *Panderodus gracilis* (Branson et Mehl), *Periodon bellus* (Moskalenko), *Protopanderodus liripipus* (Kenedy, Barnes et Uyeno) и др., датирующий поздний катий [Шмелёва, Толмачева, 2016]. В известняках верхнеручейной свиты установлен не менее обширный комплекс конодонтовой фауны *Amorphognathus duftonus* (Rhodes), *A. ordovicicus*, *D. mutates*, *P. gracilis*, *Pr. liripipus*, *Belodina* sp., *Ozarkodina* sp., *Periodon grandis* (Ethington), *Strachanognathus parvus* (Rhodes) и др., охватывающий верхний интервал конодонтовой зоны *Amorphognathus ordovicicus*. Стратиграфическое положение данной зоны до настоящего времени обсуждается. В разрезах разных регионов мира она либо относится к интервалу от середины катия до середины хирнанта яруса [Bergström, Leslie, 2009; Kaljo et al., 2012; и др.], либо охватывает средний катий и хирнант [Gradstein et al., 2004; Batten Hender, Dix, 2008; Состояние..., 2008; Мавринская, Якупов, 2016]. Согласно фондовым материалам Б.Я. Дембовского с соавторами 1992 г., из смешанного комплекса фауны в обн. ЗП были определены позднеордовикские представители строматопороидей *Labechia regularis* (Yabe et Syg.); табулятоморфных кораллов *Plasmoporella* sp. и ругоз *Grewingkia*? sp.; конодонтов *Dapsilodus oblicostatus* (Branson et Mehl), *Protopanderodus insculptus* (Graves et Ellison), *Walliserodus* sp., *Decoriconus fragilis* (Branson and Mehl). Заметим, что ругозы *Grewingkia* cf. *altaica* (Tcherepina) были встречены в рифе Большая Косью среднекатийского возраста, а *G. sp.* – в доломитах каменнобабской свиты совместно с конодонтами *Belodina* sp. и *Amorphognathus* sp. Лландоверийский комплекс представлен конодонтами *Astropentagnathus irregularis* (Mostler), *Aspelundia* cf. *fluegeli* (Armstrong), *Ozarkodina* cf. *excavata* (Branson et Mehl), *Panderodus* cf. *greenlandensis* (Armstrong), *Oulodus* sp., *Carniodus carnicus* (Walliser). Конодонты *Oz. cf. excavata* в стратотипическом разрезе хирнанта на руч. Мирный присутствуют в верхней части граптолитовой зоны *Akidograptus ascensus* рудданского яруса [Kaljo et al., 2012, fig. 4].

Таким образом, смешанный комплекс фауны из нижних слоев обн. ЗП на р. Б. Косью свидетельствует о размыве пограничных отложений хирнантского и части рудданского ярусов. О существовании перерыва на границе ордовика и силура на Южном Урале поднимался вопрос еще в 1950–1960-е гг. [Ожиганов, 1955; Краузе, Маслов, 1961] при изуче-

нии верхнеордовикской набиуллинской свиты. В ее стратотипе на р. Белая установлена последовательная смена комплексов конодонтов верхнего ордовика от верхней части сандбийского яруса до границы с нижнесилурийскими отложениями, что позволяет четко диагностировать масштаб перерыва [Мавринская, Якупов, 2016]. Доказательства существования перерыва имеются и на Среднем Урале, где расположен стратотип кырьинского горизонта [Маслов и др., 1996]. Более масштабный перерыв, оцениваемый в несколько миллионов лет и фиксируемый поверхностью несогласия, описан в разрезах Центральной Швеции как следствие позднехирнантского оледенения [Dahlqvist, Calner, 2004].

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Известно, что изотопный состав углерода и кислорода несет в себе информацию об их исходно-осадочной природе, однако при этом геохимическое поведение углерода и кислорода при образовании карбонатных пород различается, в том числе в ходе постседиментационных процессов изотопный состав кислорода, по сравнению с углеродом, изменяется гораздо легче [Виноградов, 2007].

В разрезе Ко-БКБ изотопные исследования карбонатов в бадьяшорских брекчиях проводились по обломочному материалу, матриксу и цементу. При этом были получены следующие результаты: в матриксе $\delta^{13}\text{C} = 0.8\text{--}1.9\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 22.3\text{--}25.1\text{‰}$; обломках $-0.2\text{--}1.5\text{‰}$ и $18.4\text{--}26.1\text{‰}$, в цементе $-2.6\text{--}1.8\text{‰}$ и $21.4\text{--}25.9\text{‰}$ соответственно. В целом снизу вверх по разрезу бадьяшорской свиты отмечено существенное утяжеление изотопного состава углерода и кислорода от -2.6 до 1.9‰ и от 18.4 до 26.1‰ соответственно, что составляет 4.5‰ по $\delta^{13}\text{C}$ и 7.7‰ по $\delta^{18}\text{O}$ (табл. 1). Особенностью данной свиты являются пять отрицательных экскурсов углеродной и кислородной кривых, выделенных цветом на рис. 7. Следует отметить, что облегчение по $\delta^{13}\text{C}$ в основании бадьяшорской свиты можно сопоставить с выраженным негативным смещением изотопного состава углерода в основании юнкошорской свиты. Резкий и более выразительный положительный экскурс $\delta^{18}\text{O}$ отмечается в верхних слоях свиты. В массивных серых и светло-серых доломитах верхней части каменнобабской свиты также установлено небольшое утяжеление изотопного состава углерода и кислорода: $\delta^{13}\text{C} = 0.1\text{--}0.5\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 23.4\text{--}24.5\text{‰}$, что сопоставляется с аналогичным утяжелением в других разрезах.

Таблица 1. Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в хирнантских карбонатных породах разрезов Ко-БКБ, БК-2, Ко-108/01

Table 1. Content of the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in the Hirnantian carbonate rocks of the Ko-BKB, BK-2, and Ko-108/01 sections

Проба	$\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}, \text{‰}$	Проба	$\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}, \text{‰}$	Проба	$\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}, \text{‰}$
Разрез БК-2			Ко-76/4а	1.8	24.9	Ко-74/21а	0.7	27.3
БК-2/1	1.0	27.1	Ко-76/4б	1.9	25.1	Ко-74/21б	0.8	27.6
БК-2/2	0.7	26.7	Ко-76/4в	0.9	25.0	Ко-74/22	1.4	26.7
БК-2/3	1.2	28.0	Ко-76/4г	1.8	24.0	Ко-74/23	1.4	27.0
БК-2/4	0.8	27.5	Ко-76/5а	1.5	23.7	Ко-74/24	1.7	27.3
БК-2/5	1.4	27.2	Ко-76/5б	1.9	23.8	Ко-74/25	1.8	27.5
БК-2/6	1.0	27.5	Ко-76/6а	1.6	26.1	Ко-74/26	1.1	26.9
БК-2/7	1.1	27.4	Ко-76/6б	1.5	25.3	Ко-74/27	1.6	26.8
БК-2/8	0.9	27.8	Ко-76/7а	1.4	25.3	Ко-74/28	2.0	27.1
БК-2/10	1.5	28.2	Ко-76/7б	0.5	25.9	Ко-74/29	2.1	26.3
БК-2/11	1.1	27.8	Ко-76/8	0.9	24.9	Ко-74/30	2.0	27.6
БК-2/12	1.2	28.5	Ко-76/9а	0.3	20.6	Ко-74/31	1.6	25.7
БК-2/14а	-0.7	25.5	Ко-76/9б	0.9	24.8	Ко-74/32	2.0	26.6
БК-2/14б	0.2	27.9	Ко-76/9в	0.8	25.7	Ко-74/33	2.5	26.8
БК-2/15	0.8	27.6	Ко-76/10	1.8	24.6	Разрез Ко-108/01		
БК-2/16а	1.1	27.3	Ко-76/11а	1.0	25.0	Ко-108/38.0	1.2	24.0
БК-2/16б	1.2	27.8	Ко-76/11б	0.1	23.7	Ко-108/37.0	1.2	23.9
БК-2/17а	1.0	27.4	Ко-76/11в	0.8	24.0	Ко-108/29.1	0.1	23.2
БК-2/17б	1.2	27.8	Ко-76/11г	0.3	23.1	Ко-108/25.3	1.3	25.7
БК-2/18а	0.8	26.3	Ко-76/13а	0.1	20.3	Ко-108/23.5	0.9	25.4
БК-2/18б	1.0	26.9	Ко-76/13б	0.8	21.9	Ко-108/22.5	2.0	24.4
БК-2/19а	1.6	25.9	Ко-76/13в	0.1	23.9	Ко-108/20.6	0.6	24.9
БК-2/19б	1.1	25.8	Ко-76/14	0.5	21.3	Ко-108/19.5	1.8	25.6
Разрез Ко-БКБ			Ко-76/15	0.3	23.2	Ко-108/19.3	2.0	25.4
Ко-76/1К	0.8	24.2	Ко-74/11	0.5	26.9	Ко-108/17.4	1.6	25.4
Ко-76/2К	0.3	26.1	Ко-74/12	0.3	26.9	Ко-108/16.1	1.6	25.7
Ко-76/1	-0.2	25.7	Ко-74/13	0.3	27.0	Ко-108/12.5	1.7	24.5
Ко-76/1а	1.7	23.4	Ко-74/14	0.2	26.7	Ко-108/9.4	1.8	25.3
Ко-76/1б	-2.6	23.5	Ко-74/15	0.3	26.9	Ко-108/7.4	-0.4	22.6
Ко-76/2а	1.6	24.6	Ко-74/16	0.3	26.4	Ко-108/5.8	1.6	25.6
Ко-76/2б	1.5	25.2	Ко-74/17	0.2	26.2	Ко-108/5.8	1.4	25.6
Ко-76/2в	1.5	25.7	Ко-74/18	0.2	27.7	Ко-108/2.4	1.1	24.4
Ко-76/3а	0.6	18.4	Ко-74/19	0.4	27.0	Ко-108/0.9	0.9	25.5
Ко-76/3б	1.3	22.3	Ко-74/20	0.8	27.3	Ко-108/0.2	1.0	25.8
Ко-76/3в	0.4	21.4						

В целом по хирнанту в разрезе Ко-БКБ отмечаются закономерные колебания изотопного состава, выраженные в синхронных экскурсах величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Такое поведение изотопов углерода и кислорода свидетельствует об отсутствии определенной тенденции в изменениях изотопного состава углерода и кислорода в хирнантском разрезе, определяемой своеобразием формирования отложений бадьяшорской свиты в субаэральной обстановке, а каменнобской свиты – в мелководной отмельной. Отсутствие данных по пограничным слоям бадьяшорской и каменнобской свит не позволяет представить полную хеомстратиграфическую характеристику. В то же время значимое событие приурочено к границе катийского и хирнантского ярусов, где отмечается существенное облегчение изотопного состава углерода (от 0.3 до -2.6‰) и кислорода (от 26.1 до 23.5‰), т. е. верхнекатийские (яп-тиксорские) органогенные доломиты в кровле ха-

актеризуются более тяжелым изотопным составом углерода и кислорода по сравнению с таковым нижнехирнантский (бадьяшорский) брекчий. Кроме того, отчетливо видно, что от кровли бадьяшорской свиты изотопный состав углерода становится тяжелее – от 0.3 до 2.5‰, кислорода – от 23.2‰ до 26.2–27.7‰. Для каменнобской свиты наиболее полный отбор проб характеризует пограничные породы ордовика и силура (см. рис. 7). Здесь в целом проявляется тенденция облегчения $\delta^{13}\text{C}$ – от 2.5‰ в верхних слоях каменнобской свиты до 0.2‰ в нижних ручейной.

Показательными являются также данные по ОВ. Так, изотопный состав органического углерода становится легче на 4.23‰ (от -23.46 до -27.63‰), что свидетельствует о резком увеличении содержания ОВ в нижних слоях ручейной свиты. Исследование методом газовой хроматографии показало, что черные доломиты из основания ручейной свиты

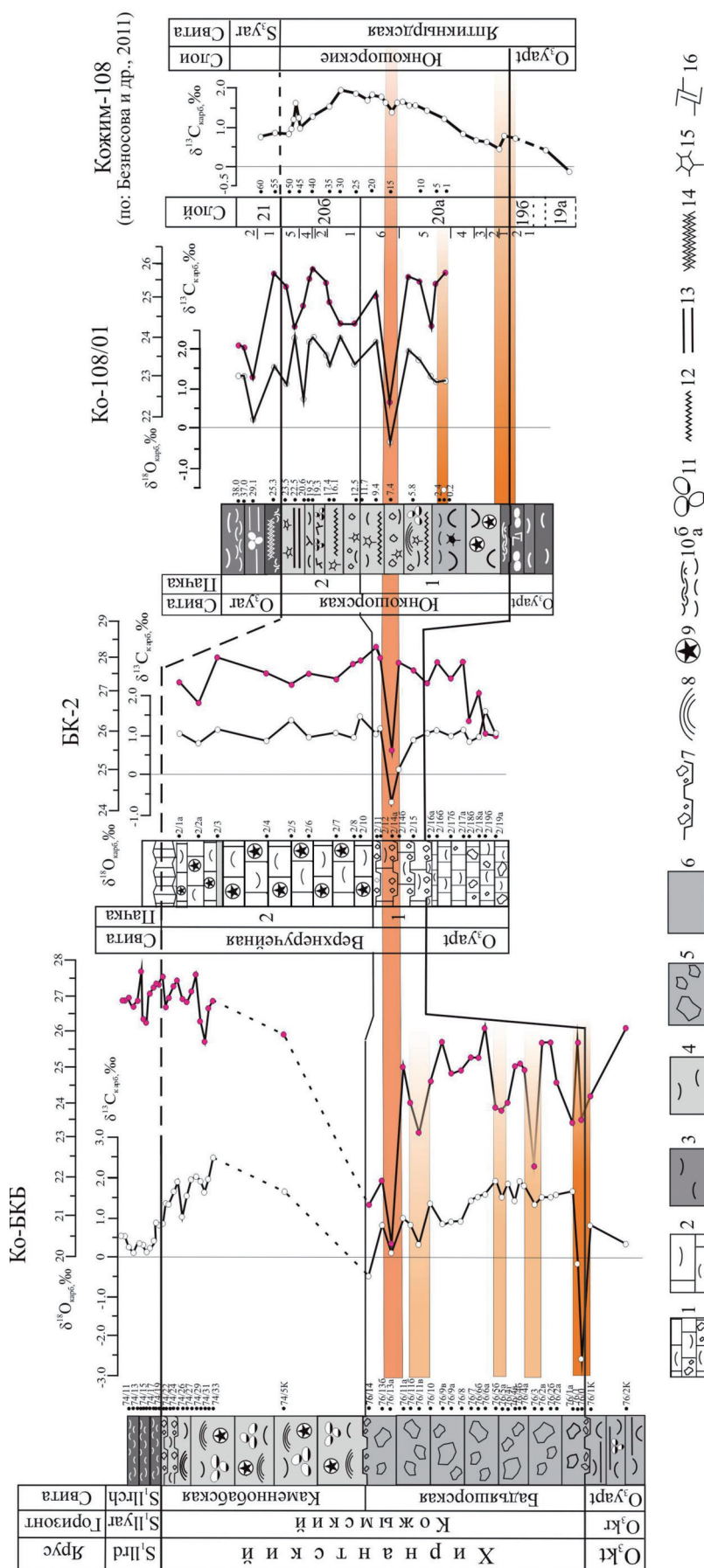


Рис. 7. Стратиграфическое положение образцов и распределение $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в разрезах Ко-БКБ, БК-2, Ко-108/01 и Кожим-108.

1, 2 – известняки: 1 – биокластовый с участками брекчий, плитчатый; 2 – биокластовый несортированный массивный; 3 – темно-серый биокластовый; 4 – светло-серый биокластовый; 5 – серый, брекчиевый; 6 – серый тонкозернистый; 7 – эрозивная граница с карманами, выполненными обломочным материалом; 8 – строматолитовые структуры; 9 – криноиды; 10 – биокластовые: а – сортированные, б – несортированные; 11 – пятнистая, 12 – узорчатая, 13 – полосчатая, 14 – биотурбации; 15 – поры, каверны; 16 – трещиноватость.

Fig. 7. Stratigraphic location of samples, and the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ curves for the Ko-BKB, BK-2, Ko-108/01, and Kozhim-108 columnar sections.

1, 2 – limestones: 1 – bioclastic with breccias, platy; 2 – unsorted bioclastic, massive; 3 – dark-grey bioclastic; 4 – bright-grey bioclastic; 5 – grey, breccias; 6 – grey fine-grained; 7 – pocket-like erosional boundary filled with debris; 8 – stromatolitic structures; 9 – crinoids; 10 – bioclastic: a – sorted, b – unsorted; 11 – spotted, 12 – patterned, 13 – banded, 14 – bioturbation; 15 – porous, cavern; 16 – jointing.

лландовери (пробы Ко-74-2К и Ко-74-2К) характеризуются преобладанием среднемолекулярных н-алканов ($\Sigma C_{13}-C_{18}$: 50.36, 51.07 и 50.78%) с максимумом распределения при н- C_{16} (Кч C_{16} 1.31 и 1.49) и практически полным отсутствием н-алканов в высокомолекулярной области. Среди изопреноидов идентифицированы изо- C_{15} , изо- C_{16} , изо- C_{18} , изо- C_{19} (пристан) и изо- C_{20} (фитан). Отношение пристан/фитан (Pr/Ph) составляет 0.93 и 0.80 соответственно, а (Pr + Ph)/(C17 + C18) – 0.49 и 0.38. Все это позволяет говорить о том, что породы имеют источник генерации – сапропелевое ОВ с большим вкладом микробной составляющей в черных биокластовых доломитах [Хант, 1982], присутствующих только в разрезе Ко-БКБ. Накопление ОВ происходило в восстановительных условиях, возникших в результате резкой глобальной рудданской трансгрессии после регрессии позднехирнантской фазы оледенения. Подобные обстановки с формированием черных сланцев в основании лландовери отмечаются и в других регионах [Melchin et al., 2013].

В разрезе Ко-108/01 данные по изотопному составу карбонатного углерода и кислорода (см. табл. 1) получены из доломитов юнкошорской свиты, отобранных автором в 2001 г. На рис. 7 показана корреляция разрезов Кожим-108 и Ко-108/01, где видно некоторое различие в форме изотопных кривых по углероду, что, возможно, объясняется усреднением большого количества значений при отборе проб П. Мянником через 50 см. Однако на кривой изотопного состава углерода в обоих разрезах отчетливо проявляется отрицательный экскурс в верхней части нижней пачки (зона выделена цветом). В целом значения изотопного состава углерода и кислорода в обеих пачках довольно близки и составляют, ‰: $\delta^{13}C$ – от –0.4 до 1.8, $\delta^{18}O$ – от 22.6 до 25.8 (пачка 1) и $\delta^{13}C$ – от 0.6 до 2.0, $\delta^{18}O$ – от 24.9 до 25.8 (пачка 2).

В разрезе БК-2 породы верхнеручейной свиты характеризуются частыми колебаниями изотопного состава в широких пределах: $\delta^{13}C$ = от –0.7 до 1.6‰ и $\delta^{18}O$ = 24.73–28.24‰ (см. рис. 7, табл. 1). Такая ситуация определяется сложным литологическим составом свиты, сформированным в результате частых синседиментационных размывов с образованием эрозионных поверхностей, и широким распространением обломочных разностей, заполнявших эрозионные карманы (см. рис. 6), характерные для нижней пачки. Возможно, эпигенетические преобразования, представленные в породах в основном перекристаллизацией, не оказывают на изотопный состав такого сильного влияния, как доломитизация. Анализируя изотопные кривые углерода и кислорода по разрезу, отметим, что нельзя четко выделить ковариационные (прямые или обратные) значения в породах нижней и верхней пачек. Исключением является прямая зависимость резкого облегчения изотопного состава углерода

и особенно кислорода в обломочных известняках верхней части нижней пачки, прослеживаемого и в других разрезах.

Карбонатные породы подвергаются эпигенетическим преобразованиям под влиянием захороненных (элизионных) или метеорных флюидов. Поэтому для полной оценки степени сохранности первичных изотопных систем кислорода, углерода и стронция в них необходимы дополнительные геохимические параметры – такие как Mn/Sr, Fe/Sr – и взаимосвязь величин $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ [Изох и др., 2009], которые у авторов, к сожалению, в данный момент представлены отрывочно.

Отрицательные экскурсы изотопного состава углерода и кислорода в средней части хирнантского яруса

Приведенные выше характеристики разрезов хирнантских отложений указывают на присутствие двух интервалов с текстурными и изотопными аномалиями (см. рис. 7), соответствующих нижнему и верхнему хирнанту. В стратотипических разрезах: в северной части провинции Ванживан (Wangjiawan North) в Китае и на руч. Мирный в бассейне р. Колымы подразделения хирнанта отвечают двум граптолитовым зонам. При этом граница нижнего-верхнего хирнанта рассматривается как среднехирнантский интервал. Анализ кривых изотопного состава углерода и кислорода в изученных нами разрезах показал четко выраженный негативный экскурс вблизи кровли нижнего хирнанта в разрезах бадьяшорской свиты, нижней пачки верхнеручейной свиты и нижней пачки юнкошорской свиты. Значения $\delta^{13}C_{карб}$ экскурса представлены соответственно: от 0.8 до 0.1, от 0.2 до –0.7 и от 1.4 до –0.4‰ (см. табл. 1). Слабее выраженный отрицательный экскурс изотопов углерода отмечается и в верхней части пачки 20А в разрезе Кожим-108 [Безносова и др., 2011, рис. 5]. На этом уровне в рассматриваемых разрезах наблюдается снижение значений $\delta^{18}O$ соответственно от 25.0 до 20.3, от 27.9 до 25.5 и от 25.6 до 22.6‰. Более интенсивно негативный экскурс (4.7‰) изотопов кислорода отмечается в бадьяшорской свите, где, по крайней мере, пять отрицательных экскурсов значений изотопов углерода и кислорода отражают сложную историю формирования брекчий.

Доломитизация характерна для всех карбонатных толщ ордовика и силура, развитых в районе разреза Ко-БКБ, но интенсивнее всего она проявлена в бадьяшорских брекчиях. Как установлено при литолого-геохимическом изучении древних карбонатов [Хабаров, Изох, 2014], смещение $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ в отрицательную сторону обычно происходит при взаимодействии карбонатных пород с метеорными и глубинными водами. Влияние постседимента-

ционных процессов на изменение первичного изотопного состава углерода менее заметно, чем кислорода, поэтому изотопные отношения кислорода могут рассматриваться как чувствительный индикатор постседиментационных преобразований [Виноградов, 2007]. Смещение изотопных отношений кислорода по отношению к изотопным отношениям углерода, как видно на рис. 7, в бадьяшорских брекчиях существенно выше на всех уровнях негативных экскурсов, что может служить подтверждением выявленной по литологическим данным неодофазной доломитизация брекчий по отношению к другим изученным разрезам доломитизированных известняков. Ранняя фаза доломитизации могла проявиться во время выведения известковых осадков в зону супралиторали при регрессиях, сопровождавших раннехирнантское оледенение. В результате регрессии происходило резкое уменьшение объема водного столба на шельфе и могла повыситься соленость морских вод. Фаза поздней доломитизации, вероятнее всего, была связана с поступлением магнезиальных вод из подстилающих яптикшорские отложения сульфатно-карбонатных толщ, развитых в настоящее время в более западных районах седиментационного бассейна [Расказова, 1988], что могло быть отражением региональных тектонических деформаций при формировании Уральского орогена [Юдин, 1994; Тимонин, 1998].

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ХИРНАНТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Сравнение разрезов хирнантских отложений в приэкваториальных широтах с хирнантскими ледниковыми отложениями в Марокко и Аргентине показало, что главные изменения уровня моря в хирнантском веке определялись гляциоэвстатическими колебаниями [Melchin, Holmden, 2006]. Глобальная регрессия в раннем хирнанте, вызвавшая понижение уровня моря на величину от 50 до 80 м, вывела в область эрозии многие карбонатные платформы и привела к формированию брекчий, карста, спелеотерм [Kroger et al., 2015]. Разрезы хирнантских отложений, демонстрируемые в многочисленных публикациях, характеризуются различиями как в предполагаемых колебаниях уровня моря, так и в изотопных кривых [Brenchley, 2004; Melchin et al., 2013]. Корреляция $\delta^{13}\text{C}$ по разрезам хирнанта из разных регионов мира показала, что положение пика наибольшего позитивного смещения может быть асинхронно в разных регионах [Melchin, Holmden, 2006], а иногда он проявлен слабо или почти не выражен. Это можно объяснить особенностями геологического строения и тектонической эволюции разных регионов. Смена верхнекатийских глинисто-карбонатных отложений, сформировавшихся в обстановках открытого мо-

ря с нормальной соленостью при гумидизации климата, крайне мелководными нижнехирнантскими отложениями на фоне общего похолодания и аридизации климата проявилась по-разному также в Тимано-Североуральском осадочном бассейне. Это прежде всего определялось тектонической дифференциацией палеоландшафта и, соответственно, высотой водного столба в бассейне.

Например, отчетливое отрицательное смещение состава изотопов углерода имеет место на рубеже катийского и хирнантского ярусов в разрезах Ко-БКБ и Кожим-108. В первом из них (внешняя часть окраины платформы) экскурс на более чем 3.0‰ совпадает с резкой сменой условий седиментации от суб- до супра- и субаэральных. Во втором (внутренняя часть окраины платформы) отрицательный экскурс составляет не более 0.5‰ [Безносова и др., 2011, рис. 7] и фациальное изменение выражено менее резко: от верхней сублиторали до мелководной отмели. В разрезе БК-2 на этом рубеже изотопное смещение фактически отсутствует, поскольку здесь и в позднем катии (яптикшорская свита), и в раннем хирнанте (пачка 1 верхнеручейной свиты) были широко развиты механогенные (биокластовые пески, дебитный материал) осадки. Такое породное разнообразие связано с неоднозначным характером тектонических блоков фундамента на окраине карбонатной платформы в позднем ордовике [Тимонин, 1998; Антошкина, 2011] и с проявлением на этом фоне глобального падения уровня моря в раннем хирнанте. Аналогичная ситуация наблюдается и в разномасштабном выражении эрозионных процессов на рубеже ордовика и силура в исследуемом регионе, а также в более южных уральских разрезах [Маслов и др., 1996; Мавринская, Якупов, 2016].

Показательным является и среднехирнантский уровень (см. рис. 7), выделяющийся облегчением изотопного состава углерода и кислорода в разрезах Ко-БКБ (на 0.7 и 4.7‰ соответственно), БК-2 (0.9 и 2.4‰) и Ко-108/01 (1.8 и 3.0‰). Как установлено при литолого-геохимическом изучении древних карбонатов [Хабаров, Изох, 2014], смещение $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в отрицательную сторону обычно происходит при взаимодействии карбонатных пород с метеорными и глубинными водами. Отмечено, что изотопные отношения кислорода могут рассматриваться как чувствительный индикатор постседиментационных преобразований [Виноградов, 2007]. Следовательно, наибольшее негативное отклонение $\delta^{18}\text{O}$ (на 4.7‰) в бадьяшорских брекчиях свидетельствует о более интенсивных вторичных преобразованиях.

Отрицательные отклонения значений $\delta^{18}\text{O}$ в значительной степени связаны с опреснением воды внутренних морей за счет континентального стока [Munnecke et al., 2010; Melchin et al., 2013]. Понижение значений $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах свидетельству-

ет о дополнительном окислении накопленных ранее углеводов, а в условиях похолодания и падения уровня моря количество окисляемого органического вещества уменьшается, что хорошо видно при сопоставлении вариаций кривых $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$. Исходя из этого, можно говорить о том, что в среднехирнантское время в исследуемом регионе произошло существенное обмеление морского бассейна, сопровождавшееся активным поступлением изотопно-облегченных пресных вод. Прямые и обратные вариации углерода и кислорода, наблюдаемые в разрезах Ко-БКБ, БК-2 и Ко-108/01, отражают в комплексе разнообразные процессы как при формировании отложений, так и в случае эпигенетических преобразований пород.

Среднехирнантский интервал так или иначе проявляется в разрезах разных регионах мира, но выражен по-разному [Chen et al., 2006; Munnecke et al., 2010; Young et al., 2010; Gorjan et al., 2012; Kaljo et al., 2008, 2012; и др.]. Подобный факт, отраженный на кривых изотопного состава, может служить хорошим маркером для корреляции хирнантских отложений не только с другими разрезами исследуемого региона, но и с другими регионами. Согласно отрицательный экскурс $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в середине хирнанта отмечается в набиулинском разрезе Южного Урала [Мавринская, Якупов, 2016, рис. 6], как и сходство комплексов конодонтовой фауны верхнего катия-хирнанта. Например, негативный экскурс $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ и $\delta^{34}\text{S}$ в среднем хирнанте [Melchin et al., 2013, fig. 3] прослежен в разрезах Добс Линн (Dob's Linn, Scotland), Вэст-Энд (West End, Anticosti Island, Que), руч. Винни (Vinni Creek, Nevada), Нанбази (Guizhou) и Вандживан (Wangjiawan, Hubel).

Глобальные регрессии, как правило, связаны с изменением климатических условий в сторону похолодания и формирования континентальных ледников. Сокращение теплообеспеченности земной поверхности в период похолодания существенно преобразует круговорот воды в природе: возникают континентальные ледники, происходит гляциозвстатическая регрессия Мирового океана и увеличивается площадь материков в результате частичного осушения шельфов. Над материками атмосфера оказывалась несколько разреженной и климат становился более континентальным, т. е. засушливым, наблюдалось повышение солености морских вод или проявление эрозионных процессов. Эти процессы подтверждены данными при изучении последних этапов геологической истории, охарактеризованных на стандартной морской шкале $\delta^{18}\text{O}$ SPECMAP [Казьмин, Волков, 2010].

В Тимано-Североуральском морском бассейне доказаны существование регрессии в раннем хирнанте и повышение уровня моря в позднем, но вблизи границы с силуром вновь проявляются признаки обмеления, сменяющегося глобальной руд-

данской трансгрессией. Однако характер хирнантских отложений различается в разных регионах мира. Например, породы хирнантской формации Косов в Баррандиенском бассейне Чехословакии также показывают признаки резкой регрессии, сменявшей верхнекатийские отложения сублиторали, причем ей свойственно появление наиболее ранней хирнантской холодноводной фауны [Mergl, 2011]. Напротив, самый верхний горизонт Эллис Бэй формации на о-ве Антикосты (Квебек) характеризуется обмелением до конца хирнанта, как и горизонт поркуни в Эстонии [Kaljo et al., 2004]. В то же время изменение литофаций и устойчивые данные изотопии от основания до кровли хирнанта в хорошо изученных пограничных ордовикско-силурийских отложениях в Копенгагенском Каньоне и Неваде показывают углубление лишь в верхней части рудданской зоны persculptus [Bergström et al., 2014].

Таким образом, палеогеографическая ситуация в Тимано-Североуральском осадочном бассейне к хирнантскому веку (яптикшорское = салюкинское время) характеризовалась развитием в открытом морском бассейне трансгрессивных глинисто-карбонатных трактов с разнообразной фауной, наиболее распространенной в уральских и приуральских разрезах. Исключение составляет разрез р. Б. Косью в бассейне р. Илыч на Северном Урале, где среди яптикшорских известняков присутствуют довольно мощные прослои известняковых конглобрекций, что, вероятно, обусловлено интенсивностью тектонических процессов на территории Северного Урала в это время [Юдин, 1983]. Резкая смена обстановок седиментации в хирнантском веке проявилась существенной эрозией карбонатной платформы в начале и середине века, последующим ее затоплением в начале позднего хирнанта и резким обмелением в конце на границе с силуром, где фиксируется перерыв в осадконакоплении, палеонтологически обоснованный на Северном Урале и проявленный также южнее и западнее. Охарактеризованные фауной верхнеордовикские и нижнесилурийские отложения в центральных областях Русской плиты не установлены, лишь в восточном ее обрамлении, на севере Тимана, обнаружены среднелландоверийские известняки и терригенные породы, залегающие на рифейских [Валоюквичус и др., 1983]. Согласно данным В.Г. Ваарлы с соавторами [2003], все области шельфов на палеоконтиненте Балтика в той или иной степени были затоплены во время рудданского повышения уровня моря после отступления последних ордовикских ледников в Северной Африке и Южной Америке. Подобно ручейной свите, перекрывающей хирнантские отложения в разрезе Ко-БКБ на Приполярном Урале, в Большом Бассейне США выше эрозионной границы ордовика-силура также накапливались руддан-аэронские рамповые осадки [Harris, Sheehan, 1996]. Различие обстановок седиментации в хирнантском

веке на исследуемой территории было обусловлено тектонической активизацией блоков композитного фундамента Печорской плиты [Тимонин, 1998], связанной с развивающимся каледонским орогенезом на северо-западе (в современных координатах) Восточно-Европейской платформы [Филатова, Ханн, 2010].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате анализа состава, строения и условий образования хирнантских отложений в изученных разрезах можно констатировать следующее. На окраине карбонатной платформы раннехирнантская регрессия проявилась в виде формирования четко выраженных эрозионных поверхностей, а также экскурсов изотопного состава углерода и кислорода (восточные разрезы Ко-БКБ – бадьяшорская свита – и БК-2 – нижняя пачка верхнеручейной свиты). Во внутренней части окраины платформы (западный разрез Ко-108/01 – пачка 1 юнкошорской свиты) эрозионные процессы проявились в меньшей степени.

Тектонически обусловленное преобразование позднекарийской (яптикшорской) платформы со свободным водообменом и распространением в пределах региона сублиторальных глинисто-карбонатных трансгрессивных трактов в крайне мелководную с областями эрозии дифференцированную платформу-шельф определило разнообразие седиментационных обстановок в раннем хирнанте на внешней зоне ее окраины (разрезы Ко-БКБ и БК-2). В то же время отложения внутренней зоны окраины (разрез Ко-108/01) показывают, что карбонаты здесь формировались в мелководной обстановке с подвижной гидродинамикой, о чем свидетельствует распространение криноидных и полибиокластовых карбонатов. Более однородные условия на карбонатной платформе существовали только в кратковременный интервал времени в середине хирнанта, на что указывают выявленные отрицательные смещения в изотопном составе углерода и кислорода. Вновь дифференциация обстановок осадконакопления отчетливо проявилась в позднем хирнанте при сопоставлении разрезов внешней (Ко-БКБ и БК-2) и внутренней (Ко-108/01) зон окраины платформы, а также в пределах самой внешней зоны. Каменноабская свита на Приполярном Урале и пачка 2 верхнеручейной свиты на Северном Урале характеризуют обстановки отмелей с криноидно-песчаными фациями. В отличие от разреза БК-2 в каменноабское время на отмели формировались биогермы. Типы разрезов хирнантских отложений внешней части континентальной окраины отражают существенные колебания уровня моря – от супралиторальных до мелководно-морских. Карбонаты пачки 2 юнкошорской свиты (разрез Ко-108/01) со сгустковыми

микробияльными структурами и слоистыми текстурами, напротив, свидетельствуют о более спокойноводных условиях нижней зоны литорали. Такое разнообразие обстановок седиментации объясняется существованием палеоподнятий и палеодепрессий (приподнятых и опущенных блоков фундамента) на окраине карбонатной платформы, что прослеживается и в отложениях более поздних периодов палеозоя.

При изучении разрезов, относимых к хирнантскому ярусу, установлен выразительный негативный экскурс изотопного состава углерода и кислорода в середине хирнантского века. Он отражает временной интервал интенсивного континентального сноса и влияния пресных вод при обширной региональной регрессии Тимано-Североуральского осадочного бассейна. Этот выразительный изотопный экскурс можно использовать в качестве регионального литолого-геохимического репера среднехирнантских отложений.

В качестве наиболее полного стратона для хирнантского яруса в стратиграфической схеме верхнего ордовика Западного Урала предлагается выделить “кожымский” горизонт со стратотипическими разрезами на р. Кожым Приполярного Урала. Этот горизонт залегает над кыринским, который в свою очередь коррелирует с верхним катием.

Авторы благодарят коллектив ЦКП “Геонаука” за аналитические исследования и специалистов-палеонтологов за определения фауны, что способствовало выполнению нашей работы, а также Г.А. Мизенса за помощь в подготовке данной публикации.

Работа проводилась в рамках Госпрограммы № АААА-А17-117121270034-3 и при частичной финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 18-5-5-31.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антошкина А.И. (2007) Нижний палеозой верховьев р. Кожым, Приполярный Урал. *Изучение, сохранение и использование объектов геологического наследия северных регионов (Республика Коми)*. Мат.-лы науч.-практич. конф. Сыктывкар: Геопринт, 65-67.
- Антошкина А.И. (2011) Генетические типы карбонатных псефитолитов нижнего палеозоя севера Урала: II. Типы, модели и особенности формирования. *Литосфера*, (3), 39-49.
- Антошкина А.И., Салдин В.А., Никулова Н.Ю., Юрьева З.П., Пономаренко Е.С., Сандула А.Н., Канева Н.А., Шмелёва Л.А., Шебошкин Д.Н., Шадрин А.Н., Инкина Н.А. (2015) Реконструкция осадконакопления в палеозое Тимано-Североуральского региона: направления исследований, результаты, проблемы и задачи. *Изв. Коми НЦ УрО РАН*, 21(1), 55-72.
- Безносова Т.М., Майдль Т.В., Мянник П. (2006) Страти-

- графический объем и строение яптикнурдской свиты верхнего ордовика Приполярного Урала. *Вест. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (10), 11-15.
- Безносова Т.М., Майдль Т.В., Мянник П., Мартма Т. (2011) Граница ордовика и силура на западном склоне Приполярного Урала. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, **19**(4), 21-39.
- Валюкявичус Ю.Ю., Гладковский В.Г., Каратают-Талимаа В.Н., Курс В.Ш., Мельников С.В., Меннер В.В. (1983) Стратиграфия силура и нижнего девона Северного Тимана. *Изв. АН СССР, сер. геол.*, (10), 53-64.
- Виноградов В.И. (2007) Изотопные показатели геохимических изменений осадочных пород. *Природа*, (11), 22-28.
- Граница ордовика и силура на Северо-Востоке СССР. (1983) (Ред. Б.С. Соколов, Т.Н. Корень, И.Ф. Никитин). Л.: Наука, 205 с.
- Изох О.П., Изох Н.Г., Пономарчук В.А., Семенова Д.В. (2009) Изотопы углерода и кислорода в отложениях фран-фаменского (верхний девон) разреза Кузнецкого бассейна (Юг Западной Сибири). *Геология и геофизика*, **50**(7), 786-795.
- Казьмин С.П., Волков И.А. (2010) Характер природных процессов в азиатской части России во время последней ледниковой стадии. *География и природные ресурсы*, (3), 5-10.
- Краузе С.Н., Маслов В.А. (1961) Ордовик, силур и нижний девон западного склона Башкирского Урала. Уфа: БФ АН СССР, 94 с.
- Мавринская Т.М., Якупов Р.Р. (2016) Ордовикские отложения западного склона Южного Урала и их корреляция по конодонтам и хитинозомам. *Геология и геофизика*, **57**(2), 333-352.
- Майдль Т.В. (2006) Древние травертины на границе ордовика и силура: литологическое свидетельство изотопного феномена. *Вест. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (11), 7-10.
- Маслов А.В., Иванов К.С., Чумаков Н.М., Крупенин М.Т., Анцыгин Н.Я. (1996) Разрезы верхнего рифея, венда и нижнего палеозоя Среднего и Южного Урала. Путеводитель геологических экскурсий Всерос. совещ. "Палеогеография венда и раннего палеозоя (ПВРП-96) и Итоговой Междунар. конф. проекта 319 МПГК". Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 116 с.
- Мельников С.В. (1999) Конодонты ордовика и силура Тимано-Североуральского региона. СПб.: ВСЕГЕИ, 136 с.
- Ожиганов Д.Г. (1955) Стратиграфия и фациальные особенности силурийских отложений западного склона Южного Урала. *Уч. зап. Башпединститута*, **IV**, 55-92.
- Опорные разрезы верхнего ордовика и нижнего силура Приполярного Урала. (1987) (Ред. В.С. Цыганко, В.А. Черных). Сыктывкар: Коми ФАН СССР, 108 с.
- Першина А.И., Цыганко В.С., Щербаков Э.С., Боринцева Н.А. (1971) Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала. Л.: Наука, 130 с.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. (2012) СПб.: ВСЕГЕИ, **41**, 48 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Расказова Н.В. (1988) Корреляция продуктивных горизонтов верхнего ордовика-нижнего девона. *Стратиграфия и литология нефтегазоносных отложений Тимано-Печорской провинции*. Л.: ВНИГРИ, 30-36.
- Сенников Н.В. (1998) Проявления глобального ордовикско-силурийского биотического кризиса в граптолитовых сообществах Средней Сибири. *Геология и геофизика*, **39**(5), 557-567.
- Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. (2008) *Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий*. СПб.: ВСЕГЕИ, **38**, 131 с.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). (1993) Екатеринбург: Роскомнедра, ИГиГ УрО РАН.
- Стратиграфический кодекс России. (2006) СПб.: ВСЕГЕИ, 96 с.
- Тимонин Н.И. (1998) Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 240 с.
- Филатова Н.И., Хаин В.Е. (2010) Кратон Арктида и неопротерозойские-мезозойские орогенные пояса Циркумполярного региона. *Геотектоника*, (3), 3-29.
- Хабаров Е.М., Изох О.П. (2014) Седиментология и изотопная геохимия рифейских карбонатных отложений Хараулахтинского поднятия севера восточной Сибири. *Геология и геофизика*, **55**(5-6), 797-820.
- Хант Дж. (1982) Геохимия и геология нефти и газа. М.: Мир, 704 с.
- Шмелёва Л.А., Толмачёва Т.Ю. (2016) Карбонатные отложения верхнего ордовика на реке Большая Косью (Северный Урал): характеристика разреза и первые данные по конодонтам. *Региональная геология и металлогения*, **65** (4), 50-59.
- Юдин В.В. (1983) Варисциды Северного Урала. Л.: Наука, 173 с.
- Юдин В.В. (1994) Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: Наука, 285 с.
- Armstrong H.A., Coe A.L. (1997) Deep-sea sediments record the geophysics of the Late Ordovician glaciations. *J. Geol. Soc.*, **154**, 929-934.
- Baarly B.G., Johnson M.E., Antoshkina A.I. (2003) Silurian Stratigraphy and Paleogeography of Baltica. Silurian Lands and Seas. Paleogeography Outside of Laurentia. (E. Landing, M.E. Johnson eds). *New York State Museum Bull.*, **493**, 3-35.
- Batten Hender K.L., Dix G.R. (2008) Facies development of a Late Ordovician mixed carbonate siliciclastic ramp proximal to the developing Taconic orogen: Lourdes Formation, Newfoundland, Canada. *Facies*, **54**, 121-149.
- Bergström S., Chen Xu, Gutierrez-Marco J.C., Dronov A. (2009) The new chronostratigraphic classification of the Ordovician System and its relations to major regional series and stages and to $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy. *Lethaia*, **42**, 97-107.
- Bergström S.M., Eriksson M.E., Young S.A., Ahlberg P., Schmitz B. (2014) Hirnantian (latest Ordovician) $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy in southern Sweden and globally: a refined integration with the graptolite and conodont zone successions. *GFF*, **136**, 355-386.

- Bergström S.M., Leslie S.A. (2009) The Ordovician conodont *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl and the evolution of *Amorphognathus* Branson and Mehl, a key genus in Ordovician conodont biostratigraphy. *Permian International Commission on Stratigraphy International Union of Geological Sciences* (C.M. Henderson and C. MacLean eds), Suppl. 1(53). Abstracts Icos, 6-7.
- Bergström S.M., Saltzman M.M., Schmitz B. (2006) First record of the Hirnantian (Upper Ordovician) $\delta^{13}\text{C}$ excursion in the North American Midcontinent and its regional implications. *Geol. Magazine*, **143**(5), 657-678.
- Berry W.B.N. (2003) Late Ordovician environmental changes in Carnic Alps and central Nevada: a comparative study. *Bull. Société Géol. France*, **174**(3), 211-216.
- Brenchley P.J. (2004) End Ordovician Glaciation. *The Great Ordovician Biodiversification Event* (Eds B.D. Webby, F. Paris, M.L. Droser, I.G. Percival). N. Y.: Columbia University Press, 81-83.
- Brenchley P.J., Marshall J.D., Carden G.A.F., Robertson D.B.R., Long D.G.F., Meidla T., Hints L., Anderson T.F. (1994) Bathymetric and isotopic evidence for a short-lived Late Ordovician glaciation in a greenhouse period. *Geology*, **22**(4), 295-298.
- Brenchley P.J., Marshall J.D., Hints L., Nolvak J. (1997) New isotopic data solving the old biostratigraphic problem: the age of the upper Ordovician brachiopod. *Holorhynchus giganteus*. *J. Geol. Soc., London*, **154**, 335-42.
- Brenchley P.J., Carden G.A., Hints L., Kaljo D., Marshall J.D., Martma T., Meidla T., Nolvak J. (2003) High-resolution stable isotope stratigraphy of Upper Ordovician sequences: constraints on the timing of bio events and environmental changes associated with mass extinction and glaciations. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **115**, 89-104.
- Chen X., Rong J.Y., Fan J.X., Zhan R.B., Mitchell C.E., Harper D.A.T., Melchin M.J., Peng P., Finney S.C., Wang X.F. (2006) The global boundary stratotype section and point (GSSP) for the base of the Hirnantian Stage (the uppermost of the Ordovician System). *Episodes*, **29**, 183-196.
- Dahlqvist P., Calner M. (2004) Late Ordovician palaeoceanographic changes as reflected in the Hirnantian-early Llandovery succession of Jämtland, Sweden. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **210**, 149-164.
- Droser M.L., Bottjer D.J., Sheehan P.M., McGhee Jr. G.R. (2000) Decoupling of taxonomic and ecologic severity of Phanerozoic marine mass extinctions. *Geology*, **28**, 675-678.
- Gorjan P., Kaiho K., Fike D.A., Xu C. (2012) Carbon- and sulfur-isotope geochemistry of the Hirnantian (Late Ordovician) Wangjiawan (Riverside) section, South China: Global correlation and environmental event interpretation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **337-338**, 14-22.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W., Lourens L.J. (2004) A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, **27**(2), 83-100.
- Harris M.T., Sheehan P.M. (1996) Upper Ordovician-Lower Silurian depositional sequences determined from middle shelf sections, Barn Hills and Lakeside Mountains, eastern Great Basin. *Paleozoic Sequence Stratigraphy: Views from the North American Craton* (B.J. Witzke, G.A. Ludvigson, J. Day eds). *Geol. Soc. Amer., Special Paper*, **306**, 161-176.
- Herrmann A.D., Haupt B.J., Patzkowsky M.E., Seidov D., Slingerland R.L. (2004) Response of Late Ordovician paleoceanography to changes in sea level, continental drift, and atmospheric pCO_2 : potential causes for long-term cooling and glaciations. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **210**(2-4), 385-401.
- Kaljo D., Hints L., Martma T., Nolvak J., Oraspõld A. (2004) Late Ordovician carbon isotope trend in Estonia, its significance in stratigraphy and environmental analysis. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **210**, 165-185.
- Kaljo D., Hints L., Männik P., Nolvak J. (2008) The succession of Hirnantian events based on data from Baltica: brachiopods, chitinozoans, conodonts, and carbon isotopes. *Eston. J. Earth Sci.*, **57**(6), 197-218.
- Kaljo D., Männik P., Martma T., Nolvak J. (2012) More about the Ordovician-Silurian transition beds at Mirny Creek, Omulev Mountains, NE Russia: carbon isotopes and conodonts. *Eston. J. Earth Sci.*, **61**(4), 277-294.
- Koren' T.N., Sobolevskaya R.F. (2008) The regional stratotype section and point for the base of the Hirnantian Stage (the uppermost Ordovician) at Mirny Creek, Omulev Mountains, Northeast Russia. *Eston. J. Earth Sci.*, **57**(1), 1-10.
- Kroger B., Ebbestad J.O.R., Lehnert O., Ullmann C.V., Korte C., Frei R., Rasmussen M.O. (2015) Sub-aerial speleotherms and deep karst in Central Sweden linked to Hirnantian glaciations. *J. Geol. Soc.*, doi: 10.1144/igs2014-071.
- Melchin M.J., Holmden C. (2006) Carbon isotope chemostratigraphy in Arctic Canada: Sea-level forcing of carbonate platform weathering and implications for Hirnantian global correlation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **234**, 186-200.
- Melchin M.J., Mitchell C.E., Holmden C., Štorch P. (2013) Environmental changes in the Late Ordovician-early Silurian: Review and new insights from black shales and nitrogen isotopes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **125**, 1635-1670.
- Mergl M. (2011) Earliest occurrence of the Hirnantia Fauna in the Prague Basin (Czech Republic). *Bull. Geosci.*, **86**(1), 63-70.
- Munnecke A., Calner M., Harper D.A.T., Servais T. (2010) Ordovician and Silurian sea-water chemistry, sea level, and climate: A synopsis. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **296**, 389-13.
- Ogg J.G., Ogg G., Gradstein F.M. (2008) The concise geologic time scale. Cambridge: *Cambridge University Press*, 177 p.
- Scotese C.R., Boucot A.J., Chen Xu. (2015) Atlas of Phanerozoic Climatic Zones (Mollweide Projection), V. 1-6. Paleomap Project PaleoAtlas for ArcGIS, PALEOMAP Project, Evanston, IL.
- Sheehan P.M. (2001) The Late Ordovician mass extinction. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **29**, 331-364.
- Sutcliffe O.E., Harper D.A.T., Salem A.A., Whittington R.J., Craig J. (2001) The development of an atypical Hirnantia-brachiopod fauna and the onset of glaciation in the Late Ordovician of Gondwana. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh – Earth Sciences*, **92**, 1-14.
- Young S.A., Saltzman M.R., Ausich W.I., Desrochers A.,

- Kaljo D. (2010) Did changes in atmospheric CO₂ coincide with latest Ordovician glacial interglacial cycles? *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **296**, 376-388.
- Zhang S., Barnes C.R. (2007) Late Ordovician to Early Silurian conodont faunas from the Kolyma terrane, Omulev Mountains, northeast Russia, and their paleobiogeographic affinity. *J. Paleontol.*, **81**(3), 490-512.
- REFERENCES
- Antoshkina A.I. (2007) Lower Paleozoic in the Kozhym River upper part, Subpolar Urals. *Izuchenie, sokhranenie i ispol'zovanie ob'ektov geologicheskogo naslediya severnykh regionov (Respublika Komi)*. Materialy nauchno-prakticheskoi konferentsii [Study, conservation and use of geological heritage of northern regions (Komi Republic). Materials of the scientific-practical conference]. Syktyvkar, Geoprint, 65-67. (In Russian)
- Antoshkina A.I. (2011) Genetic types of carbonate psephytoliths in the Lower Paleozoic in the north of the Urals. Part II: Types, models, and features of formation. *Lit'mosfera*, (3), 39-49. (In Russian)
- Antoshkina A.I., Saldin V.A., Nikulova N.Yu., Yurieva Z.P., Ponomarenko E.S., Sandula A.N., Kaneva N.A., Shmeleva L.A., Shebolkin D.N., Shadrin A.N., Inkina N.S. (2015) Reconstruction of sedimentation in the Paleozoic of the Timan-Northern Urals region: areas of research, results, problems and challenges. *Izv. Komi NTs UrO RAN*, Iss. 1 (21), 55-72. (In Russian)
- Armstrong H.A., Coe A.L. (1997) Deep-sea sediments record the geophysics of the Late Ordovician glaciations. *J. Geol. Soc.*, (154), 929-934.
- Baarly B.G., Johnson M.E., Antoshkina A.I. (2003) Silurian Stratigraphy and Paleogeography of Baltica. *Silurian Lands and Seas. Paleogeography Outside of Laurentia* (Eds E. Landing, M.E. Johnson). *New York State Museum Bull.*, **493**, 3-35.
- Batten Hender K.L., Dix G.R. (2008) Facies development of a Late Ordovician mixed carbonate siliciclastic ramp proximal to the developing Taconic orogen: Lourdes Formation, Newfoundland, Canada. *Facies*, **54**, 121-149.
- Bergström S., Chen Xu, Gutierrez-Marco J.C., Dronov A. (2009) The new chronostratigraphic classification of the Ordovician System and its relations to major regional series and stages and to $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy. *Lethaia*, **42**, 97-107.
- Bergström S.M., Eriksson M.E., Young S.A., Ahlberg P., Schmitz B. (2014) Hirnantian (latest Ordovician) $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy in southern Sweden and globally: a refined integration with the graptolite and conodont zone successions. *GFF*, **136**, 355-386.
- Bergström S.M., Leslie S.A. (2009) The Ordovician conodont *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl and the evolution of *Amorphognathus* Branson and Mehl, a key genus in Ordovician conodont biostratigraphy. *Permian International Commission on Stratigraphy International Union of Geological Sciences* (Eds C.M. Henderson, C. MacLean). Suppl. 1 (53): Abstracts Icos, 6-7.
- Bergström S.M., Saltzman M.M., Schmitz B. (2006) First record of the Hirnantian (Upper Ordovician) $\delta^{13}\text{C}$ excursion in the North American Midcontinent and its regional implications. *Geol. Magazine*, **143**(5), 657-678.
- Berry W.B.N. (2003) Late Ordovician environmental changes in Carnic Alps and central Nevada: a comparative study. *Bull. Soc. Géol. France*, **174**(3), 211-216.
- Beznosova T.M., Maidl' T.V., Männik P. (2006) Stratigraphical volume and composition of the Yaptik Nyr Formation of the Upper Ordovician of the Subpolar Urals. *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, (10), 11-15. (In Russian)
- Beznosova T.M., Maidl' T.V., Männik P., Martma T. (2011) The Ordovician-Silurian boundary in the western slope of the Subpolar Urals. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **19**(4), 21-39. (In Russian)
- Brenchley P.J. (2004) End Ordovician Glaciation. *The Great Ordovician Biodiversification Event* (Eds B.D. Webby, F. Paris, M.L. Droser, I.G. Percival). N. Y., Columbia University Press, 81-83.
- Brenchley P.J., Carden G.A., Hints L., Kaljo D., Marshall J.D., Martma T., Meidla T., Nölvak J. (2003) High-resolution stable isotope stratigraphy of Upper Ordovician sequences: constraints on the timing of bioevents and environmental changes associated with mass extinction and glaciations. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, (115), 89-104.
- Brenchley P.J., Marshall J.D., Carden G.A.F., Robertson D.B.R., Long D.G.F., Meidla T., Hints L., Anderson T.F. (1994) Bathymetric and isotopic evidence for a short-lived Late Ordovician glaciation in a greenhouse period. *Geology*, **22**(4), 295-298.
- Brenchley P.J., Marshall J.D., Hints L., Nölvak J. (1997) New isotopic data solving the old biostratigraphic problem: the age of the upper Ordovician brachiopod *Holorhynchus giganteus*. *J. Geol. Soc., London*, **154**, 335-42.
- Chen X., Rong J.Y., Fan J.X., Zhan R.B., Mitchell C.E., Harper D.A.T., Melchin M.J., Peng P., Finney S.C., Wang X.F. (2006) The global boundary stratotype section and point (GSSP) for the base of the Hirnantian Stage (the uppermost of the Ordovician System). *Episodes*, **29**, 183-196.
- Dahlqvist P., Calner M. (2004) Late Ordovician palaeoceanographic changes as reflected in the Hirnantian-early Llandovery succession of Jämtland, Sweden. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, (210), 149-164.
- Droser M.L., Bottjer D.J., Sheehan P.M., McGhee Jr. G.R. (2000) Decoupling of taxonomic and ecologic severity of Phanerozoic marine mass extinctions. *Geology*, **28**, 675-78.
- Filatova N.I., Khain V.E. (2010) Craton Arctida and Neoproterozoic-Mesozoic orogenic belts of the Circumpolar region. *Geotektonika*, (3), 3-29. (In Russian)
- Gorjan P., Kaiho K., Fike D.A., Xu C. (2012) Carbon and sulfur-isotope geochemistry of the Hirnantian (Late Ordovician) Wangjiawan (Riverside) section, South China: Global correlation and environmental event interpretation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **337-338**, 14-22.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W., Lourens L.J. (2004) A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, **27**(2), 83-100.
- Granitsa ordovika i silura na Severo-Vostoke SSSR* [Ordovician-Silurian border in North-Eastern USSR]. (1983) (Eds B.S. Sokolov, T.N. Koren', I.F. Nikitin). Leningrad, Nauka Publ., 205 p. (In Russian)

- Habarov E.M., Izokh O.P. (2014) Sedimentology and isotope Geochemistry of Riphean carbonate sediments Kharaulakh Raising North of Eastern Siberia. *Geol. Geofiz.*, **55**(5-6), 797-820.
- Hant D. (1982) *Geokhimiya nefi i gaza* [Geochemistry of oil and gas]. Moscow, Mir Publ., 704 p. (In Russian)
- Harris M.T., Sheehan P.M. (1996) Upper Ordovician–Lower Silurian depositional sequences determined from middle shelf sections, Barn Hills and Lakeside Mountains, eastern Great Basin. *Paleozoic Sequence Stratigraphy: Views from the North American Craton* (B.J. Witzke, G.A. Ludvigson, J. Day eds). *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **306**, 161-176.
- Herrmann A.D., Haupt B.J., Patzkowsky M.E., Seidov D., Slingerland R.L. (2004) Response of Late Ordovician paleoceanography to changes in sea level, continental drift, and atmospheric pCO₂: potential causes for long-term cooling and glaciations. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **210**(2-4), 385-401.
- Izokh O.P., Izokh N.G., Ponomarchuk V.A., Semenova D.V. (2009) Isotopes of carbon and oxygen in the deposits of the Frasnian-Famenian (upper Devonian) section of the Kuznetsk basin (South of Western Siberia). *Geol. Geofiz.*, **50**(7), 786-795. (In Russian)
- Kaljo D., Hints L., Männik P., Nölvak J. (2008) The succession of Hirnantian events based on data from Baltica: brachiopods, chitinozoans, conodonts, and carbon isotopes. *Eston. J. Earth Sci.*, **57**(6), 197-218.
- Kaljo D., Hints L., Martma T., Nölvak J., Oraspõld A. (2004) Late Ordovician carbon isotope trend in Estonia, its significance in stratigraphy and environmental analysis. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, (210), 165-185.
- Kaljo D., Männik P., Martma T., Nölvak J. (2012) More about the Ordovician-Silurian transition beds at Mirny Creek, Omulev Mountains, NE Russia: carbon isotopes and conodonts. *Eston. J. Earth Sci.*, **61**(4), 277-294.
- Kaz'min S.P., Volkov I.A. (2010) A character of natural processes in the Asian part of Russia during the last glacial stage. *Geografiya i prirodnye resursy*, (3), 5-10. (In Russian)
- Koren' T.N., Sobolevskaya R.F. (2008) The regional stratotype section and point for the base of the Hirnantian Stage (the uppermost Ordovician) at Mirny Creek, Omulev Mountains, Northeast Russia. *Estonian J. Earth Sci.*, **57**(1), 1-10.
- Krauze S.N., Maslov V.A. (1961) *Ordovik, silur i nizhnii devon zapadnogo sklona Bashkirskogo Urala* [Ordovician, Silurian, and Lower Devonian in the western slope of the Bashkirian Urals]. Ufa, BF AN SSSR Publ., 94 p. (In Russian)
- Kroger B., Ebbestad J.O.R., Lehnert O., Ullmann C.V., Korte C., Frei R., Rasmussen M.O. (2015) Subaerial speleotherms and deep karst in Central Sweden linked to Hirnantian glaciations. *J. Geol. Soc.*, doi: 10.1144/igs2014-071.
- Maidl' T.V. (2006) Ancient travertines at the Ordovician-Silurian boundary: lithologic evidence of isotop phenomenon. *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, (11), 7-10. (In Russian)
- Maslov A.V., Ivanov K.S., Chumakov N.M., Krupenin M.T., Antsygin N.Ya. (1996) *Razrezy verkhnego rifeya, venda i nizhnego paleozoya Srednego i Yuzhnogo Urala. Putevoditel' geologicheskikh ekskursii Vserossiyskogo soveshchaniya "Paleogeografiya venda i rannego paleozoya (PVRP-96) i Itogovoi Mezhdunarodnoi konferentsii proekta 319-MPGK"* [The Upper Rifean, Vendian, and Lower Paleozoic sections of the Middle and South Urals. Guide to geological excursions of the all-Russian meeting "Paleogeography of the Vendian and early Paleozoic (PVRP-96) and the Final International conference of the 319 IGCC project"]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN Publ., 116 p. (In Russian)
- Mavrinskaya T.M., Yakupov R.R. (2016) Ordovician deposits in the western slope of the South Urals and its correlation on conodonts and chitinozoans. *Geol. Geofiz.*, **57**(2), 333-352. (In Russian)
- Melchin M.J., Holmden C. (2006) Carbon isotope chemostratigraphy in Arctic Canada: Sea-level forcing of carbonate platform weathering and implications for Hirnantian global correlation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **234**, 186-200.
- Melchin M.J., Mitchell C.E., Holmden C., Štorch P. (2013) Environmental changes in the Late Ordovician-Early Silurian: Review and new insights from black shales and nitrogen isotopes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **125**, 1635-1670.
- Mel'nikov S.V. (1999) *Konodonty ordovika i silura Timano-Severural'skogo regiona* [Ordovician and Silurian conodonts of the Timan-Northernuralian region]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 136 p. (In Russian)
- Mergl M. (2011) Earliest occurrence of the *Hirnantia* Fauna in the Prague Basin (Czech Republic). *Bull. Geosci.*, **86**(1), 63-70.
- Munnecke A., Calner M., Harper D.A.T., Servais T. (2010) Ordovician and Silurian sea-water chemistry, sea level, and climate: A synopsis. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **296**, 389-413.
- Ogg J.G., Ogg G., Gradstein F.M. (2008) The concise geologic time scale. Cambridge, Cambridge University Press, 177 p.
- Opornye razrezy verkhnego ordovika i nizhnego silura Pripolyarnogo Urala* (1987) [Support sections of the upper Ordovician and lower Silurian of the Polar Urals (Eds V.S. Tsyganko, V.A. Chermnykh)]. Syktyvkar, Komi filial AN SSSR Publ., 108 p. (In Russian)
- Ozhiganov D.G. (1955) Stratigraphy and facies peculiarities of the Silurian deposits in the western slope of the Southern Urals. *Uchenye zapiski Bashpedinstituta*, **IV**, 55-92. (In Russian)
- Pershina A.I., Tsyganko V.S., Shcherbakov E.S., Borintseva N.A. (1971) *Biostratografiya siluriiskikh i devonskikh otlozhenii Pechorskogo Urala* [Silurian and Devonian deposits biostratigraphy of the Pechora Urals]. Leningrad, Nauka Publ., 130 p. (In Russian)
- Postanovleniya Mezhdedomstvennogo stratigraphicheskogo komiteta i ego postoyannykh komissii* (2012) [Decisions of the interdepartmental stratigraphic Committee and its standing committees]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., **41**, 48 p. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2010) *Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii)* [Geology of the Urals and Pre-Urals (actual questions of stratigraphy, tectonics, geodynamics, and metallogeny)]. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russian with extended conclusions in English)
- Rasskazova N.V. (1988) The correlation of the Upper Ordovician-Lower Devonian productive horizons. *Stratografiya i litolodiya neftegazonosnykh otlozhenii*

- Timano-Pechorskoi provintzii* [Stratigraphy and lithology of oil-gas deposits of Timan-Pechora area]. Leningrad, VNIGRI Publ., 30-36. (In Russian)
- Scotese C.R., Boucot A.J., Chen Xu. (2015) Atlas of Phanerozoic Climatic Zones (Mollweide Projection), V. 1-6. Paleomap Project PaleoAtlas for ArcGIS, PALEOMAP Project, Evanston, IL.
- Sennikov N.V. (1998) Show of the global Ordovician-Silurian biotic crisis in graptolite communities of Central Siberia. *Geol. Geofiz.*, **39**(5), 557-567. (In Russian)
- Sheehan P.M. (2001) The Late Ordovician mass extinction. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **29**, 331-364.
- Shmeleva L.A., Tolmacheva T.Yu. (2016) Upper Ordovician carbonate deposits on the Bol'shaya Kos'yu River (Northern Urals): characteristic of the section and first data on conodonts. *Region. Geol. Metallogeny*, **65**(4), 50-59. (In Russian)
- Sostoyanie izuchennosti stratigrafii dokembriya i fanerozoia Rossii. Zadachi dal'neishikh issledovaniy. Postanovleniya Mezhvedomstvennogo stratigraficheskogo komiteta i ego postoyannykh komissii* (2008) [The state of the study of the stratigraphy of the Precambrian and the Phanerozoic of Russia. Objectives of further research. Decisions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its standing commissions]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 38, 131 p. (In Russian)
- Stratigraphicheskie skhemy Urala (dokembrii, paleozoi)* (1993) [Stratigraphic diagrams of the Urals (Precambrian, Paleozoic)]. Ekaterinburg, Roskomnedra, IGIG UrO RAN Publ.. (In Russian)
- Stratigraphicheskii kodeks Rossii* (2006) [Stratigraphic code of Russia]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 96 p. (In Russian)
- Sutcliffe O.E., Harper D.A.T., Salem A.A., Whittington R.J., Craig J. (2001) The development of an atypical Hirnantia-brachiopod fauna and the onset of glaciation in the Late Ordovician of Gondwana. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh—Earth Sciences*, (92), 1-14.
- Timonin N.I. (1998) *Pechorskaya plita: istoriya geologicheskogo razvitiya v fanerozoie* [The Pechora Plate: history of geological evolution in the Phanerozoic]. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 240 p. (In Russian)
- Valyukyavichus Yu.Yu., Gladkovsky V.G., Karatayute-Talimaa V.N., Kurs V.Sh., Mel'nikov S.V., Menner V.VI. (1983) Silurian and Lower Devonian of Northern Timan. *Izvestiya AN SSSR, seriya geologicheskaya*, (10), 53-64. (In Russian)
- Vinogradov V.I. (2007) Isotopic indicators of geochemical changes in sedimentary rocks. *Priroda*, (11), 22-28. (In Russian)
- Young S.A., Saltzman M.R., Ausich W.I., Desrochers A., Kaljo D. (2010) Did changes in atmospheric CO₂ coincide with latest Ordovician glacial interglacial cycles? *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, (296), 376-388.
- Yudin V.V. (1983) *Varistsidy Severnogo Urala* [Variscides of the Northern Urals]. Leningrad, Nauka Publ., 173 p. (In Russian)
- Yudin V.V. (1994) *Orogenez severa Urala i Pai-Hoya* [The orogeny of north of the Urals and Paj-Khoj]. Ekaterinburg, Nauka Publ., 285 p. (In Russian)
- Zhang S., Barnes C.R. (2007) Late Ordovician to Early Silurian conodont faunas from the Kolyma terrane, Omulev Mountains, northeast Russia, and their paleobiogeographic affinity. *J. Paleontol.*, **81**(3), 490-512.

УДК 552.331(571.54)

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-566-573

ОЦЕНКА КОМАГМАТИЧНОСТИ ГАББРОИДОВ И СИЕНИТОВ АРСЕНТЬЕВСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

© 2018 г. Е. И. Ласточкин, Г. С. Рипп, Д. А. Орсов,
Р. А. Бадмацыренова, В. Б. Хубанов

Геологический институт СО РАН, 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а,
e-mail: ripp@gin.bscnet.ru

Поступила в редакцию 13.10.2017 г., принята к печати 15.11.2017 г.

Объект исследования. В статье приведены результаты геохронологического и изотопно-геохимического изучения Арсентьевского титаносодержащего габбро-сиенитового массива Западного Забайкалья, ранее отнесенного к габбро-сиенитовой серии двухфазного строения. Породы массива содержат повышенную концентрацию титаномagnetита, ильменита, магнетита и в некоторых случаях апатита и рассматриваются как комплексные железотитановые руды. **Методы.** Исследования были выполнены методами силикатного анализа, РФА и ICP-MS; определение возраста по циркону проведено методами LA-ICP-MS и SHRIMP-II, состав минералов изучался на рентгеновском микроанализаторе MAP-3 и электронном микроскопе LEO-1430. **Результаты.** Петролого-геохимическое изучение пород подтвердило, что в базитах фиксируется стандартный тренд эволюции составов от меланократовых к завершающим лейкократовым разностям с увеличением содержания кремнезема, глинозема, натрия и уменьшением содержания магния и кальция. Сиениты отличаются от анортозитов по содержанию примесных элементов, включая рубидий, ниобий, стронций и РЗЭ. Геохронологические исследования позволили установить значительный временной перерыв в образовании габброидов относительно сиенитов. U-Pb возраст габброидов составил 279.5 ± 2.0 млн лет, щелочно-полевошпатовых сиенитов – 229.4 ± 2.8 млн лет, а биотитовых сиенитов 226 ± 2.4 млн лет. **Выводы.** Полученные результаты по возрасту и данные по геохимическим особенностям пород позволили сделать вывод об отсутствии генетической связи базитов и сиенитов. Петрохимические и геохимические особенности биотитовых и щелочно-полевошпатовых сиенитов оказались близки к таковым пород мезозойского Куналейского комплекса.

Ключевые слова: Арсентьевский массив, габбро, сиениты, возраст, амфибол, изотопия

ASSESSMENT OF THE COMAGMATICITY OF GABBROIDS AND SYENITES OF THE ARSENTYEVSKY MASSIF (WESTERN TRANSBAIKALIA)

Evgeny I. Lastochkin, German S. Ripp, Dmitry A. Orsoev,
Roza A. Badmatsyrenova, Valentin B. Hubanov

Geological Institute, Siberian Branch of RAS, 6a Sakhyanova st., Ulan-Ude, 670047, Russia,
e-mail: ripp@gin.bscnet.ru

Received 13.10.2017, accepted 15.11.2017

Object. The results of geochronological and isotope-geochemical studies of the Arsentevsky titaniferous gabbro-syenite massif of the Western Transbaikalia, which previously referred to the gabbro-syenite series of a two-phase structure are presented. The rocks of the massif contain an increased concentration of titanomagnetite, ilmenite, magnetite and in some cases apatite and are considered as complex iron-titanium ores. **Methods.** The studies were performed by silicate analysis methods, XRF and ICP-MS; age determination for zircons was carried out by LA-ICP-MS and SHRIMP-II methods. The composition of minerals on the X-ray microarray analyzer MAP-3 and electron microscope LEO-1430 was studied. **Results.** In the basites, a standard trend is observed for the evolution of compositions from melanocratic to terminal leucocratic differences with an increase in the content of silica, alumina, and sodium, and a decrease in magnesium and calcium. Syenites differ from anorthosites in the content of impurity elements including rubidium, niobium, strontium and REE. The geochronological studies of rocks of Arsent'evsky gabbro-syenite massif, showed a significant time gap in the formation of gabbroids relative to syenites. The U-Pb age of the gabbroids was 279.5 ± 2.0 Ma, alkali feldspar syenites have age 229.4 ± 2.8 Ma, and biotite syenites – 226 ± 2.4 Ma. **Conclusion.** The obtained results by age and data on the geochemical

Для цитирования: Ласточкин Е.И., Рипп Г.С., Орсов Д.А., Бадмацыренова Р.А., Хубанов В.Б. (2018) Оценка комагматичности габброидов и сиенитов Арсентьевского массива (Западное Забайкалье). *Литосфера*, **18**(4), 566–573. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-566-573

For citation: Lastochkin E.I., Ripp G.S., Orsoev D.A., Badmatsyrenova R.A., Hubanov V.B. (2018) Assessment of the comagmaticity of gabbroids and syenites of the Arsentevsky massif (Western Transbaikalia). *Litosfera*, **18**(4), 566–573. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-566-573

features of the rocks made it possible to conclude that there was no genetic relationship between basites and syenites. Petrochemical and geochemical features of biotite and alkali-feldspar syenites proved to be close to the rocks of the Mesozoic Kunaleisky complex.

Keywords: *Arsenyevsky massif, gabbro, syenites, age, amphibole, isotopy*

Acknowledgements

The studies were carried out with the support of RFBR projects No. 17-05-00129, 18-45-030016 p_a.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема происхождения габбро-сиенитовых комплексов неоднократно обсуждалась в геологической литературе [Богатиков, 1966; Довгаль, 1968; Кривенко, 1973; Глазунов, 1975; He et al., 2010; Бадмацыренова, Бадмацыренов, 2011; Бадмацыренова и др., 2011; Xie et al., 2011; Андреева, 2017]. Несмотря на многочисленные исследования в этой области, она все еще остается актуальной. Сонахождение контрастно различающихся по составу пород относится к числу активно дискутируемых в петрологии вопросов и имеет большое индикаторное значение для реконструкции геодинамических обстановок [Владимиров и др., 2013]. Подобные комплексы пространственно совмещенных основных и щелочных пород известны в составе каледонской магматической провинции Восточного Саяна и в Кузнецком Алатау. К этому типу могут быть отнесены массивы Кольского полуострова [Богатиков, 1966], Гренландии [Upton, Wright, 1961] и Южной Африки [Simpson, 1954].

Габбро-сиенитовые массивы встречаются в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса. Сведения о них, распространенных в обрамлении юга и юго-запада Сибирской платформы, приведены в публикациях О.А. Богатикова [1966], В.Н. Довгаль [1968], А.П. Кривенко [1973], О.М. Глазунова [1975]. В этих работах дается характеристика геологического положения габбро-сиенитовых массивов Кузнецкого Алатау, западной части Восточного Саяна, Южного Прибайкалья, их возраст и петрографические сведения. Эти комплексы в Юго-Восточном и Западном Прибайкалье, по М.И. Груднину с соавторами [2001], образуют единый пояс, представленный однотипными габбро-сиенитовыми массивами, протягивающимися вдоль Главного Саянского разлома в юго-восточном направлении в Алтае-Саянскую складчатую область. Считается, что формирование таких массивов произошло в процессе кристаллизационной дифференциации с образованием единой габбро-сиенитовой серии [Богатиков, 1966].

Существует несколько моделей генераций сиенитовых магм [Litvinovsky et al., 2002]. Одна из них предполагает плавление корового субстрата в открытой системе с привнесом летучих [Litvinovsky et al., 2002]. Вторую модель связывают с парциаль-

ным плавлением пород мантии либо с продуктами дифференциации базальтовых магм повышенной щелочности. Описываются случаи бимодальных ассоциаций, возникших в результате плавления лейкократовой составляющей коры под действием более высокотемпературного базитового расплава [Рипп и др., 2013]. К третьей группе относятся модели смешения основных и кислых магм с последующей дифференциацией гибридных расплавов [Litvinovsky et al., 2002]. Еще один вариант предусматривает пространственное совмещение участков внедрения расплавов разных источников [He et al., 2010].

Одним из примеров формирования габбро-сиенит-гранитной серии является площадь Ошурковского габброидного апатитоносного массива. В его пределах происходили процессы фракционной кристаллизации, определившие возникновение сиенитовых пород [Литвиновский и др., 1998]. Родство пород фиксируется закономерным изменением минерального и химического состава от щелочных габбро к сиенитам. Кроме того, геохронологические данные свидетельствуют о присутствии более ранних по отношению к габброидам щелочно-полевошпатовых сиенитов [Рипп и др., 2013]. По данным U/Pb и Ar/Ar датировок, возраст базитов варьирует в интервале 125–118 млн лет, а щелочно-полевошпатовых сиенитов составляет 130–126 млн лет. В связи с этим модель фракционной кристаллизации базитового расплава до сиенитов не может быть принята.

При фракционировании габброидов бердяушского и мионьского комплексов рапакиви на первом этапе их кристаллизации фракционируются сиенитовые парагенезисы [Бородин и др., 1992]. Сиениты в данном случае выступают как связующее звено между гранитами рапакиви и габброидами, что позволяет принять вариант эволюционного тренда исходных магм. Еще один пример бимодальности формирования пород показан для вулкана Чанбайшань Тяньчи, где предполагается кристаллизационная дифференциация родоначальной базальтовой магмы с образованием кислых пород [Андреева, 2017].

Генетическая связь базальтов и кислых пород декларируется нередко лишь на основании пространственной близости массивов, а дочерне-родительская связь обосновывается подобием гео-

химических признаков. Однако во всех подобных случаях необходимым условием объединения пород в единую магматическую серию является близость их возрастов, что далеко не всегда определено. К такому формационному типу, не обеспеченному геохронологическими исследованиями, относится группа массивов, входящая в состав монотойского интрузивного комплекса в Западном Забайкалье. Он включает Арсентьевский титаносиенит-габбровый массив. Ранее последний считался если не эталонным, то, по крайней мере, показательным для габбро-сиенитовой формации [Богатиков, 1966]. В его пределах одна из фаз сиенитов отнесена к дифференциатам базальтоидной магмы [Бадмацыренова, Бадмацыренов, 2011].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Состав пород определен классическим силикатным анализом и РФА. Методом ICP-MS (ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск) в них установлено содержание примесных элементов, в том числе редких и редкоземельных.

Минералы анализировались на модернизированном рентгеновском микроанализаторе MAP-3 (С.В. Канакин). Съемки проводились при 15–20 кВ, ускоряющем напряжении тока зонда от 20 до 40 нА, времени измерения 20 с и диаметре зонда 2–3 мкм. Микроструктурные особенности, взаимоотношения и однородность минералов изучались на электронном микроскопе LEO-1430 с энергодисперсионным спектрометром Inca Energy-300 (Е.А. Хромова).

По циркону (SHRIMP-II) в ЦИИ ВСЕГЕИ установлен U-Pb возраст габброидов и сиенитов. Зерна последнего вместе с Geostandartszircon 91500 с принятым возрастом 1065 млн лет были имплантированы в эпоксидную смолу и затем отполированы. Для выбора участков датирования на поверхности зерен использовали оптические и катодолюминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру минералов. Технология измерения U-Pb отношений и расчеты возраста описаны в статье Ю.Л. Ронкина с соавторами [2005].

Уран-свинцовый возраст методом лазерной абляции определен на приборе LA-ICP-MS [Хубанов и др., 2016] на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific) с системой пробоотбора UP-213 (New Wave Research) в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Датирование выполнено по единичным зернам цирконов, имплантированным в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA-II [Black et al., 2004] и Plesovice [Slama et al., 2008]. Возраст оценен методом построения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ диаграммы с конкордией и вычисления средневзвешенных значений с помощью макроса ISOPLOT-3 [Ludwig, 2003].

Изотопные составы кислорода в силикатах определены в Геологическом институте СО РАН В.Ф. Посоховым. Измерения проведены на масс-спектрометре Finigan MAT 253 в режиме постоянного потока гелия.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Массив, состоящий из базитовых и сиенитовых пород, имеет овальную форму, слегка удлинённую в меридиональном направлении, занимает площадь около 20 км². Габброиды слагают южную часть plutона, а сиениты – северную. Базитовые породы представлены расслоенной серией, состоящей из габбро, оливиновых и керсутитовых габбро, анортозитов, пироксенитов (рис. 1). Их контакты с вме-

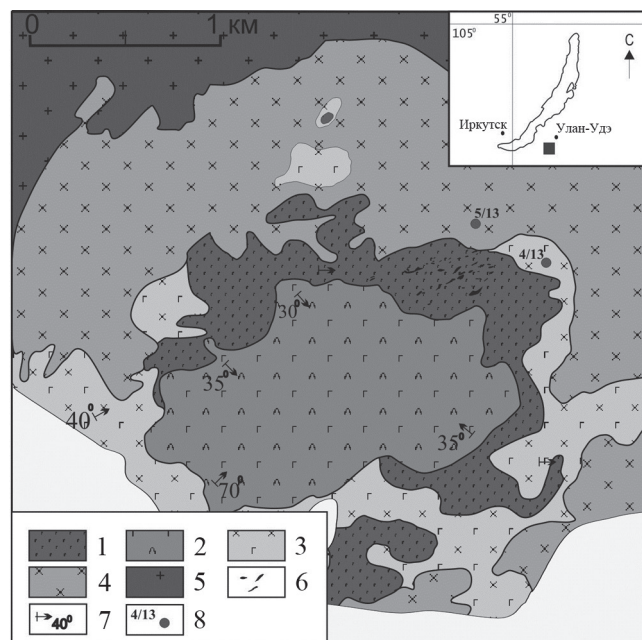


Рис. 1. Схематическая карта Арсентьевского габбро-сиенитового массива [Богатиков, 1966], с дополнениями [Бадмацыренова и др., 2011].

1 – оливиновое габбро, пироксениты, габбро, габбронориты; 2 – лейкогаббро и анортозиты; 3 – биотитовые сиениты; 4 – щелочно-полевошпатовые сиениты; 5 – гранитогнейсы; 6 – титаномagnetитовые рудные тела; 7 – элементы залегания трахитоидности; 8 – места отбора проб на геохронологические и геохимические исследования.

Fig. 1. Schematic map of the Arsenyevsky gabbro-syenite massif [Bogatikov, 1966], with additions [Badmatsyrenova et al., 2011].

1 – olivine gabbro, pyroxenites, gabbro, gabbro-norites; 2 – leukogabbros and anorthosites; 3 – biotite syenites; 4 – alkali-feldspar syenites; 5 – granite-gneiss; 6 – titanium-magnetite ore bodies; 7 – elements of occurrence of trachytoidity; 8 – place sampling for geochronological and geochemical research.

щающими породами и прорывающими щелочно-полевошпатовыми сиенитами неровные, с многочисленными бухтообразными затеками и выступами сиенитов в габбро. Главными породообразующими минералами габброидов являются оливин, плагиоклаз (An_{32-55}), клино- и ортопироксен, второстепенными – амфибол, биотит, калиевый полевой шпат. *Оливиновое габбро* представляет собой меланократовые породы с высоким содержанием (6–8%) титаномагнетита. Они сложены плагиоклазом (An_{51-52}), авгитом, оливином, керсутитом, биотитом, гиперстеном, в числе акцессорных присутствуют апатит, шпинель, ильменит, магнетит и гематит. *Пироксениты* встречаются в габброидах северной и южной частей массива. Пироксен в них представлен авгитом, в небольших количествах присутствует керсутит (3–5%). *Керсутитовое габбро* образует отдельные прослои с преобладающей венцовой микроструктурой. В лейкогаббро в виде прослоев наблюдаются *анортозиты*. Содержание плагиоклаза (An_{45}) в них 75–85%. В подчиненных количествах присутствуют авгит, амфибол тремолит-актинолитового ряда. *Биотитовые сиениты* сложены калиевым полевым шпатом и плагиоклазом (An_{16-25}), включают амфибол и биотит. *Щелочно-полевошпатовые сиениты* состоят из щелочных полевых шпатов, представлены в основном микропертитами, альбитом (An_{5-10}) и акцессорными магнетитом, апатитом.

В массиве присутствуют син- и эпигенетические титаномагнетитовые руды. Сингенетический тип рассеянно-вкрапленных руд характерен для оливиновых габбро и габброидов с содержанием до 10% Fe-Ti минералов (магнетита, ильменита). В густо-

вкрапленных рудах количество рудных минералов достигает 40 об. %. К эпигенетическому типу относятся жиллообразные тела массивных руд, сложенные на 70–90% магнетитом, титаномагнетитом и ильменитом, содержащие небольшое количество сульфидов и шпинели.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Впервые предположения о генетической близости сиенитов и основных пород хребта Моностой были высказаны С.М. Смирновым и А.И. Перелыгиной [1959], а О.А. Богатиковым сиениты отнесены к дифференциатам основной магмы. Возраст сиенитов массива, полученный K-Ar методом О.А. Богатиковым, [1966] составил 168 ± 7 , для базитов – 306 ± 15 млн лет. Омоложение сиенитов проинтерпретировано как следствие их метаморфизма под воздействием более молодых мезозойских гранитов. Позднее, на основании взаимоотношений Арсентьевского массива с раннепалеозойскими гранитами, габброиды были отнесены к образованиям, предшествующим раннепалеозойским гранитам, а сиениты – к интрузивам мезозойского возраста [Гордиенко и др., 1978].

U-Pb определение возраста габбро дало значение 279.5 ± 2.0 млн лет (рис. 2а), а датирование рубидий стронциевым методом сиенитов II фазы – 238 ± 22 млн лет [Бадмацыренова и др., 2011]. Несмотря на неоднозначность геохронологических данных, массив тем не менее был отнесен к единой магматической габбро-сиенитовой формации двухфазного строения [Богатиков, 1966; Бадмацыренова, Орсов, 2006]. К числу доказательств генети-

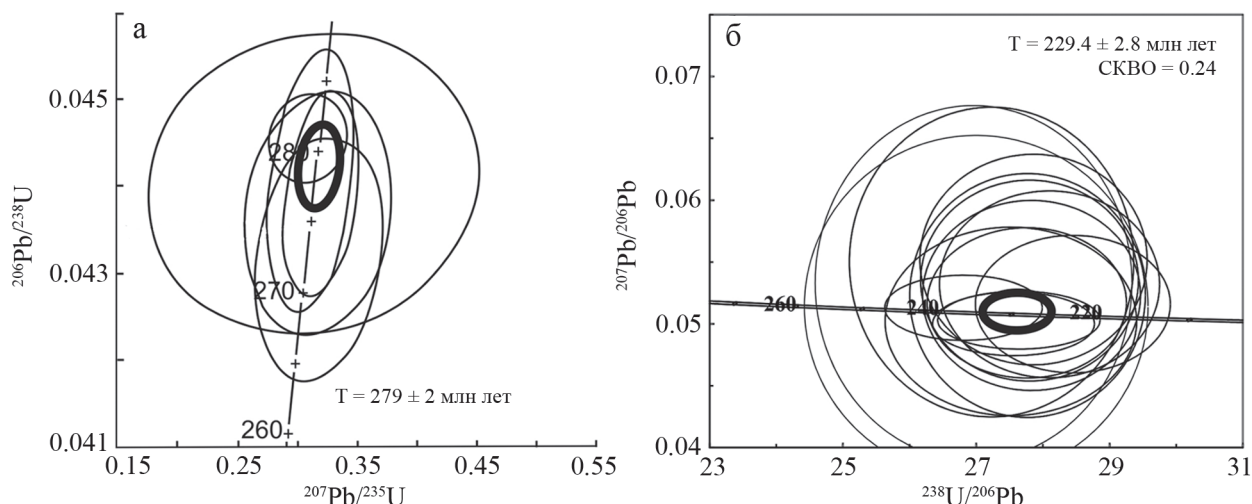


Рис. 2. U-Pb диаграмма (SHRIMP-II) с конкордией цирконов из габброидов (а) и щелочно-полевошпатовых сиенитов (б) Арсентьевского массива.

Fig. 2. U-Pb diagram (SHRIMP-II) with a concordium of zircons from gabbroids (a) and alkali-feldspar syenites (b) of Arsenyevsky massif.

ческой близости габбро и сиенитов, кроме их пространственной совмещенности, причислены субщелочной характер габброидов, а также повышенная основность сиенитов [Бадмацзыренова, Бадмацзыренов, 2011].

Для оценки характера связи базитов и сиенитов нами проведено дополнительное геохронологическое исследование. Изучены щелочно-полевошпатовые и биотитовые сиениты, находящиеся на периферии Арсентьевского массива (см. рис. 1). Из них выделен циркон, по которому методами SHRIMP-II (ВСЕГЕИ) и лазерной абляции (г. Улан-Удэ, ГИН СО РАН) определен уран-свинцовый возраст. Проанализированные биотитовые сиениты по минеральному и химическому составу соответствуют сиенитам первой фазы.

U-Pb возраст по циркону (SHRIMP-II) из щелочно-полевошпатовых сиенитов Арсентьевского массива дал значение 229.4 ± 2.8 млн лет (рис. 2б). Для проверки полученного результата проведено изучение сиенитов методом лазерной абляции, которое для биотитовых сиенитов дало значение 226.0 ± 2.4 млн лет (рис. 3а), щелочно-полевошпатовых – 228.0 ± 2.4 млн лет (рис. 3б).

Столь существенная дистанцированность возраста сиенитов и габброидов не дает возможности предлагать вариант их генетической связи. По геохронологическим данным, сиениты массива совпадают с куналейским интрузивным комплексом, в котором щелочно-полевошпатовые сиениты имеют возраст 230.1 ± 0.7 – 229.1 ± 0.6 млн лет [Цыганков и др., 2010].

ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Петро- и геохимические данные, включая изотопные, как и геохронологические, не поддерживают вариант генетической связи габброидов и сиенитов.

В породах базитовой серии фиксируется стандартный тренд эволюции составов от меланократовых разностей к завершающим лейкократовым (рис. 4). Формирование пород сопровождалось увеличением содержания кремнезема, глинозема, натрия и уменьшением – магния, кальция. Повышенные концентрации натрия определено формированием анортозитов на этапе, завершающем образование пород базитовой серии.

Сиениты существенно отличаются от анортозитов по содержанию примесных элементов, включая рубидий, ниобий, стронций. На графиках нормированного содержания РЗЭ в сиенитах в отличие от анортозитов фиксируется отчетливая отрицательная европиевая аномалия. Отношения Eu/Eu^* в анортозитах составило 1.84–5.00, сиенитах – 0.68–0.70.

Петро- и геохимические особенности сиенитов, как и в случае возраста, близки к таковым пород мезозойского Куналейского комплекса. Последние характеризуются высокой щелочностью (Na_2O – 3.50–4.80, K_2O – 4.00–5.41), железистостью (FeO – 3.0–4.5), низким содержанием кальция (CaO – 0.5–0.8), и титана (TiO_2 – 0.1–0.4) (все в мас. %) [Занвилевич и др., 1985].

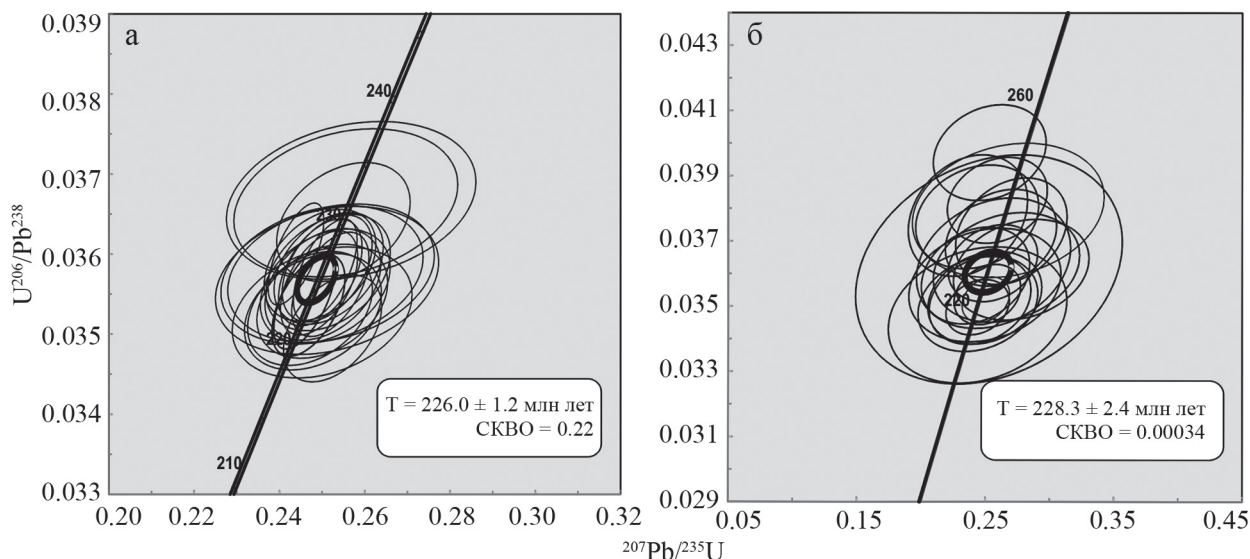


Рис. 3. U-Pb диаграмма лазерной абляции с конкордией для цирконов Арсентьевского массива.

а – биотитовые сиениты, б – щелочно-полевошпатовые сиениты.

Fig. 3. U-Pb diagram of laser ablation with a concordium for zircons of the Arsenevsky massif.

а – biotite syenites, б – alkali-feldspar syenites.

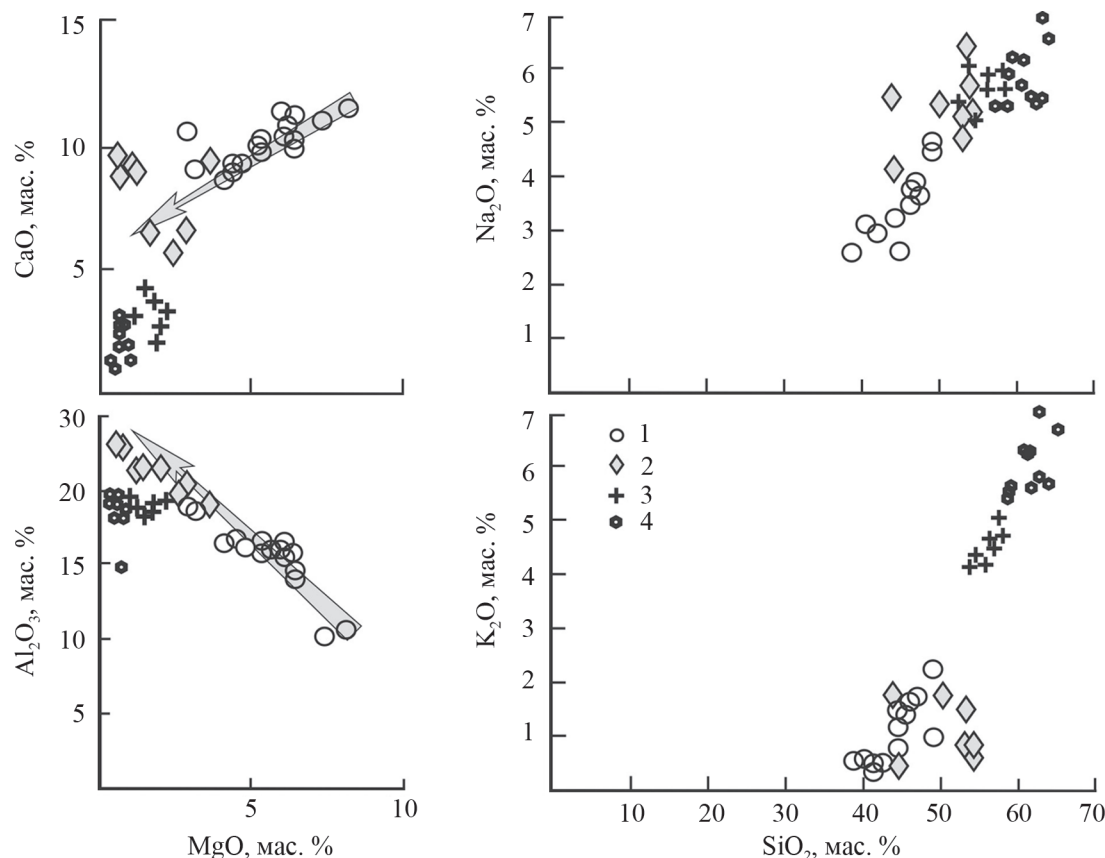


Рис. 4. Вариационные диаграммы пород Арсентьевского массива.

1 – габбро, 2 – анортозиты, 3 – биотитовые сиениты, 4 – щелочно-полевошпатовые сиениты.

Fig. 4. Variational diagrams of rocks of the Arsenyevsky Massif.

1 – gabbro, 2 – anorthosite syenites, 3 – biotite syenites, 4 – alkali-feldspar syenites.

Таким образом, результаты исследования показывают, что по геохронологическим и геохимическим данным биотитовые и щелочно-полевошпатовые сиениты Арсентьевского массива не могут представлять собой единую габбро-сиенитовую магматическую серию, а являются самостоятельной фазой, близкой к сиенитам позднекуналейского комплекса.

Исследования выполнены при поддержке проектов РФФИ № 17-05-00129, 18-45-030016 p_a.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева О.А. (2017) Магматическая эволюция вулкана Чанбайшань Тяньчи (Северо-Восточный Китай) по данным изучения включений минералообразующих сред. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 26 с.
- Бадмацыренова Р.А., Бадмацыренов М.В. (2011) Источники базитового магматизма Западного Забайкалья в позднем палеозое по геохимическим и изотопным данным. *Геология и геофизика*, **52**(6), 807-818.
- Бадмацыренова Р.А., Ларионов А.Н., Бадмацыренов М.В. (2011) Титаноносный Арсентьевский массив (Западное Забайкалье): новые Sm-Nd геохронологические данные. *Изв. СО Секции наук о Земле РАН*, **38**(1), 132-138.
- Бадмацыренова Р.А., Орсов Д.А. (2006) Титаноносный расслоенный Арсентьевский массив (Западное Забайкалье): новые U-Pb изохроны и изотопно-геохимические данные. "Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма". Мат-лы III Рос. конф. по изотопной геохронологии. Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 65-70.
- Богатиков О.А. (1966) Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М.: Наука, 365 с.
- Бородин Л.С., Дзянхуа Ю., Сянлин Ц. (1992) Петрохимия и вопросы генезиса рапакиви-сиенитовых комплексов (Бердяш, Южный Урал и Миунь, северная часть Северо-Китайской платформы). *Геохимия*, (8), 1160-1171.
- Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В., Бабин Г.А., Мехоношин А.С., Крук Н.Н., Хлестов В.В., Хромых С.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Шелепаев Р.А.,

- Кармышева И.В., Михеев Е.И. (2013) Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций. *Петрология*, **21**(2), 177-201.
- Глазунов О.М. (1975) Геохимия и петрология габбро-пироксенитовой формации Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 205 с.
- Гордиенко И.В., Андреев Г.В., Кузнецов А.Н. (1978) Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. М.: Наука, 220 с.
- Грудинин М.И., Гилев А.Ю., Коваленко С.Н. (2001) Габбро-сиенитовый комплекс Лево́й Безымянной (Южное прибайкалье). "Геодинамические режимы формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса". Сб. науч. тр. ИГУ. М.: Интермет Инжиниринг, 20-29.
- Довгаль В.Н. (1968) Раннепалеозойские габбро-сиенитовые формации центральной части Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 208 с.
- Занвильевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В. (1985) Монголо-Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция. М.: Наука, 232 с.
- Кривенко А.П. (1973) Сиенит-габбровый плутон Б. Таскыл в Кузнецком Алатау. Новосибирск: Наука, 106 с.
- Литвиновский Б.А., Занвильевич А.Н., Бурдуков И.В., Карманов Н.С. (1998) Сиениты как продукт фракционной кристаллизации щелочно-базальтовой магмы Ошурковского массива, Забайкалье. *Петрология*, **6**(1), 30-53.
- Рипп Г.С., Изброев И.А. Дорошкевич А.Г., Ласточкин Е.И., Рампилов М.О., Бурцева М.В. (2013) Ошурковский базитовый плутон: хронология, изотопно-геохимические и минералогические особенности, условия образования. М.: ГЕО СО РАН, 172 с.
- Ронкин Ю.Л., Матуков Д.И., Пресняков С.Л., Лепихина Е.И., Лепихина О.П., Попова О.Ю. (2005) "In situ" U-Pb SHRIMP датирование цирконов нефелиновых сиенитов Бердяшского массива (Южный Урал). *Литосфера*, (1), 132-142.
- Смирнов С.М., Перелыгина А.И. (1959) О некоторых основных чертах строения и рудоносности массивов основных и средних пород в хребте Моностой (Бурятская АССР). *Изв. вузов. Геология и разведка*, (6), 3-12.
- Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. (2016) U-Pb Изотопное датирование цирконов из PZ₃-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными. *Геология и геофизика*, **57**(1), 241-258.
- Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. (2010) Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования). *Геология и геофизика*, **51**(9), 1249-1276.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. (2004) Improved ²⁰⁶Pb/²³⁸U microprobe geochronology by the 258 monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chem. Geol.*, **205**, 115-140.
- He Zh-Y., Xu X-Sh., Niu Y. (2010) Petrogenesis and tectonic significance of a Mesozoic granite-syenite-gabbro association from inland South China. *Lithos*, **119**, 621-641.
- Litvinovsky B.A., Jahn B., Zanzvilevich A.N., Shadaev M.G. (2002) Crystal fractionation in the petrogenesis of an alkali monzodiorite-syenite series: the Oshurkovo plutonic sheeted complex, Transbaikalia, Russia. *Lithos*, **64**, 97-130.
- Ludwig K.R. (2003) User's Manual for ISOPLOT/Ex 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochron. Center. Spec. Publ.*, **4**, 70 p.
- Simpson E.S. (1954) The Okonjeje igneous complex, S.W. Africa. *South African J. Geol.*, **57**(1), 125-175.
- Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. (2008) Plesovice zircon – A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.*, **249**, 1-35.
- Upton B., Wright I. (1961) Intrusion of gabbro and granophyre in the Snaefellsnaes. *Western Iceland. Geol. Mag.*, **98**(6), 89-97.
- Xie G., Mao J., Xiongwei L., Duan Ch., Yao L. (2011) Late Mesozoic bimodal volcanic rocks in the Jinni basin, Middle-Lower Yangtze River Belt (YRB), East China: Age, petrogenesis and tectonic implications. *Lithos*, **127**(1), 144-164.

REFERENCES

- Andreeva O.A. (2017) *Magmaticheskaya evolyutsiya vulkana Chanbaishan' Tyan'chi (Severo-Vostochnyi Kitai) po dannym izucheniya vlyucheniya mineraloobrazuyushchikh sred.* Avtoref. Dis. ... kand. geol.-min. nauk [Magmatic evolution of the Changbai Mountain of Tianchi (Northeast China) according to the study of inclusions of mineral-forming media. Cand. geol. and min. sci. diss.]. Moscow, IGEM RAS, 26 p. (In Russian)
- Badmatsyrenova R.A., Badmatsyrenov M.V. (2011) Sources of basic magmatism of the Western Transbaikalia in the Late Paleozoic by geochemical and isotopic data. *Geol. Geofiz.*, **52**(6), 807-818. (In Russian)
- Badmatsyrenova R.A., Larionov A.N., Badmatsyrenov M.V. (2011) Titanium-bearing Arsen'tevsky Massif (Western Transbaikalia): new SIMS U-Pb geochronological data. *Izv. SO Sektii nauk o Zemle RAEN*, **38**(1), 132-138. (In Russian)
- Badmatsyrenova R.A., Orsiev D.A. (2006) Titanium-bearing stratified Arsenevsky massif (Western Transbaikalia): new U-Pb isochrones and isotope-geochemical data. "Izotopnoe datirovanie protsessov rudoobrazovaniya, magmatizma, osadkonakopleniya i metamorfizma". Materialy III Ros. konf. po izotopnoi geokhronologii. T. 1 [Isotope dating of the processes of ore formation, magmatism, sedimentation and metamorphism. Proc. III Russian Conf. on isotope geochronology]. Moscow, GEOS Publ., 65-70. (In Russian)
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. (2004)

- Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the 258 monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chem. Geol.*, **205**, 115-140.
- Bogatikov O.A. (1966) *Petrologiya i metallogeniya gabbro-sienitovykh kompleksov Altae-Sayanskoi oblasti* [Petrology and metallogeny of gabbro-syenite complexes of the Altai-Sayan region]. Moscow, Nauka Publ., 365 p. (In Russian)
- Borodin L.S., Dzyankhua Yu., Syanlin Ts. (1992) Petrochemistry and the genesis of the rapakivi-syenite complexes (Berdyash, South Ural and Miyun, northern part of the North China Platform). *Geokhimiya*, (8), 1160-1171. (In Russian)
- Dovgal' V.N. (1968) *Rannepaleozoiskie gabbro-sienitovye formatsii tsentral'noi chasti Altae-Sayanskoi skladchatoi oblasti* [Early Paleozoic gabbro-syenite formations of the central part of the Altai-Sayan folded region]. Moscow, Nauka Publ., 208 p. (In Russian)
- Glazunov O.M. (1975) *Geokhimiya i petrologiya gabbro-piroksenitovoi formatsii Vostochnogo Sayana* [Geochemistry and petrology of the gabbro-pyroxenite formation of the Eastern Sayan]. Novosibirsk, Nauka Publ., 205 p. (In Russian)
- Gordienko I.V., Andreev G.V., Kuznetsov A.N. (1978) *Magmaticheskie formatsii paleozoya Sayano-Baikal'skoi gornoi oblasti* [Magmatic formations of the Paleozoic of the Sayano-Baikal mountain region]. Moscow, Nauka Publ., 220 p. (In Russian)
- Grudin M.I., Gilev A.Yu., Kovalenko S.N. (2001) Gabbro-syenite complex of Levaya Bezmyannaya (Southern Baikal region). "Geodinamicheskie rezhimy formirovaniya Tsentral'no-Aziatskogo skladchatogo poyasa". Sbornik nauchnykh trudov [Geodynamic regimes of the formation of the Central Asian fold belt. Collection sci. works IGU]. Moscow, Internet Inzhiniring Publ., 20-29. (In Russian)
- He Zh-Y., Xu X-Sh., Niu Y. (2010) Petrogenesis and tectonic significance of a Mesozoic granite-syenite-gabbro association from inland South China. *Lithos*, **119**, 621-641.
- Hubanov V.B., Buyantuev M.D., Tsygankov A.A. (2016) U-Pb Isotope dating of zircons from PZ3-MZ magmatic complexes of Transbaikalia using magnetic-sector mass spectrometry with laser sampling: the procedure for determining and comparing with SHRIMP data. *Geol. Geofiz.*, **57**(1), 241-258. (In Russian)
- Krivenko A.P. (1973) *Sienit-gabbrovyy pluton B. Tuskyl v Kuznetskom Alatau* [The syenite-gabbro pluton B. Tuskyl in the Kuznetsk Alatau]. Novosibirsk, Nauka Publ., 106 p. (In Russian)
- Litvinovskii B.A., Zanzilevich A.N., Burdukov I.V., Karmanov N.S. (1998) Syenites as a product of fractional crystallization of alkaline-basalt magma of the Oshurkovsky massif, Transbaikalia. *Petrologiya*, **6**(1), 30-53. (In Russian)
- Litvinovskiy B.A., Jahn B., Zanzilevich A.N., Shadaev M.G. (2002) Cristal fractionation in the petrogenesis of an alkali monzodiorite-syenite series: the Oshurkovsky plutonic sheeted complex, Transbaikalia, Russia. *Lithos*, **64**, 97-130.
- Ludwig K.R. (2003) User's Manual for ISOPLOT/Ex 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochron. Center. Spec. Publ., **4**, 70 p.
- Ripp G.S., Izbrodin I.A., Doroshkevich A.G., Lastochkin E.I., Rampilov M.O., Burtseva M.V. (2013) *Oshurkovskii bazitovyy pluton: khronologiya, izotopno-geokhimicheskie i mineralogicheskie osobennosti, usloviya obrazovaniya* [Oshurkovsky basite pluton: chronology, isotope-geochemical and mineralogical features, conditions of formation]. Moscow, GEO SB RAS Publ., 172 p. (In Russian)
- Ronkin Yu.L., Matukov D.I., Presnyakov S.L., Lepikhina E.I., Lepikhina O.P., Popova O.Yu. (2005) "In situ" U-Pb SHRIMP dating of zircons from nepheline syenite of the Berdyashsky Massif (Southern Urals). *Litosfera*, (1), 132-142. (In Russian)
- Simpson E.S. (1954) The Okonjeje igneous complex, S.W. Africa. *South African J. Geol.*, **57**(1), 125-175.
- Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. (2008) Plesovice zircon – A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.*, **249**, 1-35.
- Smirnov S.M., Pereyagina A.I. (1959) On some basic features of the structure and ore content of the massifs of the basite and medium rocks in the Monostoi ridge (Buryat ASSR). *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geologiya i razvedka*, (6), 3-12. (In Russian)
- Tsygankov A.A., Litvinovskii B.A., Dzhan' B.M., Reikov M., Lyu D.I., Larionov A.N., Presnyakov S.L., Lepehina E.N., Sergeev S.A. (2010) Sequence of magmatic events in the Late Paleozoic stage of Transbaikalia magmatism (results of U-Pb isotope dating). *Geol. Geofiz.*, **51**(9), 1249-1276. (In Russian)
- Upton B., Wright I. (1961) Intrusion of gabbro and granophyre in the Snæfellsnaes. *Western Iceland. Geol. Mag.*, **98**(6), 89-97.
- Vladimirov A.G., Izokh A.E., Polyakov G.V., Babin G.A., Mekhonoshin A.S., Kruk N.N., Khlestov V.V., Khromykh S.V., Travin A.V., Yudin D.S., Shelepaev R.A., Karmysheva I.V., Mikheev E.I. (2013) Gabbro-granite intrusion series and their indicated significance for geodynamics reconstructions. *Petrologiya*, **21**(2), 177-201. (In Russian)
- Xie G., Mao J., Xiongwei L., Duan Ch., Yao L. (2011) Late Mesozoic bimodal volcanic rocks in the Jinni basin, Middle-Lower Yangtze River Belt (YRB), East China: Age, petrogenesis and tectonic implications. *Lithos*, **127**(1), 144-164.
- Zanzilevich A.N., Litvinovskii B.A., Andreev G.V. (1985) *Mongolo-Zabaikal'skaya shchelochno-granitoidnaya provintsiya* [Mongolo-Transbaikalian Alkaline-Granitoid Province]. Moscow, Nauka Publ., 232 p. (In Russian)

УДК 550.93(470.5)

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-574-584

ЦИРКОНЫ И ЦИРКОНОВАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГАББРО НУРАЛИНСКОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2018 г. А. А. Краснобаев¹, П. М. Вализер²¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mail: krasnobaev@igg.uran.ru²Ильменский государственный заповедник, 456317, г. Миасс, Ильменский заповедник,
e-mail: valizer@ilmeny.ac.ru

Поступила в редакцию 18.08.2017 г., принята к печати 02.10.2017 г.

Объект исследования. В статье приводятся результаты минералого-геохимического и изотопно-хронологического исследований цирконов из габбро Нуралинского массива. **Материалы и методы.** Амфиболовое габбро мелкозернистое массивной текстуры сложено роговой обманкой, основным плагиоклазом и эпидотом. Содержание РЗЭ в габбро существенно превышает их содержание в ультрамафитах массива. Содержание РЗЭ и РЭ в цирконах определялось методом вторичной ионной масс-спектропии на приборе CAMECA-IMS-4F. U-Pb возраст цирконов получен на микрозонде SHRIMP II. **Результаты.** Установлены различные варианты сложного многофазного зонального строения цирконов габбро. Наряду с широко известными классическими тонко- и грубозональными вариантами выделен новый тип зональности – “полигенный”. Он объединяет следы и первичного роста, и наложенных процессов. Основу вещественной эволюции цирконов составляет прогрессивное их рафинирование в процессе роста, снижение U, Th и РЗЭ в поздних генерациях. Эти изменения не выходят за пределы вариаций в границах единого геохимического пространства, обусловленного связью с единым источником. Механизм образования последовательных генераций цирконов отражает анатектическую природу габбро. Возраст цирконов габбро 410.5 ± 1.1 млн лет при длительности процесса кристаллизации породы – 2.0–2.5 млн лет, что на 30–35 млн лет меньше возраста циркона лерцолитов. **Выводы.** Мы полагаем, что это свидетельствует об отсутствии генетических связей между габбро и ультрабазитами массива.

Ключевые слова: циркон, возраст, габбро, Нуралинский массив, Южный Урал

ZIRCONS AND ZIRCON'S GEOCHRONOLOGY OF GABBRO NURALI MASSIF (THE SOUTHERN URALS)

Artur A. Krasnobaev¹, Petr M. Valizer²¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky, Ekaterinburg, 620016, Russia, e-mail: krasnobaev@igg.uran.ru²Ilmeny State Reserve, Miass, 456317, Russia, e-mail: valizer@ilmeny.ac.ru

Received 18.08.2017, accepted 02.10.2017

Object. In the article presents the the results of mineralogy, geochemistry and isotope-chronological investigation of zircons from gabbro Nurali massif. **Materials and methods.** Amphibole gabbro is the fine-grained and massive texture rock, which consists of hornblende, the base plagioclase and epidote. The contents of REE in the gabbro significantly exceeds their content in associated ultramafites of the massif. The content of REE and trace elements in zircons was determined by the method of secondary ion mass spectroscopy on the CAMECA-IMS-4F device. U-Pb date of zircons was obtained on the SHRIMP II microprobe. **Results.** Different variants of complex multiphase zonal structure of gabbro zircons are established. Along with the well known classical fine- and coarse-zonal kinds, a new type of zoning – “polygenic” – is distinguished. It combines the features of both primary growth and superimposed processes. The basis of the material evolution of zircons is progressive process of growth of their refining, reduction of U, Th and REE in later generations. These changes do not go beyond the boundaries of a single geochemical space, due to the connection with a single source. The mechanism of formation of successive zircon generations reflects the anatectic origin of gabbro. The age of zircons from gabbro is 410.5 ± 1.1 Ma for the duration of the process of crystallization of rock – 2.0–2.5 Ma. There is on 30–35 million years younger than the zircon from lherzolites of the massif. **Conclusion.** We consider that this indicates a lack of genetic links between them. The history of the development of gabbro is not associated with the formation of the ultramafic massif.

Keywords: zircon, U-Pb age, gabbro, Nurali massif, the Southern Urals

Для цитирования: Краснобаев А.А., Вализер П.М. (2018) Цирконы и цирконовая геохронология габбро Нуралинского массива (Южный Урал). *Литосфера*, 18(4), 574–584. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-574-584

For citation: Krasnobaev A.A., Valizer P.M. (2018) Zircons and zircon's geochronology of gabbro Nurali massif (the Southern Urals). *Litosfera*, 18(4), 574–584. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-574-584

ВВЕДЕНИЕ

Нуралинский массив (НМ) расположен в зоне Главного Уральского разлома в 30 км южнее г. Миасса (рис. 1). В его составе выделяются три последовательные серии пород: перидоти-

товая (дунит-гарцбургит-лерцолитовая), полосчатая (верлит-клинопироксенитовая) и расслоенная (габбро-диоритовая). Вопросы строения массива, его геодинамической позиции и состава пород подробно рассмотрены ранее [Рудник, 1965; Савельева, 1987, 2011; Ферштатер и др., 2000; Книппер и др., 2001; Попов и др., 2008]. Проблемным остается возраст образования и преобразования пород упомянутых серий. Информация о возрасте ультрамафитов противоречива. Известна Sm-Nd изохрона (578 ± 18 млн лет, СКВО = 1.3), воедино собравшая анализы и валовых проб (лерцолитов, клинопироксенитов), и монофракций минералов из них (клино-, ортопироксенов) [Попов и др., 2008]. По сути вся история существования ультрамафитов НМ объединена здесь одной цифрой, что не может соответствовать действительности. Для габбро-диорита массива по двум навескам (1.6 и 3.0 мг) циркона из фракции 100–150 мкм по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ получена датировка 399 ± 2 млн лет [Ферштатер и др., 2000]. Ее изотопные анализы расположены несколько правее конкордии, что не исключает занижение возраста. Подтверждением этой датировки могут служить данные Os-изотопии (415 ± 30 , 385 ± 30 млн лет), полученные для рудных минералов из ультрамафитов [Малич и др., 2016]. Согласно новым цирконовым данным, возраст лерцолитов НМ близок к 446 млн лет [Краснобаев и др., 2017]. В предлагаемой работе приведены результаты возрастных исследований цирконов габбро НМ.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Проба (150–200 кг) амфиболового габбро (K2059) дробилась до фракции 0.25, сперва отмывалась, затем отмывалась в открытой воде от легкой фракции, освобождалась от магнитной и электромагнитной примесей. Остаточные “тяжелые” части пробы, объем которых обычно не превышал 0.2–0.5 см³, разбирались вручную под микроскопом. Выделенные таким образом цирконы исследовались с применением методики SHRIMP [Williams, 1998]. Получаемая при этом информация включала данные о содержании в них U и Th, различных изотопных соотношениях, в том числе определяющих их возрастные характеристики. Содержание РЗЭ в цирконах определялось методом вторично-ионной масс-спектропии на приборе CAMECA IMS-4F. Области сбора вторичных электронов – 25 мкм в диаметре. Измерения проводились в виде пяти циклов накопления сигнала и изменялись в зависимости от его интенсивности. Калибровочные кривые строились с помощью известных стандартов [Федотова и др., 2008]. Измерения РЗЭ в кристаллах осуществлялись в тех же точках, что и при U-Pb датировании. Микрозондовый анализ состава минералов выполнен на растровом микроскопе РЭММА-202М с микроанализато-

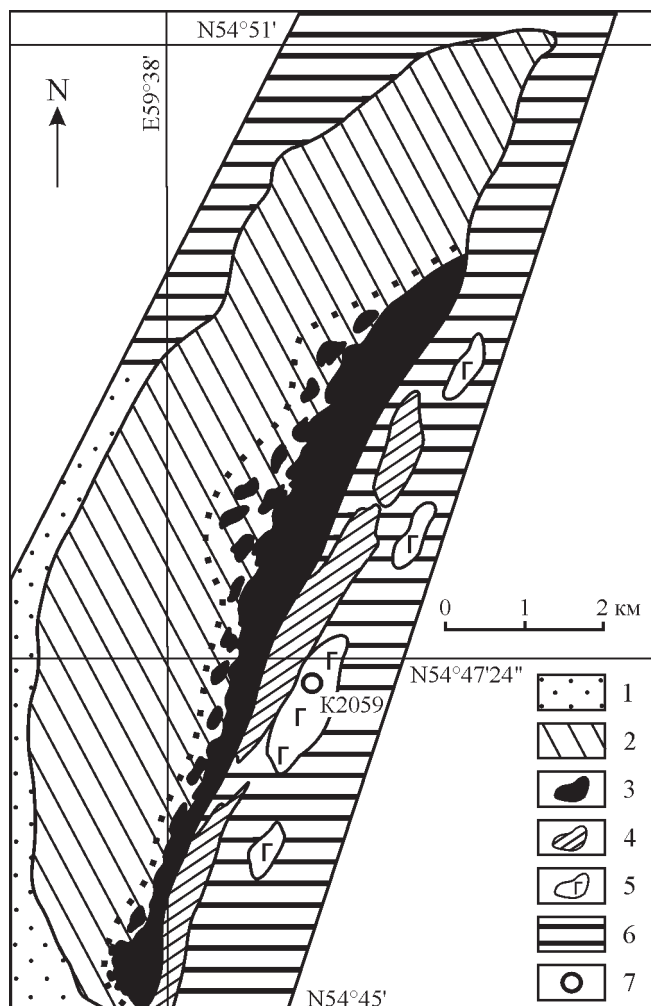


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Нуралинского массива [Рудник, 1965; Савельева, 1987].

1 – верхнепротерозойские отложения (кварциты, слюдяные сланцы); 2, 3 – перидотитовый блок (2 – шпинелевые, плагиоклазовые лерцолиты, 3 – дуниты, гарцбургиты); 4 – полосчатый комплекс (переслаивание дунитов, верлитов, клинопироксенитов); 5 – габбро, амфиболиты, диориты; 6 – серпентинитовый меланж; 7 – местоположение пробы K2059.

Fig. 1. Schematic geological map of the Nurali massif [Rudnik, 1965; Savel'eva, 1987].

1 – Archean-Early Proterozoic sedimentations (quarzites, mica-schists); 2, 3 – peridotite unit (2 – spinel-, plagioclase-lherzolites, 3 – dunites, harzburgites); 4 – foliated complex (bedding of dunites, verlites, clinopyroxenites); 5 – gabbro, amphibolites, diorites; 6 – mélange of serpentinites; 7 – location of sample K2059.

ром (аналитик В.А. Котляров). Содержание петрогенных, редких и редкоземельных элементов определено в ЦКП "Геоаналитик" ИГТ УрО РАН.

АМФИБОЛОВОЕ ГАББРО

Амфиболовое габбро (K2059) – мелкозернистое, массивной текстуры. Сложено амфиболом, плагиоклазом, эпидотом, хлоритом. Акцессорные – апатит, мусковит, рудные минералы. Железомagneзиальная роговая обманка ($\#Mg = 0.64-0.66$, $Si^{4+} = 6.47-6.58$ к.ф., $Al^{VI} = 0.24-0.38$ к.ф. и $Ca/(Ca + Na + K) = 0.76-0.81$) имеет низкое содержание октаэдрического алюминия и кальция. Основной плагиоклаз полностью изменен, сосюритизирован. В значительном количестве присутствует клиноцоизит ($Fe/Fe + Al = 0.05-0.16$), альбит (№ 8) и железистый хлорит ($\#Mg = 0.18$). По содержанию петрогенных элементов отобранная проба габбро практически не отличается от опубликованных данных (табл. 1). Содержание РЗЭ в габбро существенно превышает содержание редких земель в остальных породах массива, включая верлиты и клинопироксениты (рис. 2).

МОРФОЛОГИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЦИРКОНА

Цирконы образуют сообщество призматических и короткопризматических субидiomорфных или округлых кристаллов с искривленными гранями. У некоторых просматриваются размытые реберные границы, следы поверхностного растворения. В совокупности все зерна напоминают группу кристаллов, после голтовки, т. е. испытавших умеренную полировку (рис. 3).

В строении большинства кристаллов можно наблюдать признаки первичного роста и вторичного, связанного с различными изменениями. В кристалле А, представляющем практически единую зональную генерацию, проявляются несколько эта-

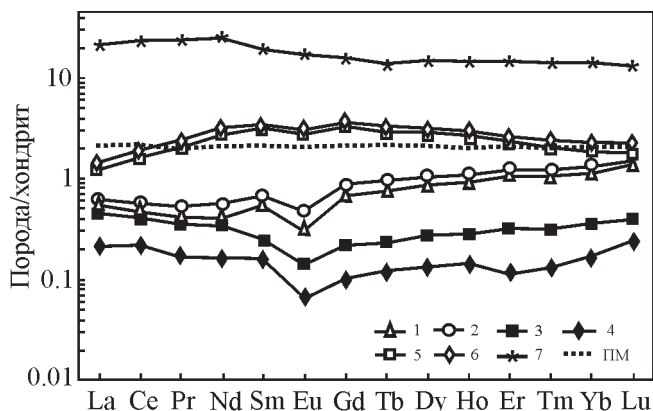


Рис. 2. Редкие земли в породах Нуралинского массива.

1, 2 – шпинелевые, плагиоклазовые лерцолиты; 3 – гарцбургиты; 4 – дуниты; 5 – верлиты; 6 – клинопироксениты; 7 – амфиболовое габбро. ПМ – примитивная мантия [Богатиков и др., 1987]. Нормированы по хондриту [McDonough, Sun, 1995].

Fig. 2. Chondrite-normalized rare earth elements for rocks of Nurali massif.

1, 2 – spinel-, plagioclase-lherzolites; 3 – harzburgites; 4 – dunites; 5 – verlites; 6 – clinopyroxenites; 7 – amphibole gabbro. ПМ – primitive mantle [Bogatikov et al., 1987]. The chondrite data are from [McDonough, Sun, 1995].

пов ее развития, причем каждому из них могут соответствовать и отдельные зерна, сохранившие детали первичного строения (см. рис. 3). Сопоставимым с ним является более сложный по строению кристалл 7, причем его темным (по CL) широким полосам (зонам) соответствуют ранние генерации кристаллов 3 и 4. Эффективным подтверждением сложной (черно-белой по CL) гетерогенности цирконов габбро НМ служит кристалл 5, у которого обе последовательные генерации сохранились почти в первозданном виде, хотя он

Таблица 1. Состав петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов габбро Нуралинского массива

Table 1. Composition of major (wt %), rare earth and trace elements (ppm) for gabbro of the Nurali massif

Компонент	K2059	Компонент	K2059	Компонент	K2059	Компонент	K2059	Компонент	K2059
SiO ₂	42.51	Li	4.45	Ge	1.20	Te	0.01	Dy	3.52
TiO ₂	1.00	Be	0.34	Rb	3.02	Cs	0.14	Ho	0.76
Al ₂ O ₃	16.81	Na	5275.00	Sr	581.00	Ba	80.49	Er	2.26
Fe ₂ O ₃	5.46	Sc	31.56	Y	17.20	La	4.29	Tm	0.32
FeO	8.30	V	314.00	Zr	15.86	Ce	12.61	Yb	2.20
MnO	0.22	Cr	36.06	Nb	3.26	Pr	1.94	Lu	0.33
CaO	13.27	Co	27.47	Mo	0.50	Nd	9.77	Hf	0.70
MgO	7.03	Ni	24.00	Ag	0.11	Sm	2.63	W	0.78
Na ₂ O	1.70	Cu	55.08	Cd	0.26	Eu	0.86	Bi	0.001
K ₂ O	0.33	Zn	69.33	Sn	0.81	Gd	3.06	Th	0.03
P ₂ O ₅	0.22	Ga	16.95	Sb	0.15	Tb	0.51	U	0.04

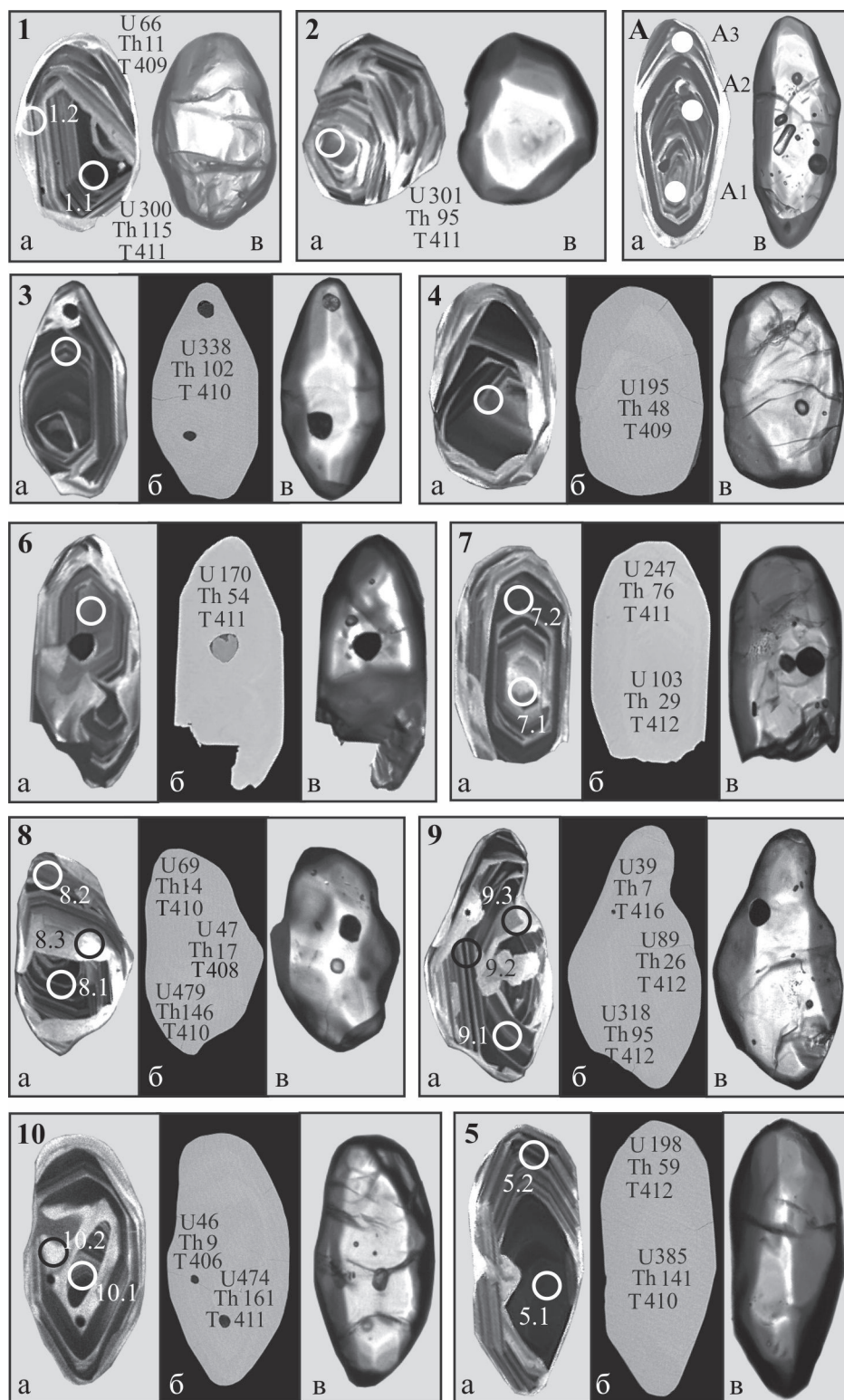


Рис. 3. Минералого-геохимические и возрастные особенности цирконов габбро Нуралинского массива.

Цифры – номера кристаллов, содержания U и Th, г/г; T – возраст, млн лет, по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (табл. 2): а, б – данные CL, BSE, в – оптики, проходящий свет. Кристалл А – анализы только РЗЭ и РЭ.

Fig. 3. Mineralogical, geochemical and geochronological characteristics of zircons from gabbro of the Nurali massif.

The numbers marked the numbers of crystals with the content of U and Th, ppm; T – the age by $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, Ma (Table 2): а, б – data CL and BSE, в – plain polarized light. Crystal A – only analysis of REE and TE.

испытал и поверхностное растворение, и замещение светлой (по CL) субстанцией, представляющей третью генерацию, “завоевавшую” незначительное пространство на границе двух первых. Активное развитие новых разновидностей цирконов может выражаться не только в периферических зонах кристаллов (кр. 4 и 6), но и в центральных (кр. 9 и 10). При этом у последнего реликт ранней зональной генерации, испытавшей и замещение, и растворение, полностью окружен третьей генерацией (см. рис. 3). Строение такого и подобных ему кристаллов служит основанием для выделения нового для цирконов “полигенного” типа зональности. Его специфику обеспечивает сосуществование в едином зерне и реликтов первичного строения, и приобретенных вторичных признаков (дробления, замещения). Причем эта вновь образованная конструкция кристалла может подвергаться и новым изменениям, связанным, например, с повторным растворением, нивелировкой занозистого рельефа дробления. Сказанное в полной мере относится и к кристаллу 8, у которого следы дробления ранней генерации сохранились наиболее отчетливо. Нельзя исключить, что облик некоторых кристаллов, подобных исследованным, при анализе только их оптических данных может восприниматься как

первичный (кр. 2, 3, 5, 10), что приведет к ошибочным выводам. Сложные взаимоотношения между генерациями в цирконах габбро, дополненные их асимметричным ростом, являются индикаторами активных изменений среды цирконообразования, в которой периодически возникают и разнонаправленные потоки, и объемы (зоны) различного состава с варьирующими P - T параметрами.

ГЕОХИМИЯ U-Th В ЦИРКОНАХ

Геохимическую эволюцию цирконов габбро определяет тренд (Tr), который подтверждает принадлежность их к единому геохимическому пространству, обусловленному не только прямой взаимозависимостью U и Th, но и связью с единым для них источником (табл. 2, рис. 4). При этом наиболее поздние генерации цирконов, в том числе возникшие при замещении ранних, характеризуются пониженным содержанием U и особенно Th. Отсюда следует вывод, что их появление относится к заключительным этапам кристаллизации уже достаточно обедненного расплава, поскольку образование и смена генерации на более ранних этапах его развития (кр. 5.1, 5.2) включают в себя даже инверсионный вариант изменения состава цирконов

Таблица 2. U-Pb возраст цирконов из габбро Нуралинского массива

Table 2. U-Pb age of zircons from gabbro of the Nurali massif

Анализ, кратер	$^{206}\text{Pb}_c$, %	Содержание, г/г			$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Возраст, млн лет (1)	D, %	Изотопные отношения, $\pm$ %						Rho
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$		$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$		
1, 1	0.46	300	115	17.1	0.39	411.3 ± 6.1	-38	0.0514	6.0	0.467	6.2	0.06590	1.50	0.244
1, 2	1.12	66	11	3.7	0.17	409.3 ± 7.1	42	0.0594	9.3	0.537	9.5	0.06550	1.80	0.188
2	0.00	301	95	17.0	0.33	411.3 ± 3.7	1	0.0551	1.9	0.501	2.1	0.06589	0.93	0.434
3	0.46	338	102	19.2	0.31	410.6 ± 3.8	10	0.0560	4.0	0.508	4.1	0.06577	0.94	0.229
4	0.48	195	48	11.0	0.25	408.8 ± 4.3	-1	0.0549	4.8	0.495	5.0	0.06546	1.10	0.219
5, 1	0.00	385	141	21.7	0.38	409.6 ± 3.8	9	0.0558	1.8	0.505	2.1	0.06560	0.95	0.459
5, 2	0.00	198	59	11.2	0.31	411.7 ± 4.4	24	0.0575	2.5	0.523	2.8	0.06595	1.10	0.401
6	0.76	170	54	9.7	0.33	411.6 ± 4.1	-34	0.0517	4.9	0.47	5.0	0.06593	1.00	0.203
7, 1	0.00	103	29	5.8	0.29	412.1 ± 4.6	18	0.0569	2.9	0.517	3.1	0.06601	1.20	0.367
7, 2	0.00	247	76	13.9	0.32	410.5 ± 3.9	-12	0.0538	2.2	0.487	2.4	0.06576	0.99	0.406
8, 1	0.13	479	146	27.1	0.31	409.7 ± 3.6	-19	0.0531	2.0	0.480	2.2	0.06562	0.91	0.408
8, 2	0.00	69	14	3.9	0.21	410.2 ± 5.5	24	0.0575	3.6	0.521	3.9	0.06570	1.40	0.355
8, 3	0.00	47	17	2.6	0.37	408.4 ± 6.7	50	0.0603	2.2	0.544	2.8	0.06540	1.70	0.602
9, 1	0.98	318	95	18.2	0.31	412.1 ± 3.7	-33	0.0518	4.7	0.471	4.8	0.06602	0.92	0.190
9, 2	0.00	89	26	4.9	0.30	409.5 ± 7.4	43	0.0595	3.2	0.538	3.7	0.06560	1.90	0.510
9, 3	0.00	39	7	2.2	0.19	416.9 ± 7.6	55	0.0612	4.5	0.564	4.9	0.06680	1.90	0.383
10, 1	0.45	474	161	26.9	0.35	410.9 ± 3.3	-29	0.0522	2.8	0.473	2.9	0.06581	0.84	0.286
10, 2	0.00	46	9	2.5	0.20	406.9 ± 7.4	-5	0.0544	5.2	0.488	5.5	0.06520	1.90	0.336

(1) Коррекция по ^{204}Pb .

Примечание. Pb_c и Pb^* – общий и радиогенный свинец. Rho – коэффициент корреляции. D – дискордантность. Ошибка калибровки стандарта 0.63%.

(1) The correction by ^{204}Pb .

Note. Pb_c and Pb^* – total and isotopic lead. Rho – the coefficient of correlation. D – the discordance. The calibration error of the standard is 0.63%.

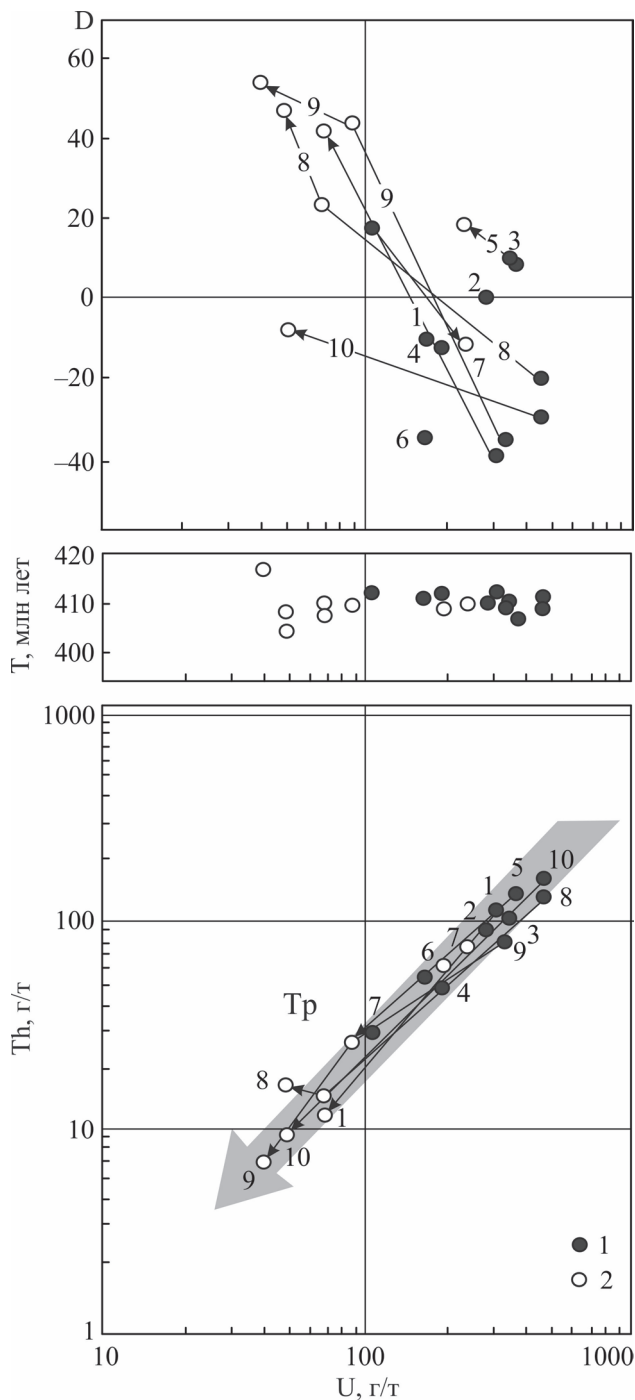


Рис. 4. Корреляция U–Th, U–T, U–D в цирконах габбро Нуралинского массива.

Линиями соединены анализы для ранних (1) – поздних (2) генераций. Тренд Тр – эволюция цирконов. U, Th, г/г; T – возраст, млн лет, по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; D – %. Аналитические данные см. в табл. 2, 3.

Fig. 4. The correlation U–Th, U–T, U–D for zircons from gabbro of the Nurali massif.

The lines connected analysis of early (1) – late (2) generation of zircons. Trend (Tr) is the evolution of zircons. U, Th, ppm; T – the age by $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, Ma; D – %. Data are from Table 2, 3.

(кр. 7.1, 7.2). Причина подобных взаимоотношений U и Th в сосуществующих генерациях цирконов определяется анатектической природой габбро НМ, при которой содержание примесей в расплаве и, соответственно, в цирконах по мере дальнейшего развития процессов его кристаллизации постепенно снижается.

Особое внимание привлекает корреляция U и дискордантности D (см. табл. 2, рис. 4), которая демонстрирует отчетливую связь минимальных содержаний U и Th в цирконах с их повышенной дискордантностью. Однако при этом весьма неожиданно выглядит близость всех (!) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ датировок отдельных кристаллов к единому возрастному уровню (см. табл. 2, рис. 4). Создается впечатление, что и уменьшение U и Th в цирконах, и возрастание их дискордантности с возрастом связаны весьма опосредованно. Одной из вероятных причин таких вариаций может быть “промежуточный” статус новых разновидностей, не достигших конечного устойчивого состояния, свойственного полностью закончившим преобразование генерациям. Механизм этих трансформаций может отражать влияние более сложно организованных функциональных связей, создающих основу для стабилизации синхронных преобразований цирконовой матрицы с одновременным проявлением “закономерной дискордантности” (ЗД) (см. рис. 4, U–Th, U–D). Альтернативой этому можно считать развитие кристалла 7, у которого возрастание U в поздней генерации совпадает с уменьшением ее дискордантности, что свойственно вообще большинству цирконов, связанных с кристаллизационной дифференциацией расплава. Снижение дискордантности у генерации 10.2 кристалла 10, вероятно, отражает достижение предельных (конечных) условий преобразования, обеспечивших возникновение уже третьей реальной генерации, “перекрывающей” обе первые. Этот третий этап цирконообразования в габбро НМ и завершает их эволюцию.

РЗЭ И РЭ В ЦИРКОНАХ

Спектры редких земель практически всех кристаллов, включая их отдельные зоны, характеризуются внешним сходством и по содержанию, и по структуре, а присутствие у них цериевой и европиевой аномалий (Ce^* , Eu^*) при повышенном содержании ТРЗЭ отражает их магматическую природу. Тем не менее незначительные вариации у них в области ЛРЗЭ все-таки заметны, что указывает на слабо выраженные вторичные изменения (табл. 3, рис. 5).

Спектры РЗЭ трех последовательных зон кристалла А (см. рис. 3) практически совпадают, что подтверждает отсутствие изменений в составе расплава за время его роста. Подобное сходство проявляется и при сравнении спектров РЗЭ этих зон со спектром РЗЭ поздней генерации 5.2 кристалла 5.

Таблица 3. Содержание РЗЭ в цирконах габбро Нуралинского массива (г/т)

Table 3. The contents rare earth elements for zircons from gabbro of the Nurali massif (ppm)

Компонент	Кристалл										
	9			8			5		А		
	9.3	9.2	9.1	8.1	8.2	8.3	5.1	5.2	A.1	A2	A3
La	0.10	0.12	0.21	0.20	0.11	0.12	0.30	0.15	0.13	0.11	0.11
Ce	3.80	3.60	12.00	27.60	5.00	5.50	13.30	9.70	9.70	8.80	8.10
Pr	0.03	0.03	0.07	0.12	0.03	0.06	0.07	0.05	0.04	0.05	0.04
Nd	0.22	0.21	0.76	1.29	0.29	0.34	0.98	0.53	0.57	0.49	0.40
Sm	0.45	0.40	1.70	3.20	0.66	0.54	2.20	1.30	1.30	1.00	0.90
Eu	0.21	0.18	0.90	1.78	0.29	0.28	1.17	0.57	0.58	0.57	0.44
Gd	2.78	2.80	12.98	27.84	4.40	3.90	15.46	9.73	9.26	6.80	6.50
Dy	16.20	17.50	78.20	138.70	27.00	25.00	89.90	56.90	56.50	38.00	36.00
Er	52.70	54.50	254.90	386.80	95.00	73.00	297.20	185.50	177.00	118.00	118.00
Yb	160	159	661	925	269	202	766	470	452	334	314
Lu	33.40	33.90	138.20	160.30	54.00	43.00	158.40	96.60	91.20	68.00	63.00
Li	0.04	0.58	0.02	0.05	0.418	0.71	0.02	0.05	0.01	0.40	0.07
Sr	0.19	0.81	0.67	0.89	7.35	0.09	0.39	0.39	0.57	0.50	0.36
Nd	0.22	0.21	0.76	1.29	0.29	0.34	0.98	0.53	0.57	0.49	0.40
Ba	1.23	3.00	0.94	1.11	27.75	2.98	0.80	1.52	1.56	1.07	1.70
Ca	0.67	15.82	3.68	2.66	57.71	34.80	0.92	1.00	1.05	14.68	1.40
Ti	4.11	5.96	8.36	10.64	5.27	10.63	7.86	6.92	5.30	6.40	6.10
Th	24.13	17.50	106.80	268.80	26.00	33.90	142.20	83.40	48.40	96.00	55.00
U	132.19	93.70	493.50	889.50	155.40	136.00	555.30	371.40	250.20	408.00	256.00
P	103.09	48.90	305.60	318.20	122.70	13.50	386.00	217.30	208.2	131.00	152.00
Y	263.02	269.00	1255.00	2084.00	468.00	328.00	1447.00	898.00	905.00	639.00	608.00
Hf	8327.94	7338.00	7877.00	8132.00	8057.00	8738.00	7298.00	8069.00	8273.00	7821.00	7294.00
(Sm/La) _N	6.94	5.57	12.61	24.69	9.62	6.94	11.65	13.74	15.63	13.83	12.66
(Yb/La) _N	2290.65	2032.16	4598.68	6660.56	3624.33	2387.23	3792.07	4579.42	5009.49	4329.98	4254.23
Ce*	15.96	14.14	23.36	42.01	21.01	15.87	21.84	27.51	34.26	27.48	28.65
Eu*	0.58	0.50	0.59	0.58	0.52	0.58	0.62	0.49	0.51	0.68	0.57

Примечание. (Sm/La)_N, (Yb/La)_N, Ce/Ce*, Eu/Eu* – нормированные по хондриту [McDonough, Sun, 1995]. Ce/Ce* = Ce/(La × Pr)^{1/2}, Eu/Eu* = Eu/(Sm × Gd)^{1/2}. Номера кристаллов и точек анализов см. в табл. 2 и на рис. 3.

Note. (Sm/La)_N, (Yb/La)_N, Ce/Ce*, Eu/Eu* – normalized to divide by chondrite [McDonough, Sun, 1995]. Ce/Ce* = Ce/(La × Pr)^{1/2}, Eu/Eu* = Eu/(Sm × Gd)^{1/2}. The numbers of crystals and points of analysis see et Table 2, Fig. 3.

Состав ранней генерации 5.1 характеризуется повышенным содержанием редких земель, т. е. представляет собой расплав, еще обогащенный этими элементами. В преобразованиях кристаллов 8 и 9, вероятно, участвовали метасоматические (автометасоматические) растворы, обладающие повышенной агрессивностью при низком содержании РЗЭ того же спектрального состава. Судя по датировкам единичных кристаллов (см. рис. 4), речь идет об ограниченном временном интервале, включающем в себя и их образование, и их преобразование.

Новая информация появляется и при анализе распределения в цирконах некоторых редких элементов (РЭ) (см. табл. 3, рис. 5), которым ранее не уделялось должного внимания. Оказалось, что ранние генерации цирконов обычно обогащены Nb, Th, U, Y, P, для поздних более характерны Li, Ba, Ca, иногда Sr, а Hf остается практически постоянным. Подобие спектров РЗЭ в магматических разностях цирконов (кр. А, 5) повторяется и в распределении РЭ, а метасоматические процессы не толь-

ко влияют на распределение РЗЭ, но и вызывают перераспределение РЭ.

На основании сопоставления данных по титановой термометрии цирконов [Падерин, Левский, 2009; Ewing et al., 2013] кристалл А образован при температуре 690–710°C, ранние генерации кристаллов 8 и 9 – при 720–740°C. Появление кристалла 5 соответствует промежуточным (700–720°C) температурам.

Генетическая информативность РЗЭ в цирконах наиболее наглядно проявляется в их отдельных сочетаниях (координатах Хоскина) [Hoskin, Schaltegger, 2003; Hoskin, 2005] (рис. 6). Анализы практически всех кристаллов находятся в зоне магматического типа (М), но непосредственно с ним контактирует только ранняя самая высокотемпературная генерация 8.1 кристалла 8. В координатах Sm/La–Ce/Ce* отчетливо проявился и конечный результат в эволюции цирконов – смешение их анализов в сторону Н-типа (Тр, см. рис. 6). Возникает парадоксальная ситуация в эволюции цирконов, когда

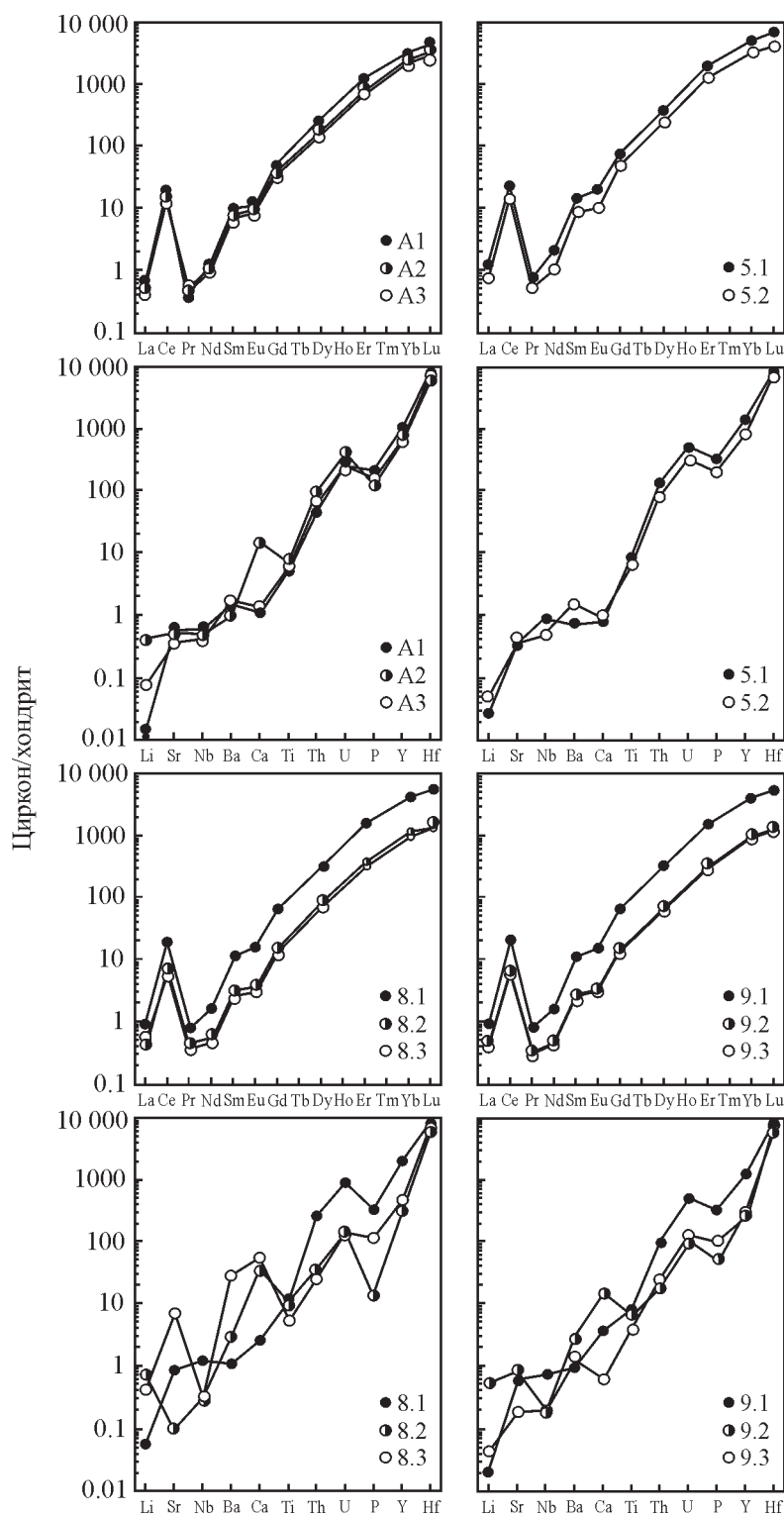


Рис. 5. Распределение РЗЭ и РЭ в цирконах габбро Нуралинского массива (см. табл. 3).

Номера кристаллов и точки анализа совпадают с использованными при определениях возраста (см. табл. 2, рис. 3). Нормировано по хондриту [McDonough, Sun, 1985].

Fig. 5. Chondrite-normalized rare earth elements and trace elements for zircons from gabbro of the Nurali massif (see Table 3).

The numbers of crystals and points of analysis coincides with the abbreviations for Table 2, Fig. 3. The chondrite data are from [McDonough, Sun, 1995].

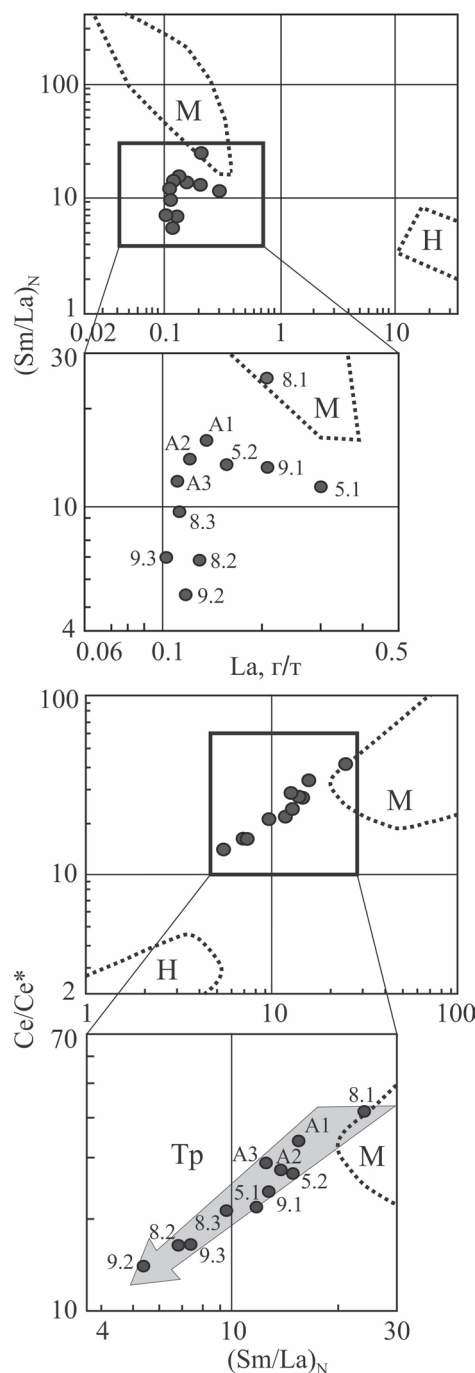


Рис. 6. Редкие земли в цирконах как индикаторы их происхождения.

Номера кристаллов см. в табл. 2, анализы – в табл. 3. Тр – тенденция эволюции цирконов от ранних генераций магматического (М) типа к поздним преобразованным гидротермального (Н) типа [Hoskin, Schaltegger, 2003; Hoskin, 2005].

Fig. 6. The rare earth elements from zircons as indicators of their origin.

The numbers of crystals – see Table 2, data of analysis – Table 3. Тр – the trend of evolution of zircons from early magmatic type (M) to late hydrothermal type (H) generation [Hoskin, Schaltegger, 2003; Hoskin, 2005].

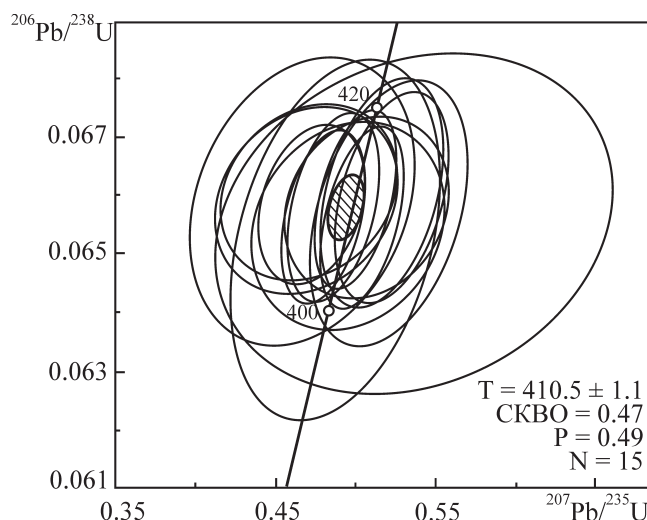


Рис. 7. U-Pb возраст цирконов габбро Нуралинского массива.

Fig. 7. U-Pb age of zircon from gabbro of the Nurali massif.

ни появление поздних генераций с низким содержанием U и Th, ни сопровождаемое их рост увеличение discordance (см. рис. 4), ни изменения в распределении РЗЭ (Тр, см. рис. 6) в совокупности не оказывают серьезного воздействия на итоговый результат (рис. 7). Можно допустить, что при таком сочетании процессов преобразования ранних генераций цирконов значимое влияние оказывает время, с которым напрямую связано повышение поглощенной дозы α -излучения, вызывающего деструкцию цирконовой матрицы.

ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ

Отмеченные ранее датировки диоритов (399 ± 2 млн лет) и Os-изотопии (415, 435 млн лет) не решают проблему возраста габбро. К сожалению, наиболее значимым остались цифры 467 и 410 млн лет, определяющие возраст образования и метаморфизма нуралинских пород [Книппер и др., 2001]. Они получены по ядрам и оболочкам(?) цирконов из пироксенитов Миндякского массива, но какая-либо информация о строении этих цирконов отсутствует, хотя хорошо известно, что установление ядер в кристаллах требует специального обоснования. Без особых колебаний эту миндякскую цирконологию от пород Нуралинского массива следует убрать, поскольку реальной возрастной информации для него она не содержит.

В табл. 2 приведены изотопные данные для 18(!) кристаллов цирконов габбро, для которых предварительно получено подробное минералогическое описание, учитывающее специфику их образования, дробления, растворения, замещения. Без ана-

лизов нескольких “крайних” наиболее измененных кристаллов (8.3, 9.2, 9.3) возраст оставшихся 15, формирующих плотный возрастной кластер, определен равным 410.5 ± 1.1 млн лет (см. рис. 7). Магматическая природа цирконов позволяет говорить о возрастной близости их с окончанием кристаллизации и самого габбро. Согласно датировкам единичных кристаллов (см. табл. 2, рис. 4), длительность становления габбровой интрузии НМ составляет 2.0–2.5 млн лет. Принципиальным остается вопрос о соотношении возраста габбро с таковым лерцолитов (446 млн лет) [Краснобаев и др., 2017]. Напомним, что подобные возрасты отмечены ранее для ультрамафитов Нижне-Тагильского, Восточно-Тагильского и Ключевского массивов. Из полученных для НМ данных следует вывод об отсутствии не только возрастной связи между лерцолитами и габбро, но, вероятно, и генетической, т. е. интрузия габбро представляла собой самостоятельный породный комплекс, возникновение и эволюция которого происходили вне связи с лерцолитовым блоком. По-видимому, их сонахождение в границах НМ обусловлено тектоническим скупиванием и вопрос о природе габбро в упомянутых массивах приобретает большое значение с учетом их иной формационной принадлежности.

ВЫВОДЫ

1. Среди широко известных для цирконов классических тонко- и грубозональных вариантов установлен новый тип зональности – “полигенный”. Он объединяет следы и первичного роста, и вторичных преобразований (дробления, растворения и замещения), произвольно расположенных в разных частях кристалла.

2. Основу эволюции цирконов габбро составляет прогрессивное снижение U, Th и РЗЭ в поздних генерациях, сопровождаемое возрастанием дискордантности. Возможен и инверсионный тип распределения зон с различным содержанием примесей.

3. К типично магматическому типу относятся лишь единичные зерна. Процессы автометаморфизма вносят незначительные изменения в состав цирконов габбро, смещая анализы в сторону гидротермального типа. Однотипное распределение РЗЭ и РЭ в цирконах служит признаком не только их магматической природы, но и высокой сохранности.

4. Возраст цирконов габбро НМ (410.5 ± 1.1 млн лет) превышает датировку диоритов, но на 30–35 млн лет меньше возраста циркона лерцолитов. Полагаем, что это свидетельствует и об отсутствии генетических связей между ними. История развития габбро НМ не связана с образованием ультрамафитов массива.

5. Механизм образования ранних и поздних генераций цирконов отражает анатектическую природу габбро НМ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богатиков О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В. (1987) Средние химические составы магматических горных пород. М.: Недра, 152 с.
- Книппер А.Л., Шараськин А.Я., Савельева Г.Н. (2001) Геодинамические обстановки формирования офиолитовых разрезов разного типа. *Геотектоника*, (4), 3-21.
- Краснобаев А.А., Русин А.И., Анфилов В.Н., Вализер П.М., Бушарина С.В., Медведева Е.В. (2017) Цирконология лерцолитов Нуралинского массива. *Докл. АН*, **474**(5), 593-598.
- Малич К.Н., Аникина Е.В., Баданина И.Ю., Белосусов Е.А., Пушкарев Е.В., Хиллер В.В. (2016) Вещественный состав и осмиевая изотопия первичных и вторичных ассоциаций минералов платиновой группы магнезиальных хромитов Нуралинского лерцолитового массива (Ю. Урал, Россия). *Геол. рудн. месторождений*, **58**(1), 3-22.
- Падерин И.П., Левский Л.К. (2009). Титановая термометрия по цирконам. *Изотопные системы и время геологических процессов. Т. II*. СПб.: ИГГД РАН, 74-77.
- Попов В.С., Кременецкий А.А., Беляцкий Б.В. (2008) Доордовикский Sm-Nd изотопный возраст ультрамафических пород в офиолитовых поясах Урала: уточненные данные. “Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских офиолитов”. Мат-лы Междунар. науч. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 100-103.
- Рудник Г.Б. (1965) Петрогенезис ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале. *Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов*. М.: ИГЕМ АН СССР, 68-101.
- Савельева Г.Н. (1987) Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 245 с.
- Савельева Г.Н. (2011) Офиолиты варисцид Европы и уралит: обстановки формирования и метаморфизм. *Геотектоника*, (6), 24-39.
- Федотова А.А., Бибилова Е.В., Симакин С.Г. (2008) Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях. *Геохимия*, (9), 980-997.
- Ферштатер Г.Б., Котов А.Б., Смирнов С.В., Пушкарев Е.В., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. (2000) U-Pb-возраст циркона из диорита Нуралинского лерцолит-габбрового массива на Южном Урале. *Докл. АН*, **371**(1), 96-100.
- Ewing T.A., Hermann J., Rubatto D. (2013) The robustness of the Zr-in-rutile and Ti-in-zircon thermometers during high-temperature metamorphism (Ivnea-Vevbauo Zone, Northern Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **165**, 757-779.
- Hoskin P.W. (2005) Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alternation of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**(3), 637-648.
- Hoskin P.W., Schaltegger O. (2003) Zircon. *Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 27-55.
- McDonough W.F., Sun S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253.
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Rev. Econ. Geol.*, **7**, 1-35.

REFERENCES

- Bogatikov O.A., Kosareva L.V., Sharkov E.V. (1987) *Srednie khimicheskie sostavy magmaticheskikh gornykh porod* [Mean chemical compositions of igneous rocks]. Moscow, Nedra Publ., 152 p. (In Russian)
- Ewing T.A., Hermann J., Rubatto D. (2013) The robustness of the Zr-in-rutile and Ti-in-zircon thermometers during high-temperature metamorphism (Ivnea-Vevbauo Zone, Notheru Italy). *Contrib. Miner. Petrol.*, **165**, 757-779.
- Fedotova A.A., Bibikova E.V., Simakin S.G. (2008) Geochemistry of zircon (data of an ion microprobe) as an indicator of the genesis of a mineral under geochronological studies. *Geokhimiya*, (9), 980-997. (In Russian)
- Fershtater G.B., Kotov A.B., Smirnov S.V., Pushkarev E.V., Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Yakovleva S.Z., Berezhnaya N.G. (2000) U-Pb-age of zircon from the diorite of the Nuralinsky lherzolite-gabbro massif in the Southern Urals. *Dokl. AN*, **371**(1), 96-100. (In Russian)
- Hoskin P.W. (2005) Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alternation of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**(3), 637-648.
- Hoskin P.W., Schaltegger O. (2003) Zircon. *Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 27-55.
- Knipper A.L., Sharas'kin A.Ya., Savel'eva G.N. (2001) Geodynamic environments for the formation of ophiolite sections of various types. *Geotektonika*, (4), 3-21. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Rusin A.I., Anfilogov V.N., Valizer P.M., Busharina S.V., Medvedeva E.V. (2017). Zirconology of lherzolites of the Nuralinsky massif. *Dokl. AN*, **474**(5), 593-598. (In Russian)
- Malich K.N., Anikina E.V., Badanina I.Yu., Belousov E.A., Pushkarev E.V., Hiller V.V. (2016) Material composition and osmium isotopy of primary and secondary associations of minerals of the platinum group of magnesian chromites of the Nuralinsky lherzolite massif (the Southern Urals, Russia). *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **58**(1), 3-22. (In Russian)
- McDonough W.F., Sun S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253.
- Popov V.S., Kremeneckij A.A., Belyackij B.V. (2008) Pre-Ordovician Sm-Nd isotope age of ultramafic rocks in the ophiolite belts of the Urals: updated data. "Strukturalno-vestchestvennye komplekсы i problemy geodinamiki dokembriya fanerozoiskikh ofiolitov". *Materialy Mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii* ["Structural-material complexes and problems of Precambrian geodynamics of Phanerozoic ophiolites". Materials of the International Scientific Conference]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN Publ., 100-103. (In Russian)
- Rudnik G.B. (1965) Petrogenesis of ultrabasic rocks of the Nuralinsky Massif in the Southern Urals. *Sootnoshenie magmatizma i metamorfizma v genezise ul'trabazitov* [The ratio of magmatism and metamorphism in the genesis of ultrabasites]. Moscow, IGEM AN SSSR Publ., 68-101. (In Russian)
- Savel'eva G.N. (1987) *Gabbro-ul'trabazitovye komplekсы ofiolitov Urala i ikh analogi v sovremennoi okeanicheskoi kore* [Gabbro-ultrabasite complexes of ophiolites of the Urals and their analogues in the modern oceanic crust]. Moscow, Nauka Publ., 245 p. (In Russian)
- Savel'eva G.N. (2011) Ophiolites varisid of Europe and Uralid: formation conditions and metamorphism. *Geotektonika*, (6), 24-39. (In Russian)
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Rev. Econ. Geol.*, (7), 1-35.

УДК 550.42:546.832:549.514.81:552.321.6(571.62)

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-585-592

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ГАФНИЯ ЦИРКОНОВ ПЛАТИНОНОСНОГО ФЕКЛИСТОВСКОГО МАССИВА (ШАНТАРСКИЙ АРХИПЕЛАГ, ОХОТСКОЕ МОРЕ, РОССИЯ)

© 2018 г. К. Н. Малич, И. Ю. Баданина

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

Поступила в редакцию 10.07.2017 г., принята к печати 23.04.2018 г.

Объект исследований. Впервые охарактеризованы особенности начального изотопного состава гафния цирконов из верлитов Феклистовского массива, с которым ассоциируют прибрежно-морские россыпи платины. **Материалы и методы.** Результаты по изотопии гафния для предварительно продатированных зерен цирконов получены с помощью метода лазерной абляции и масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно-связанной плазме на многоколлекторном спектрометре Nu-plasma с системой лазерного пробоотбора New Wave LUV213. **Результаты.** Широкие вариации $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ (0.28241–0.28312) и ϵHf_i (от -4.8 ± 1.1 до 20.3 ± 0.6) в палеозойских цирконах верлитов свидетельствуют об участии вещества деплетированной мантии ($\epsilon\text{Hf}(t) \approx +15$) и взаимодействии с производными других источников, эквивалентных субконтинентальной литосферной мантии и/или континентальной коре ($\epsilon\text{Hf}(t)$ от -5 до $+5$). Протерозойские и позднеархейские цирконы Феклистовского массива отличаются более умеренными вариациями $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ (0.28107–0.28224) и ϵHf (от -4.8 ± 0.4 до 8.1 ± 0.6). **Выводы.** Особенности изотопного состава гафния для большинства докембрийских цирконов Феклистовского массива ($\epsilon\text{Hf}(t)$ от -3.8 ± 0.5 до $+2 \pm 0.5$) свидетельствуют об их ксеногенной природе и вероятном заимствовании из пород фундамента Сибирской платформы.

Ключевые слова: циркон, верлит, изотопный состав гафния, модельный возраст, источники вещества, Феклистовский массив, Дальний Восток

HAFNIUM ISOTOPE COMPOSITION OF ZIRCON FROM THE PLATINUM-BEARING FEKLISTOV MASSIF (SHANTAR ARCHIPELAGO, SEA OF OKHOTSK, RUSSIA)

Kreshimir N. Malitch, Inna Yu. Badanina

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

Received 10.07.2017, accepted 23.04.2018

Object. This study firstly evaluates Hf-isotope characteristics of zircons from wehrlite of the platinum-bearing Feklistov massif, which is closely associated with platinum coastal placer deposits. **Materials and methods.** In-situ Hf-isotope data were collected on the dated spots within zircon grains using a New Wave LUV213 laser-ablation microprobe attached to a Nu plasma MC-ICP-MS. **Results.** Significant variations of $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ (0.28241–0.28312) and $\epsilon\text{Hf}(t)$ (from -4.8 ± 1.1 to 20.3 ± 0.6) in Paleozoic zircons indicates interaction of a ‘juvenile’ mantle source ($\epsilon\text{Hf}(t) \approx 15$) with distinct magma sources, possibly equivalent to a subcontinental lithospheric mantle and/or a continental crust ($\epsilon\text{Hf}(t)$ от -5 до $+5$). Proterozoic and Late Archean zircons from the Feklistov massif are characterized by less pronounced $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ (0.28107–0.28224) and $\epsilon\text{Hf}(t)$ (from -4.8 ± 0.4 to 8.1 ± 0.6). **Conclusion.** Hf-isotope features for majority of Precambrian zircons from the Feklistov massif ($\epsilon\text{Hf}(t)$ from -3.8 ± 0.5 to $+2 \pm 0.5$) are consistent with their xenogenic nature and inheritance from basement rocks of the Siberian Craton.

Keywords: zircon, wehrlite, Hf-isotope composition, model age, sources of material, Feklistov Massif, Far East

Acknowledgements

The authors are grateful to E.A. Belousova, W.L. Griffin and N.J. Pearson for long-term cooperation and assistance in analytical lab. An anonymous reviewer is thanked for suggestions that contributed to the clarity of presentation.

This investigation was conducted within the framework of state assignment of IGG UB RAS (№ AAAA-A18-118052590026-5) with support of Russian Foundation for Basic Research (grant № 16-05-00967-a).

Для цитирования: Малич К.Н., Баданина И.Ю. (2018) Изотопный состав гафния цирконов платиноносного Феклистовского массива (Шантарский архипелаг, Охотское море, Россия). *Литосфера*, **18**(4), 585–592. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-585-592

For citation: Malitch K.N., Badanina I.Yu. (2018) Hafnium isotope composition of zircon from the platinum-bearing Feklistov Massif (Shantar Archipelago, Sea of Okhotsk, Russia). *Litosfera*, **18**(4), 585–592. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-585-592

ВВЕДЕНИЕ

Большинство ультрамафитовых комплексов зонального типа сосредоточено в России (Восточной Сибири, Урале и на Дальнем Востоке). Их характерный признак – ассоциация дунитовых “ядер”, клинопироксенитовых оторочек и россыпных месторождений платины, в которых, как правило, доминируют Pt-Fe минералы над другими минералами платиновой группы (МПГ). Значительный разброс геохронологических и изотопно-геохимических данных для породных ассоциаций и платиноидной минерализации платиноносных массивов предопределяет возможность контрастной интерпретации их генезиса [Малич, 1997, 1999; Bea et al., 2001; Ефимов, 2010; Малич и др., 2011; Аникина и др., 2012; Сидоров и др., 2012; Баданина и др., 2013; Ферштатер, 2013; Краснобаев, Анфилов, 2014; Tessalina et al., 2015; и др.]. Циркон обладает уникальной особенностью сохранять изотопно-геохимические метки наиболее ранних событий, относящихся ко времени образования пород и их источников. В данном контексте для более строгой оценки эволюции вещественного источника и времени его отделения от деплетированной мантии использование Lu-Hf систематики является ключевой. В статье впервые представлены результаты по изотопному составу гафния цирконов из верлитов Феклистовского платиноносного массива, с которым ассоциируют прибрежно-морские россыпные месторождения платины [Малич, 1999].

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

Феклистовский массив обнажается в пределах южной части острова Феклистова (второго по величине в Шантарском архипелаге) в Охотском море и находится в зоне интенсивных тектонических дислокаций палеорифтовой системы на окраине Сибирского кратона [Малич, 1995]. Массив представляет собой в плане изометричное тело концентрически-зонального строения площадью около 12 км². Дуниты ядерной части массива (1.9 × 3.0 км) окружены кольцом оливиновых клинопироксенитов шириной примерно 1–1.5 км и примыкающей с востока прерывистой оторочкой габбро, диоритов и монцодиоритов (рис. 1). Вмещающими породами являются верхнедевонские терригенно-карбонатные отложения. Позднедевонский возраст образования верлитов Феклистовского массива (373 ± 8 млн лет) [Малич и др., 2017] ограничивает нижнюю временную границу внедрения массива в земную кору, что не противоречит геологическим наблюдениям [Красный, 1960].

Изученные цирконы были выделены из 10-кг пробы верлитов (обр. № 2–4), которые образуют небольшие тела в переходной зоне от дунитов ядра к

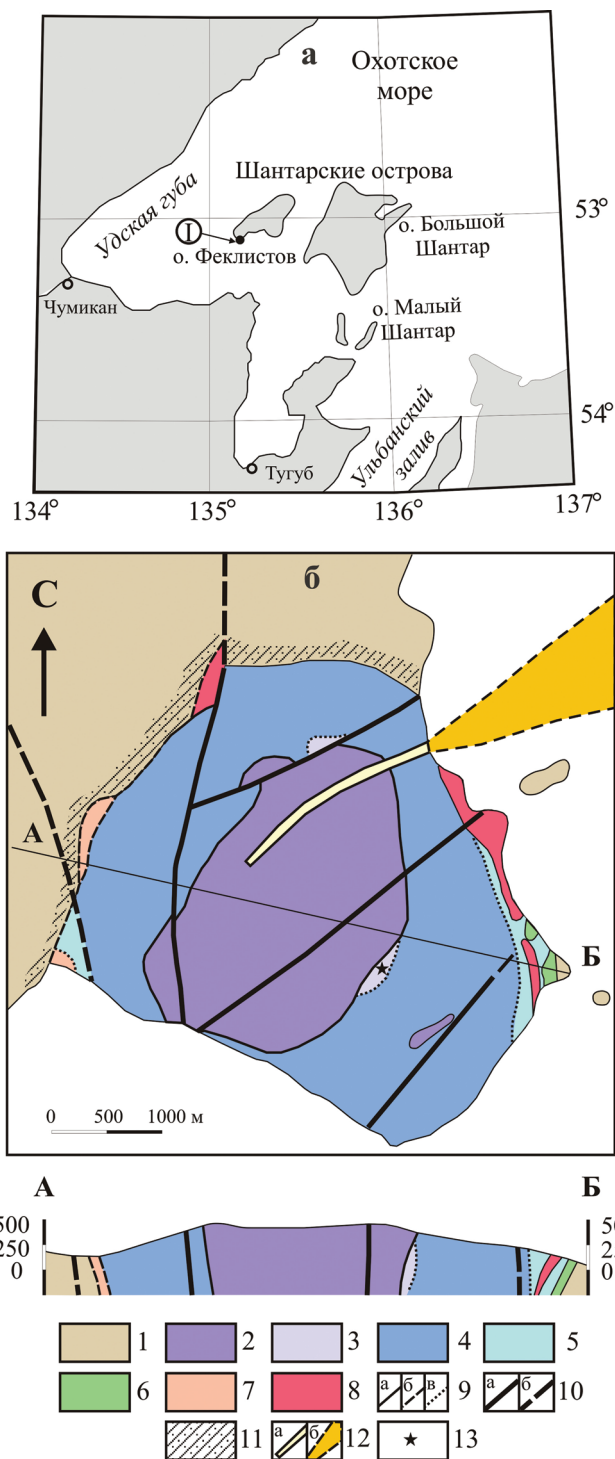


Рис. 1. Расположение Феклистовского массива (а) и его геологическое строение (б) по [Остапчук, 1989] с изменениями [Малич, 1999].

1 – кремнисто-терригенные отложения (D₃); 2 – дуниты; 3 – метадуниты, верлиты; 4 – оливиновые клинопироксениты; 5 – амфиболовые клинопироксениты; 6 – габбро, габбро-диориты; 7 – монцодиориты, монцогаббро-диориты; 8 – диориты биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые; 9 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые, в – фациальные; 10 – разрывные нарушения: а – достоверные,

б – предполагаемые; 11 – ороговикованные породы; 12 – россыпи: а – аллювиальная платиновая руч. Корифан, б – прибрежно-морская платиновая бухты Энегельма; 13 – место отбора пробы верлитов; I – Феклистовский массив.

Fig. 1. Location of the Feklistov Massif (a) within Feklistov Island and geological scheme of the Feklistov massif (б) after [Ostapchuk, 1989] with changes [Malitch, 1999].

1 – siliceous terrigenous sediments (D₃); 2 – dunite; 3 – wehrlite; 4 – olivine clinopyroxenite; 5 – amphibole clinopyroxenite; 6 – gabbro and gabbro-diorite; 7 – monzodiorite, monzogabbro-diorite; 8 – biotite-hornblende and hornblende-biotite diorite; 9 – geological boundaries: а – reliably established, б – inferred; 10 – faults: а – reliably established, б – inferred; 11 – hornfels; 12 – placers: а – alluvial platinum of the Korifan stream, б – coastal-marine platinum within the Enegelm Bay; 13 – location of sampling wehrlite; I – Feklistov Massif.

оливиновым клинопироксенитам периферии в юго-западной части массива (см. рис. 1). Для верлитов характерны гранобластовая, катакластическая, неравномернозернистая, участками гломеропорфировая структуры. Порода состоит из примерно одинакового количества ксеноморфных зерен оливина (45–50 об.%) и клинопироксена (50–55 об.%), различающихся по форме и размерам (рис. 2). Клинопироксен обычно имеет удлинённый габитус (до 4.0–6.5 мм), кристаллы оливина варьируют в пре-



Рис. 2. Фрагмент обнажения верлитов Феклистовского массива (обр. 2–4).

Крупнозернистые агрегаты клинопироксена (темно-зеленого цвета) расположены в средне-, мелкозернистой оливиновой матрице (светло-бурого цвета); диаметр монеты 23.5 мм

Fig. 2. Fragment of exposed surface of wehrlite from the Feklistov massif (sample 2–4).

Coarse-grained aggregates of clinopyroxene (dark-green color) are located in the medium-, fine-grained olivine matrix (light brown color); diameter of the coin is 23.5 mm.

делах от 0.1 до 2 мм. Химический состав породы, определенный в Центральной аналитической лаборатории (ЦАЛ) ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) рентгеноспектральным флуоресцентным методом (аналитик Б.А. Цимошенко), имеет следующий состав (мас. %): SiO₂ – 48.40, TiO₂ – 0.16, MgO – 24.50, Al₂O₃ – 1.43, FeO_{общ} – 7.37, MnO – 0.15, CaO – 16.90, Na₂O – 0.15, K₂O – 0.04, P₂O₅ < 0.05, H₂O – 0.84.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Hf-изотопные анализы выполнены в Национальном центре геохимической эволюции и металлогении континентов (GEMOC) Университета Маквори (Macquarie University) в Сиднее, Австралия. Результаты по изотопии гафния (14 анализов) для предварительно датированных зерен цирконов получены при помощи лазерной абляции (New Wave LUV213) и масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (Nu-plasma MC ICP-MS), следуя методике, детально охарактеризованной в работе [Griffin et al., 2002]. Цирконовый стандарт Мад Танк (Mud Tank) использовался для независимого контроля стабильной работы прибора и воспроизводимости полученных результатов. Измеренные ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf отношения и константа распада ¹⁷⁶Lu = 1.865 × 10⁻¹¹ г⁻¹ [Sherer et al., 1996] были использованы для вычисления величины начального изотопного ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf отношения (Hfi). Параметр эпсилон гафния εHf(t), выражающий отклонение начального отношения ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf между цирконом и хондритовым универсальным резервуаром (CHUR), умноженный на 10⁴, был рассчитан с использованием ¹⁷⁶Lu = 1.865 × 10⁻¹¹ г⁻¹ и параметров CHUR, предложенного в работе [Bouvier et al., 2008], где ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf = 0.0336 ± 0.0001 и ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf = 0.282785 ± 0.000011. Модельный Hf-возраст (T_{DM}), определяющий минимальный возраст исходного субстрата, из которого кристаллизовался циркон, был рассчитан с использованием измеренного значения ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf в цирконе и параметра модели [Griffin et al., 2000], согласно которой резервуар деплетированной мантии имел линейную изотопную эволюцию от ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf = 0.279718 в 4.55 млрд лет до ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf = 0.283250 в настоящее время и ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf = 0.0384. Двухстадийный модельный Hf-возраст (T_{DM^C}) рассчитан по параметрам модели, предложенной в работе [Griffin et al., 2002].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

На основании детального изучения морфологии, внутреннего строения и изотопно-геохимических особенностей цирконов установлено, что они представлены двумя типами. Первый тип цирконов образован индивидами овальной формы (рис. 3, обр. 17 BSE, 16 BSE, 15 BSE, 9 BSE и 12 BSE), для которых характерны: (i) секториально-блоковая

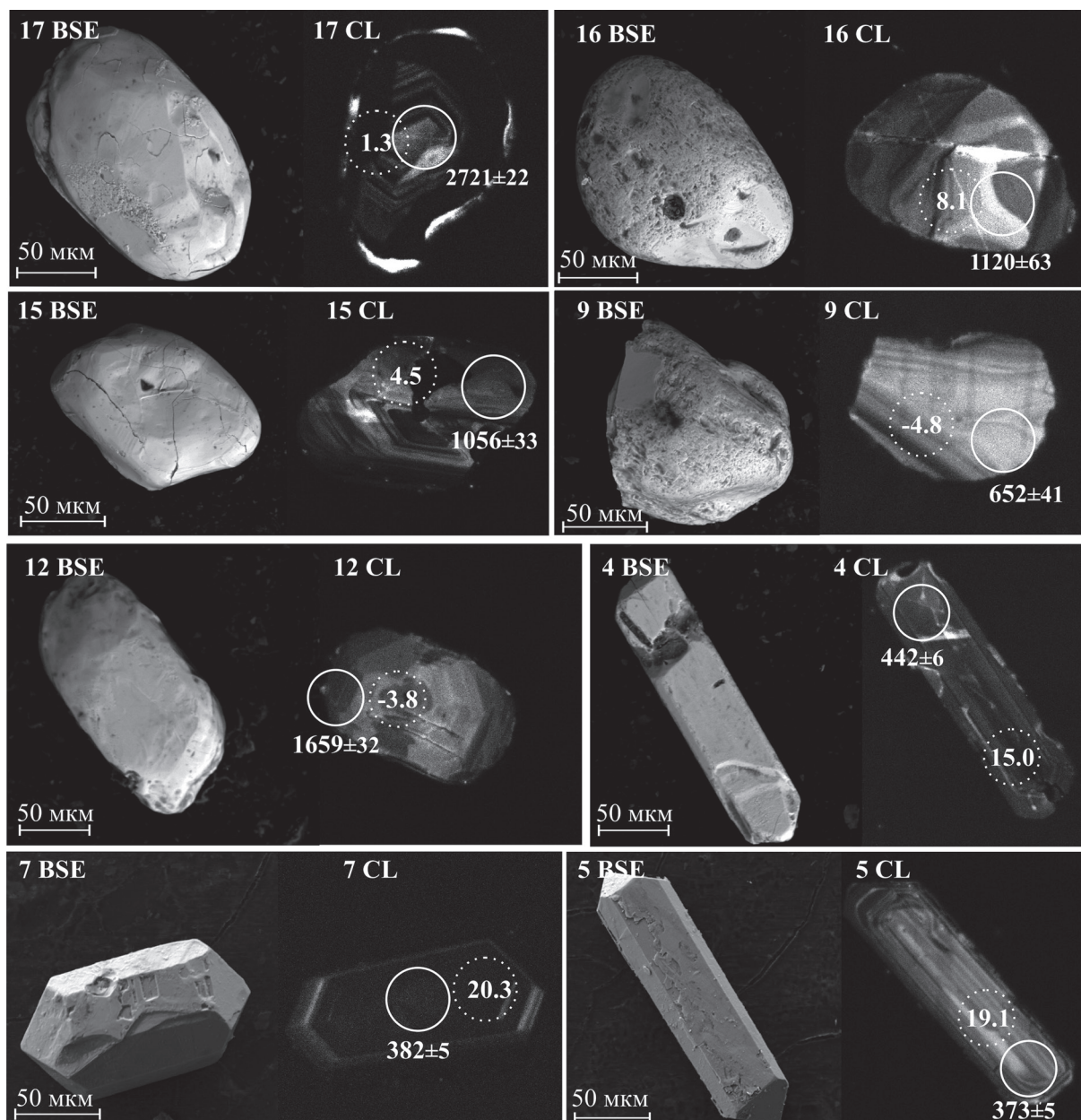


Рис. 3. Морфологические, вещественные и изотопно-геохимические особенности цирконов из верлитов (обр. 2–4) Феклистовского массива.

Изображения внутреннего строения – в катодолуминесценции (17 CL, 16 CL, 15 CL, 9 CL, 12 CL, 4 CL, 7 CL, 5 CL) и обратнорассеянных электронах (17 BSE, 16 BSE, 15 BSE, 9 BSE, 12 BSE, 4 BSE, 7 BSE, 5 BSE). Места проведения U-Pb и Hf-изотопных анализов показаны кругами, в них приведены U-Pb возраст (в млн лет) и значения $\epsilon\text{Hf}(t)$, которые соответствуют номерам образцов в табл. 1.

Fig. 3. Morphological, compositional and isotope-geochemical features of zircons from wehrlite (sample 2–4) of the Feklistov massif.

Images of inner zoning in cathodoluminescence (17 CL, 16 CL, 15 CL, 9 CL, 12 CL, 4 CL, 7 CL, 5 CL) and back-scattered electrons (17 BSE, 16 BSE, 15 BSE, 9 BSE, 12 BSE, 4 BSE, 7 BSE, 5 BSE). Circles denote areas of U-Pb and Hf-isotope analyzes. Numbers correspond to U-Pb age (in Ma) and $\epsilon\text{Hf}(t)$ values, which are listed in Table 1.

катодолуминесценция (рис. 3, обр. 17 CL, 16 CL, 15 CL, 9 CL и 12 CL), (ii) умеренные концентрации Th (50–708 г/т), U (83–725 г/т), величина Th/U в пре-

делах 0.34–1.18 и (iii) шесть “древних” кластеров возрастов (от неоархейского, $T_1 = 2721 \pm 22$ млн лет до неопротерзойского, $T_6 = 652 \pm 41$ млн лет [Малич

и др., 2017]. Второй тип цирконов представлен идеально ограненными кристаллами призматического габитуса (см. рис. 3, обр. 4 BSE, 7 BSE, 5 BSE), обладающими тонкозональной катодолюминесценцией (см. рис. 3, обр. 4 CL, 7 CL, 5 CL), как правило, с более высокими содержаниями Th (174–3992 г/т), U (308–5677 г/т) при величине Th/U от 0.41 до 0.70 и двумя “молодыми” кластерами возрастов ($T_7 = 442 \pm 6$ млн лет и $T_8 = 373.2 \pm 7.5$ млн лет) [Малич и др., 2017]. Приуроченность верлитов к контакту между дунитовым ядром и клинопироксенитами периферии Феклистовского массива в совокупности с вещественными особенностями и распространенностью изученных цирконов позволили сделать вывод о сингенетичном происхождении наиболее молодых цирконов и верлитов, характеризующихся возрастом $T_8 = 373 \pm 8$ млн лет [Малич и др., 2017]. Иными словами, в отличие от более древних цирконов, для которых свойственна округлая форма индивидов, для наиболее молодых цирконов их ксеногенная природа представляется маловероятной.

Цирконы Феклистовского массива характеризуются широкими вариациями начального изотопного состава гафния ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i = 0.28107\text{--}0.28312$, табл. 1, рис. 4а). Максимальным разбросом значения $\epsilon\text{Hf}(t)$ обладают палеозойские цирконы (ϵHf от -4.8 до 20.3 , $n = 7$, рис. 4б). Отметим, что в двух случаях фигуративные точки Hf-изотопного состава (обр. 5 и 7) располагаются несколько выше средней линии, характеризующей деплетированный мантийный резервуар (см. рис. 4). Возможные причины значительной изотопной гетерогенности циркона детально обсуждались в работе [Griffin et al., 2000]. По их представлениям, широкий ин-

тервал значений $\epsilon\text{Hf}(t)$ цирконов может быть обусловлен: (i) генерацией мегакристаллических магм в литосфере при переплавлении различных протолитов/резервуаров с широко варьирующими возрастными и отношением Lu/Hf, (ii) кристаллизацией из магм, образующихся из истощенных мантийных источников, которые взаимодействуют с резервуарами нерадиогенного Hf внутри литосферы, (iii) кристаллизацией из магм, генерируемых сублитосферными источниками или источниками базальтов океанических островов (ОИВ-типа), которые неоднократно внедрялись в литосферу в течение длительного периода времени.

Мы полагаем, что широкие вариации $\epsilon\text{Hf}(t)$ свидетельствуют об участии вещества деплетированной мантии ($\epsilon\text{Hf}(t) \approx +15$) и о вероятном взаимодействии “ювенильного” мантийного источника с производными других источников, эквивалентных субконтинентальной литосферной мантии [Griffin et al., 2000; Nowell et al., 2004] и/или континентальной коре, которые обладают значительно менее радиогенным изотопным составом гафния.

Протерозойские и позднеархейские цирконы Феклистовского массива характеризуются меньшим разбросом значения $\epsilon\text{Hf}(t)$ (от -4.8 до 8.1 , $n = 7$, см. рис. 4б). По модельному возрасту T_{DM}^C лишь один циркон верлитов Феклистовского массива (обр. 17, $T_{\text{DM}}^C = 3.10$ млрд лет, см. табл. 1) сходен с позднеархейскими цирконами платиноносных дунитов Нижнетагильского и Гулинского массивов ($T_{\text{DM}}^C = 3.12$ и $T_{\text{DM}}^C = 3.07$ млрд лет соответственно [Баданина и др., 2013]), для которых обосновывался планетарный характер их неархейского источника. Широкие вариации модельного возраста T_{DM}^C для большинства палеозойских и

Таблица 1. Lu-Hf изотопные данные для цирконов Феклистовского массива

Table 1. Lu-Hf isotope data for zircon from the Feklistov Massif

№ п.п.	№ образца	Рис. 3	Возраст, млн лет	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1δ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	Hf*	$\epsilon\text{Hf}(t)$	1δ	T_{DM} , млрд лет	T_{DM}^C , млрд лет
1	17	17 CL	2721	0.281143	0.000011	0.001344	0.056173	0.28107	1.3	0.4	2.97	3.10
2	12	12 CL	1659	0.281645	0.000014	0.000730	0.034265	0.28162	-3.8	0.5	2.24	2.54
3	21		1530	0.281895	0.000014	0.000921	0.045313	0.28187	2.0	0.5	1.90	2.10
4	14		1320	0.281993	0.000012	0.000713	0.033773	0.28197	1.0	0.4	1.76	1.99
5	16	16 CL	1120	0.282311	0.000018	0.000367	0.023153	0.28230	8.1	0.6	1.31	1.41
6	15	15 CL	1056	0.282254	0.000018	0.000459	0.029358	0.28224	4.5	0.6	1.39	1.57
7	9	9 CL	652	0.282246	0.000010	0.000712	0.034157	0.28224	-4.8	0.4	1.41	1.79
8	4	4 CL	442	0.282948	0.000034	0.002074	0.090718	0.28293	15.0	1.2	0.44	0.45
9	7	7 CL	382	0.283142	0.000018	0.003269	0.162375	0.28312	20.3	0.6	0.16	0.08
10	8		380	0.282929	0.000029	0.003073	0.156030	0.28291	12.8	1.0	0.49	0.53
11	3		380	0.282709	0.000039	0.004359	0.224670	0.28268	4.7	1.4	0.85	1.01
12	26		374	0.282440	0.000030	0.003866	0.154967	0.28241	-4.8	1.1	1.24	1.56
13	5	5 CL	373	0.283100	0.000018	0.001278	0.060873	0.28309	19.1	0.6	0.22	0.14
14	30		361	0.282461	0.000022	0.003665	0.148079	0.28244	-4.3	0.8	1.20	1.52

Примечание. Hf* = $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$. Номера анализов соответствуют таковым на рис. 3.

Note. Hf* = $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$. The analysis numbers correspond to those in Fig. 3.

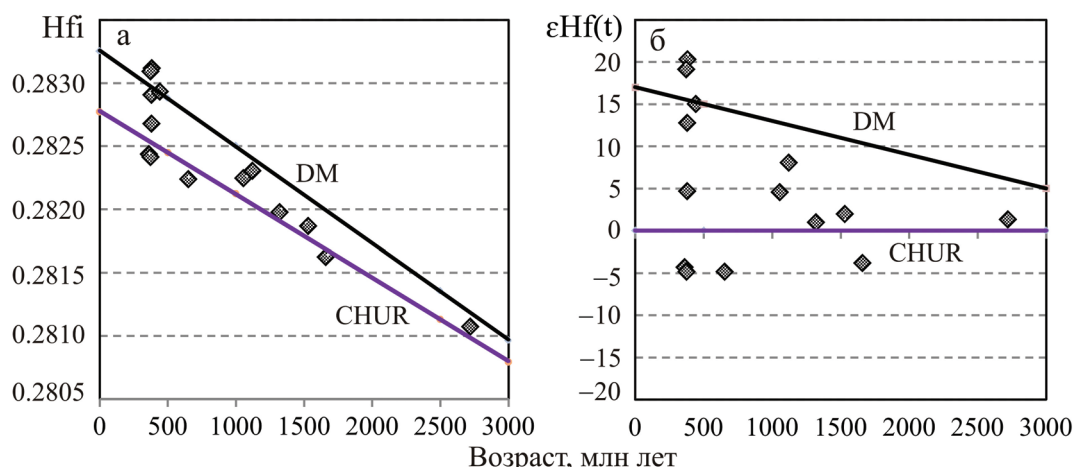


Рис. 4. Бинарные зависимости начального значения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (H_{fi}) от возраста (а) и $\epsilon\text{Hf}(t)$ от возраста (б) для цирконов Феклистовского массива. Для сравнения приведены линии изотопной эволюции деплетированной мантии (DM) и хондритового универсального резервуара (CHUR).

Fig. 4. Binary diagrams of initial $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (H_{fi}) vs U-Pb ages (а) and $\epsilon\text{Hf}(t)$ values vs U-Pb ages (б) for zircons from wherlite of the Feklistov massif. Isotope evolution lines for the depleted mantle (DM) and chondritic universal reservoir (CHUR) are given for comparison.

докембрийских цирконов Феклистовского массива свидетельствуют в пользу разновозрастных источников (T_{DM}^C от 1.01 до 3.10 млрд лет) и их вероятного захвата из пород осадочного чехла или фундамента Сибирской платформы. Возможность заимствования цирконов из земной коры была предложена Ф. Беа с соавторами [Bea et al., 2001] на основании значительных вариаций U-Pb возраста цирконов (от 2800 до 410 млн лет) из дунитов платиноносного Кытлымского массива. Некоторые исследователи [Yamamoto et al., 2013; Zhou et al., 2014; и др.] предполагают, что попадание древних цирконов в мантию может быть связано с рециклингом океанической коры и ее осадочного чехла в зонах субдукции. Согласно другим точкам зрения [Савельева и др., 2007; Кнауф, 2009; Краснобаев и др., 2011; Малич и др., 2012; Краснобаев, Анфилов, 2014; McGowan et al., 2015; и др.], наиболее древние датировки цирконов могли соответствовать минимальному возрасту исходного мантийного субстрата или быть близкими ко времени генерации ультрамафитов.

ВЫВОДЫ

Впервые охарактеризованы особенности начального изотопного состава гафния цирконов верлитов Феклистовского массива, с которым ассоциируют прибрежно-морские россыпи платины. Значительные вариации величин $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ (0.28293–0.28312) и $\epsilon\text{Hf}(t)$ (от -4.8 ± 1.1 до 20.3 ± 0.6) в палеозойских цирконах свидетельствуют об участии вещества деплетированной мантии ($\epsilon\text{Hf}(t) \approx +15$) и взаимодействии с производными других источников, вероятно эквивалентных субконтинентальной

литосферной мантии [Griffin et al., 2000; Nowell et al., 2004] и/или континентальной коры. Особенности изотопного состава гафния для большинства докембрийских цирконов Феклистовского массива (ϵHf_0 от -3.8 ± 0.5 до $+2 \pm 0.5$) свидетельствуют об их ксеногенной природе и вероятном заимствовании из пород фундамента Сибирской платформы.

Авторы признательны Е.А. Белоусовой, В.Л. Гриффину (W.L. Griffin) и Н.Дж. Пирсону (N.J. Pearson) за долготелее сотрудничество при проведении аналитических исследований и анонимному рецензенту за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению рукописи.

Работа выполнена в рамках НИР государственного задания ИГТ УрО РАН (№ АААА-А18-118052590026-5) при поддержке РФФИ (грант 16-05-00967-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аникина Е.В., Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Капитонов И.Н., Лохов К.И. (2012) Изотопно-геохимические характеристики циркона из дунитов, клинопироксенитов и габбро Платиноносного пояса Урала. *Докл. АН*, **443**(6), 711–715.
- Баданина И.Ю., Белоусова Е.А., Малич К.Н. (2013) Изотопный состав гафния цирконов дунитов Нижне-Тагильского и Гулинского массивов (Россия). *Докл. АН*, **448**(1), 59–63.
- Ефимов А.А. (2010) Итоги столетнего изучения Платиноносного пояса Урала. *Литосфера*, (5), 34–53.
- Кнауф О.В. (2009) U-Pb возраст цирконов из дунит-клинопироксенитовых ядер Кытлымского (Средний

- Урал) и Гальмознанского (Южная Корякия) зональных массивов уральского типа. *Вестн. СПб. ун-та. Сер. 7*, (4), 64-71.
- Краснобаев А.А., Аникина Е.В., Русин А.И. (2011) Цирконология дунитов Нижнетагильского массива (Средний Урал). *Докл. АН*, **436**(6), 809-813.
- Краснобаев А.А., Анфилов В.Н. (2014) Цирконы и проблема происхождения дунитов. *Докл. АН*, **456**(3), 310-313.
- Красный Л.И. (1960) Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. М.: Гостоптехиздат, 161 с.
- Малич К.Н. (1995) Геохимия платиноносных ультрабазитов Феклистовского массива. *Геохимия*, **32**(12), 1729-1744.
- Малич К.Н. (1997) Особенности распределения платиноидов в ультрамафитах Феклистовского массива (Шантарский архипелаг). *Докл. АН*, **355**(1), 94-96.
- Малич К.Н. (1999) Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). СПб.: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 296 с.
- Малич К.Н., Баданина И.Ю., Пучков В.Н., Белоусова Е.А., Степашко А.А. (2017) Результаты U-Pb датирования цирконов верлитов платиноносного Феклистовского массива (Шантарский архипелаг, Россия). *Докл. АН*, **475**(3), 295-298.
- Малич К.Н., Ефимов А.А., Баданина И.Ю. (2011) Контрастные минеральные ассоциации платиноидов хромититов Нижнетагильского и Гулинского массивов (Россия): состав, источники вещества, возраст. *Докл. АН*, **441**(1), 83-87.
- Малич К.Н., Ефимов А.А., Баданина И.Ю. (2012) О возрасте дунитов Кондерского массива (Алданская провинция, Россия): первые U-Pb изотопные данные. *Докл. АН*, **446**(3), 308-312.
- Остапчук В.И. (1989) О платиноносном массиве Дальнего Востока. *Тихоокеан. геология*, **8**(2), 113-119.
- Савельева Г.Н., Суслов В.П., Ларионов А.Н. (2007) Вендские тектоно-магматические события в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U-Pb датирования циркона из хромититов. *Геотектоника*, **41**(2), 23-33.
- Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Толстых Н.Д. (2012) Гальмознанский базит-гипербазитовый массив и его платиноносность. М.: Науч. мир, 288 с.
- Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 367 с.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P., Whitehouse M., Levin V.Ya., Scarrow J.H., Austrheim H., Pushkaiev E.V. (2001) Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia. *Terra Nova*, **13**(6), 407-412.
- Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. (2008) The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **273**, 48-57.
- Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E.A., Jackson S.E., van Achenbergh E., O'Reilly S.Y., Shee S.R. (2000) The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**, 133-147.
- Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Xu X., Zhou X. (2002) Zircon chemistry and magma genesis, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Pingtan and Tonglu igneous complexes. *Lithos*, **61**, 237-269.
- McGowan N.M., Griffin W.L., González-Jiménez J.M., Belousova E.A., Afonso J., Shi R., McCammon C.A., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. (2015) Tibetan chromitites: Excavating the slab graveyard. *Geology*, **43**, 179-182.
- Nowell G.M., Pearson D.G., Bell D.R., Carlson R.W., Smith C.B., Kempton P.D., Noble S.R. (2004) Hf isotope systematics of kimberlites and their megacrysts: New constraints on their source regions. *J. Petrol.*, **45**, 1583-1612.
- Sherer E., Munker C., Mezger K. (1996) Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science*, **293**, 683-687.
- Tessalina S.G., Malitch K.N., Augé T., Puchkov V.N., Belousova E., McInnes B.I.A. (2015) Origin of the Nizhny Tagil clinopyroxenite-dunite massif (Uralian Platinum Belt, Russia): insights from PGE and Os isotope systematics. *J. Petrol.*, **56**(12), 2297-2318.
- Yamamoto S., Komiya T., Yamamoto H., Kaneko Y., Terabayashi M., Katayama I., Iizuka T., Maruyama S., Yang J., Kon Y., Hirata T. (2013) Recycled crustal zircons from podiform chromitites in the Luobusa ophiolite, southern Tibet. *Island Arc*, **22**, 89-103.
- Zhou M.-F., Robinson P.T., Su B.-X., Gao J.-F., Li J.-W., Yang J.-S., Malpas J. (2014) Compositions of chromite, associated minerals, and parental magmas of podiform chromite deposits: the role of slab contamination of asthenospheric melts in suprasubduction zone environments. *Gondw. Res.*, **26**, 262-283.

REFERENCES

- MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**, 133-147.
- Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Xu X., Zhou X. (2002) Zircon chemistry and magma genesis, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Pingtan and Tonglu igneous complexes. *Lithos*, **61**, 237-269.
- Knauf O.V. (2009) U-Pb age of zircons from dunite-clinopyroxenite cores of the Kytlymsky (Middle Urals) and Gal'moenansky (Southern Koryakia) zonal massifs of the Ural type. *Vestn. St.Petersburg Univ. Ser. 7*, **4**, 64-71. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Anfilogov V.N. (2014) Zircons: Implications for dunite genesis. *Dokl. Earth Sci. Dokl. Earth Sci.*, **456**(1), 335-338.
- Krasnobaev A.A., Anikina E.V., Rusin A.I. (2011) Zirconology of dunite of the Nizhny Tagil massif (Middle Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **436**(2), 290-294.
- Krasnyi L.I. (1960) *Geologiya i poleznye iskopaemye Zapadnogo Priokhot'ya* [Geology and mineral deposits of the Western Priokhot'e]. Moscow, Gostoptekhizdat Publ., 161 p. (In Russian)
- Malich K.N. (1996) Geochemistry of the platiniferous ultrabasites of the Feklistov massif. *Geochem. Int.*, **33**(12), 20-36.
- Malich K.N. (1997) Distribution of platinum-group elements in ultramafic rocks of the Feklistov massif, Shantarskie Islands. *Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences/Earth Science Sections*, **355**(5), 766-768.
- Malitch K.N. (1999) *Platinoidy klinopiroksenit-dunitovykh massivov Vostochnoi Sibiri (mineralogiya, geokhimiya, genezis)* [Platinum-group elements in clinopyroxenite-dunite massifs of the Eastern Siberia (geochemistry, mineralogy, genesis)]. St.Petersburg, Sankt-Peterburgskaya kartograficheskaya Fabrika VSEGEI Publ., 296 p. (In Russian)
- Malitch K.N., Badanina I.Yu., Puchkov V.N., Belousova E.A., Stepashko A.A. (2017) Results of U-Pb dating of zircons from wehrlite of the platinum-bearing Feklistov massif (Shantar Archipelago, Russia). *Dokl. Earth Sci.*, **475**(1), 762-765.
- Malitch K.N., Efimov A.A., Badanina I.Yu. (2011) Contrasting platinum-group mineral assemblages from chromitites of the Nizhny Tagil and Guli massifs (Russia): implications for composition, sources and age. *Dokl. Earth Sci.*, **441**(1), 1514-1518.
- Malitch K.N., Efimov A.A., Badanina I.Yu. (2012) The age of Kondyor massif dunites (Aldan Province, Russia): First U-Pb isotopic data. *Dokl. Earth Sci.*, **446**(1), 1054-1058.
- McGowan N.M., Griffin W.L., González-Jiménez J.M., Belousova E.A., Afonso J., Shi R., McCammon C.A., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. (2015) Tibetan chromitites: Excavating the slab graveyard. *Geology*, **43**, 179-182.
- Nowell G.M., Pearson D.G., Bell D.R., Carlson R.W., Smith C.B., Kempton P.D., Noble S.R. (2004) Hf isotope systematics of kimberlites and their megacrysts: New constraints on their source regions. *J. Petrol.*, **45**, 1583-1612.
- Ostapchuk V.I. (1989) On the platinum-bearing massif of the Far East. *Tikhookean. Geol.*, **8**(2), 113-119. (In Russian).
- Savelyeva G.N., Suslov V.P., Larionov A.N. (2007) Vendian tectono-magmatic events in mantle ophiolitic complexes of the Polar Urals: U-Pb dating of zircon from chromitite. *Geotectonics*, **41**(2), 105-113.
- Sherer E., Munker C., Mezger K. (1996) Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science*, **293**, 683-687.
- Sidorov E.G., Kozlov A.P., Tolstykh N.D. (2012) *Gal'moenanskii bazit-giperbazitovyy massiv i ego platinonost'* [Gal'moehnan basite-ultrabasite massif and its platinum potential]. Moscow, Nauchnyi Mir Publ., 288 p. (In Russian)
- Tessalina S.G., Malitch K.N., Augé T., Puchkov V.N., Belousova E., McInnes B.I.A. (2015) Origin of the Nizhny Tagil clinopyroxenite-dunite massif (Uralian Platinum Belt, Russia): insights from PGE and Os isotope systematics. *J. Petrol.*, **56**(12), 2297-2318.
- Yamamoto S., Komiya T., Yamamoto H., Kaneko Y., Terabayashi M., Katayama I., Iizuka T., Maruyama S., Yang J., Kon Y., Hirata T. (2013) Recycled crustal zircons from podiform chromitites in the Luobusa ophiolite, southern Tibet. *Island Arc.*, **22**, 89-103.
- Zhou M.-F., Robinson P.T., Su B.-X., Gao J.-F., Li J.-W., Yang J.-S., Malpas J. (2014) Compositions of chromite, associated minerals, and parental magmas of podiform chromite deposits: the role of slab contamination of asthenospheric melts in suprasubduction zone environments. *Gondw. Res.*, **26**, 262-283.

УДК 551.242.3(234.85)

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-593-606

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ ОРЕНБУРГСКОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

© 2018 г. А. В. Волков¹, И. А. Новиков¹, А. А. Разумовский²,
К. Ю. Мурашов¹, Н. В. Сидорова¹

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
119017, г. Москва, Старомонетный пер., 35, e-mail: tma2105@mail.ru

²Геологический институт РАН, 119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 26.11.2017 г., принята к печати 18.02.2018 г.

Предмет исследования. В статье рассмотрены новые геологические и геохимические данные по медистым песчаникам (МП) Оренбургского Предуралья. **Результаты.** Геохимические данные показывают, что вмещающая пермская толща могла служить источником РЗЭ и других микроэлементов для рудообразующих флюидов. Для МП Оренбуржья характерно обогащение широким спектром микроэлементов, включающим Cu, Ag, Au, Cd, Cr, Ni, Mn, Co, V, U, Sc, и Pb, по сравнению с их кларками в верхней коре. Они отличаются от МП Африканского пояса низкими содержаниями Co и низким Co/Ni отношением, характерным для низкотемпературных флюидов метеоритного происхождения. По геолого-генетическим особенностям и геохимическим индикаторным показателям установлено сходство МП Южного Предуралья с Cu-Ag месторождениями типа Манто в Чили и Иране, а также с МП Ирана и глинистыми сланцами Купфершифера. **Выводы.** Предложенная геолого-генетическая модель МП указывает на вероятное многоэтажное развитие Cu-Ag минерализации на глубину, как и на месторождениях типа Манто в Чили и Иране. Пермские МП Приуралья могут рассматриваться как весьма перспективный новый (“старый”) источник сырья для развития медной промышленности региона. Полученные результаты могут быть использованы для прогнозирования новых месторождений.

Ключевые слова: Предуралье, медистые песчаники, месторождения, генезис, структура, геохимия, микроэлементы, РЗЭ

GEOCHEMICAL FEATURES AND FORMATION CONDITIONS OF THE CUPRIFEROUS SANDSTONES OF THE ORENBURG PRE-URALS

Alexander V. Volkov¹, Ivan A. Novikov¹, Alexander A. Razumovsky²,
Konstantin Y. Murashov¹, Nina V. Sidorova¹

¹Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS,
35 Staromonetnyi lane, Moscow, 119017, Russia, e-mail: tma2105@mail.ru

²Geological Institute, 7 Pyzhevsky lane, Moscow, 119017, Russia

Received 26.11.2017, accepted 18.02.2018

Object. The article describes a new geological and geochemical data for Permian host rocks and copper sandstones (CS) in Orenburg's Pre-Urals. **Methods.** X-ray fluorescence, atomic absorption for Au and Ag, and ICP-MS analysis were used during investigations. **Results.** The cupriferous sandstones are enriched in a quite broad range of microelements: Cu, Ag, Au, Cd, Cr, Ni, Mn, Co, V, U, Sc, and Pb, compared to the average values of the upper crust. The Co/Ni ratio in the CS is very low, which is typical of low-thermal fluids of meteoric origin. The CS are characterized by a REE spectrum without Eu-minima and maxima, which is close to the chondrite spectrum. Like in the host rocks, the “cerium” group of REE dominates in the CS over the “yttrium” and “scandium” groups. The spectra of REE of the CS and the host rocks have definitely similar morphology. The δCe and δEu combination indicates that CS was formed under oxidizing conditions. On geological and genetic characteristics and geochemical indicators installed the similarity of the CS in the southern Pre-Urals deposits and the Manto-type Cu-Ag deposits of Chile and Iran, and also with the CS of Iran and Cu-shales of Kupferschiefer. **Conclusion.** Proposed geological-genetic model of CS, points to possible high rise development of the Cu-Ag mineralization at depth as in the fields of the Manto-type copper deposits in Chile and Iran. Geochemical data show that accommodating the Permian strata could serve as a source of REE and other trace elements for ore-forming fluids. Perm CS

Для цитирования: Волков А.В., Новиков И.А., Разумовский А.А., Мурашов К.Ю., Сидорова Н.В. (2018) Геохимические особенности и условия образования медистых песчаников Оренбургского Предуралья. *Литосфера*, **18**(4), 593–606. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-593-606

For citation: Volkov A.V., Novikov I.A., Razumovskii A.A., Murashov K.Y., Sidorova N.V. (2018) Geochemical features and formation conditions of the cupriferous sandstones of the Orenburg Pre-Urals. *Litosfera*, **18**(4), 593–606. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-593-606

of Pre Urals can be considered as a very promising new (“old”) source of raw materials for the development of the copper industry of the region. The obtained results can be used to predict new ore fields in the Eastern Russia region.

Keywords: Pre-Urals, cuprous sandstones, deposits, genesis, structure, geochemistry, trace elements, REE

Acknowledgements

This work was supported by the program of the Presidium of the Russian Academy of Sciences No. 48 “Deposits of strategic and high-tech metals of the Russian Federation: patterns of location, formation conditions, innovative forecasting and development technologies”.

ВВЕДЕНИЕ

Месторождения медистых песчаников – один из ведущих типов по запасам и добыче Cu (около 30%), а также Co и Ag в мире. В пределах южной части Предуральского краевого прогиба и прилегающих областей Восточно-Европейской платформы выходы МП пермского возраста прослеживаются в виде двух полос шириной около 100 км на расстоянии более 1500 км. Известны три группы месторождений: Верхнекамская (Пермская), Вятско-Камская и Уфимско-Оренбургская (рис. 1).

Разработка МП в Предуралье продолжалась почти 200 лет. В XIX в. действовало около 10 тыс. мелких рудников с ежегодной добычей в среднем 3 тыс. т меди, большей частью экспортировавшейся на европейские рынки [Третьяков, 1928; Разумовский, 1929; Харитонов, 2011]. За этот период было добыто, по экспертной оценке, около 0.5 млн т меди [Разумовский, 1929]. В 1912 г. в Оренбургской области был остановлен последний завод (Верхоторский), работавший на руде из местных МП. При этом руды в Оренбургско-Уфимском районе (в отличие от Пермского) не были истощены: на 1913 г. сохранились сведения о разведанных и не извлеченных запасах 65 тыс. т руды с содержанием меди 3–6% [Разумовский, 1929]. Следует учитывать, что разведка в те годы проводилась на глубину не более 70 м. В то же время в Оренбуржье обрабатывались преимущественно богатые руды (>2.5% Cu), количество отвалов с содержаниями Cu 1.5–1.8% только в Каргалинском районе оценивалось в 820 тыс. т [Третьяков, 1928]. В советский период (60–70-е гг. прошлого века) периодически проводились поисково-оценочные работы на различных рудопрооявлениях МП. Однако полученные результаты не удовлетворяли экономическим требованиям того времени. В последние годы “Росгеология” провела поисково-оценочные работы на Каргалинской площади в Оренбуржье, где, по данным этой компании, были получены положительные результаты.

Месторождения МП Предуралья не учтены в государственном балансе запасов и в прогнозных ресурсах меди. Тем не менее, поскольку они имеют промышленное значение в других регионах мира, в статье рассмотрены возможные перспективы этого минерального сырья для медной промышленности региона. Статья основана на имеющихся описаниях

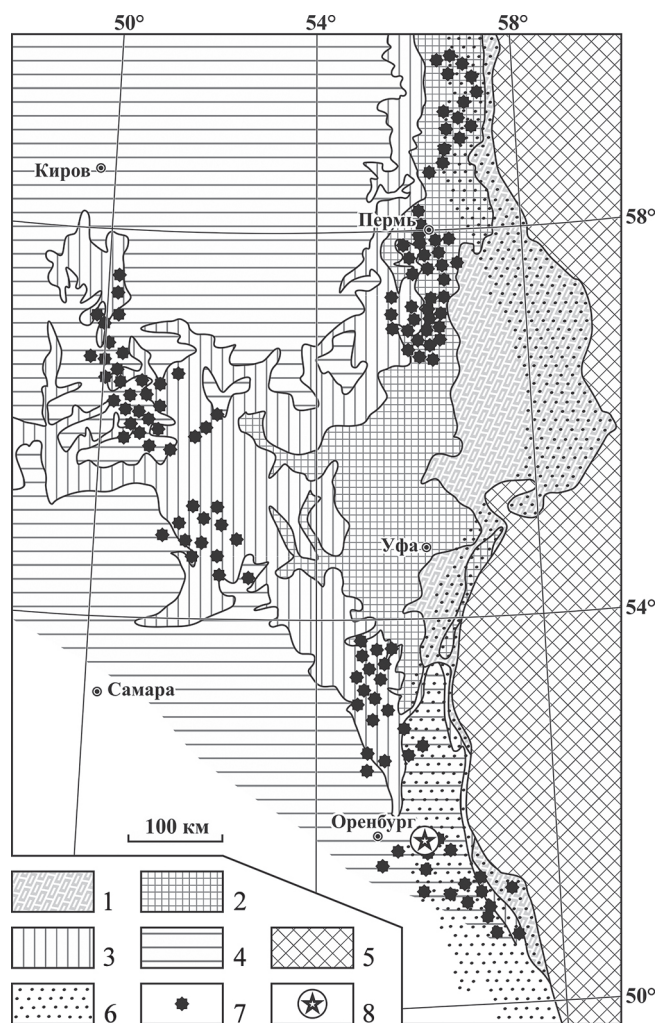


Рис. 1. Положение района работ на схеме распространения рудопрооявлений в пермских медистых песчаниках Приуралья по [Харитонов, 2011], с изменениями.

1 – отложения ассельского, сакмарского, артинского и кунгурского ярусов нерасчлененные; 2 – отложения уфимского яруса; 3 – отложения казанского яруса; 4 – отложения татарского яруса; 5, 6 – Уральское горно-складчатое сооружение: 5 – Западно-Уральская, Центрально-Уральская и Тагильско-Магнитогорская зоны нерасчлененные, 6 – Предуральский краевой прогиб; 7 – рудопрооявления медистых песчаников; 8 – район работ.

Fig. 1. The position of the studied area on the scheme of distribution of ore occurrences in the Permian cop-

per Sandstone of the Pre-Urals [Kharitonov, 2011], with modifications.

1 – deposits Hasselskogian, Sakmarian, Artinskian and Kungurian stages undifferentiated; 2 – sediments of the Ufa stage; 3 – deposits of the Kazan stage; 4 – deposits of the Tatar stage; 5, 6 – Ural mountain-folded structure: 5 – West Urals, Central Urals and Tagil-Magnitogorsk zones undifferentiated, 6 – Pre-Urals trough; 7 – deposits of copper sandstones; 8 – studied area.

ликованных данных по известным месторождениям и проявлениям МП и на результатах геологического и геохимического доизучения ряда проявлений Оренбургского Предуралья. Одна из задач данной работы заключалась в создании прогнозно-поисковой модели месторождений МП в регионе и оценке возможности ее применения в других регионах России. Следует отметить, что представленные в статье данные о составе и распределении микроэлементов и РЗЭ в пермских МП Оренбургского Предуралья получены впервые.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ ПРЕДУРАЛЬЯ

Пермский осадочный разрез, вмещающий медную минерализацию, состоит главным образом из песчаников, гравелитов, известняков, глинистых сланцев, глин и конгломератов. Минерализация приурочена преимущественно к песчаникам с минимальным количеством пелитового материа-

ла и проявлена неравномерно. Кроме Cu в МП содержатся также V (до 1%), Ag (до 100 г/т), Au (до 2 г/т), Pb и Zn (до 2–3%), Cd, Ge, Se, Te, Co, Re в количествах, допускающих их попутное извлечение [Контарь, 2013]. Рудная минерализация в МП представлена в основном халькозином, борнитом, халькопиритом и пиритом; в зоне окисления развиты ковеллин, куприт, тенорит, малахит, азурит, самородная Cu, фольбортит, водный ванадат Cu ($\text{CuCa}[\text{VO}_4][\text{OH}]$), самородная S. Обогащенные минералами меди породы образуют линзы и гнезда, которые часто обнаруживают постепенные переходы в безрудные вмещающие разности. Наблюдается тесная связь медной минерализации со слоями углефицированного вещества, содержащими кости и растительные остатки [Чайковский, 2006; Контарь, 2013]. Последнее подчеркивает пластообразный характер рудных тел в частных разрезах и может маскировать секущее положение как обособленных малых тел, так и генерализованных структур.

Средние размеры рудных тел (с содержаниями Cu > 2.5%) за несколько лет добычи на примере трех заводов Кнауфа составляли: длина 150, ширина 78 и мощность 0.2 м [Третьяков, 1928]. Глубина залегания отработанных рудных тел обычно от 8 до 20 м, иногда достигала 50 и даже 65 м. Залегание рудных тел субгоризонтальное, реже слабо наклонное, стратиграфическая приуроченность отсутствует [Харитонов, 2011]. Рудные тела МП имеют ленто- и линзовидную форму (рис. 2). На месторождении Гребени в Оренбуржье (поисково-оценочные



Рис. 2. Выходы медистых песчаников в районе пос. Яровой Оренбургского района (фото И.А. Новикова, 2015 г.)

Fig. 2. The outcrops of copper sandstones near the village of Yarovoy of the Orenburg region (Ivan A. Novikov's photo, 2015)

работы завершены в 1973 г.) выделено рудное тело площадью около 10 км² со средним содержанием меди 1 % при средней мощности 0.38 м с запасами 103 тыс. т [Демина, 2002]. В большинстве рудников был открыт лишь один рудоносный слой, в некоторых встречено 2–3 [Третьяков, 1928], а на месторождении Гребени до 6 минерализованных слоев [Демина, 2002]. На рис. 2 видны морфологические особенности рудных тел Старо-Мясницкого месторождения Каргалинского рудного района Оренбургского Предуралья.

Изучение геолого-структурных особенностей залегания МП Оренбургского Предуралья показало отсутствие их отчетливой связи с конкретными стратиграфическими подразделениями перми [Лядский и др., 2013]. Так, на карте отмечены рудопроявления как вне-, так и внутри “рудоносных” пермских ярусов, что было подтверждено и нашими полевыми исследованиями. Некоторые слои, обогащенные органическим веществом, часто пространственно связаны (на что ранее не обращалось внимания) с определенными типами карбонатных пород – они выступают всего лишь благоприятной средой для рудного замещения. Если же формализовать картировочные признаки, то можно установить связь 97% известных рудопроявлений МП и точек минерализации с крыльями и апикальными частями соляно-купольных структур, осложненных разрывами и грабен-синклиналями [Лядский и др., 2013]. Эта связь позволяет предположить существенно более молодой возраст медной минерализации.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ

В 2016 г. в ходе полевых работ была собрана коллекция образцов руд и вмещающих пород из нескольких проявлений МП татарского яруса перми,

расположенных в районе пос. Яровой Оренбургского района (см. рис. 2).

По данным рентген-флуоресцентного анализа (табл. 1) в МП (6 проб с содержанием Cu > 0.3), SiO₂ варьирует от 35.21 до 75.76 (в среднем 55.84), CaO – 0.35–25.17 (ср. – 7.12), Al₂O₃ – 1.46–8.0 (5.46), MgO – 0.58–7.2 (4.68), Fe₂O₃ – 1.51–4.67 (3.34), Na₂O – 0.37–1.88 (1.23), K₂O – 0.21–0.86 (0.61), TiO₂ – 0.15–0.55 (0.4), MnO – 0.03–0.48 (0.25), P₂O₅ – 0.06–0.08 (0.073) (все в мас. %). Сульфиды в изученных образцах МП практически отсутствуют (S_{общ} < 0.02 мас. %).

Как видно из табл. 2, медистые песчаники содержат: Cu – 0.26–12.77% (в среднем 3.05%), Au – 0.1–0.48 г/т (в среднем 0.27 г/т), Ag (г/т) – 2.7–29.7 (8.47). Судя по представленным данным, МП Оренбургского Предуралья имеют сходный геохимический состав с месторождениями Ирана и Польши [Bechtel et al., 2002; Konari et al., 2013; Taylor et al., 2013; Hassanpour et al., 2015; Maghfouri et al., 2017; Radjabpour et al., 2017] и отличаются от МП Африканского Cu-пояса низкими содержаниями Co [Pettijohn et al., 1972].

На дискриминационных диаграммах (рис. 3) показатели МП Оренбургского Предуралья концентрируются в поле железистых песчаников и сланцев (см. рис. 3а) и образуют вытянутый тренд, пересекающий поля граувакков, литаренитов, субаркозов до кварцаренитов (см. рис. 3б). Однако наибольшее количество значений приурочено к полю литаренитов, как и на месторождениях Ирана и Польши.

Результаты анализа микроэлементов в МП и безрудных вмещающих породах представлены на рис. 4, они нормированы по средним значениям для верхней коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Медистые песчаники характеризуются обогащением достаточно широким спектром микроэлементов (по мере уменьшения коэффициента обогащения): Cu,

Таблица 1. Силикатный состав медистых песчаников Оренбургского Предуралья (мас. %)

Table 1. Silicate composition of copper sandstones of the Orenburg Pre-Urals (wt %)

Тип	Образец	Компоненты												Σ
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S _{общ}	П.п.п.	
Руда (Cu > 0.2%)	OR-001/1	61.94	0.40	5.54	3.03	0.261	6.16	9.23	1.36	0.60	0.08	<0.02	10.46	99.06
	OR-001/6	35.21	0.36	4.51	2.44	0.479	4.21	25.17	0.83	0.51	0.08	<0.02	23.96	97.76
	OR-001/2	63.60	0.54	8.00	4.67	0.158	7.20	1.51	1.82	0.90	0.07	<0.02	7.16	95.63
	OR-005	37.29	0.15	1.46	1.51	0.404	0.58	0.35	0.37	0.21	0.06	<0.02	10.03	52.41
	OR-001/3	61.24	0.55	7.39	4.10	0.183	6.82	5.59	1.88	0.86	0.08	<0.02	8.54	97.23
	OR-002/1	75.76	0.45	5.90	4.29	0.038	3.12	0.88	1.15	0.59	0.07	<0.02	5.01	97.26
Вмещающие породы	OR-004	53.40	0.83	9.35	4.75	0.123	2.49	12.85	2.40	1.08	0.14	<0.02	12.32	99.73
	OR-003	16.98	0.31	2.96	2.80	0.645	2.67	40.53	0.40	0.38	0.16	0.13	31.82	99.79
	OR-007	58.52	0.03	0.51	0.72	0.042	7.60	14.23	0.10	0.07	0.03	0.02	17.95	99.82
	OR-006	3.16	0.08	1.05	0.30	0.452	0.84	52.37	0.11	0.13	0.08	0.05	41.32	99.94

Примечание. Рентгенфлуоресцентный анализ, лаборатория ИГЕМ РАН (аналитик А.И. Якушев). П.п.п. – потери при прокаливании.

Note. X-ray fluorescence analysis, laboratory IGEM RAS (analyst A.I. Yakushev). П.п.п. – loss on ignition.

Таблица 2. Микроэлементы в медистых песчаниках Оренбургского Предуралья (г/т)

Table 2. Trace elements of cupriferous sandstones of the Orenburg region (ppm)

Эле- мент	Руда (Cu > 0.2%)							Вмещающие породы				
	OR-001/1	OR-001/6	OR-001/2	OR-005	OR-002/1	OR-001/3	C	OR-003	OR-007	OR-004	OR-006	C
Cu	2656	9975	19345	127757	12062	11169	30494	138	245	72	36	122.75
Ag	8.0	4.3	4.9	0.21	29.7	3.7	8.47	0.53	2.7	0.47	0.47	1.04
Au	0.1	0.29	0.48	0.24	0.22	<ПО	0.27	0.18	0.25	0.24	0.17	0.21
Pb	5.2	4.4	7.4	62	72	7.3	26.38	14	1.7	7.3	36	14.75
Zn	43	38	66	18	47	54	44.33	37	10	37	5.9	22.47
Cr	1576	748	620	96	1048	1191	879.83	441	294	323	11	267.25
Ni	332	220	421	97	254	384	284.67	167	38	96	11	78
Co	37	16	27	17	28	28	25.5	14	4.4	15	2.0	8.85
Rb	19	19	32	11	23	28	22	14	1.0	34	5.2	13.55
Sr	116	279	114	83	81	127	133.33	279	538	121	293	307.75
Ba	201	188	295	680	127	210	283.5	96	144	344	44	157
V	84	58	75	94	524	71	151	53	85	78	11	56.75
Ta	0.32	0.35	0.34	0.13	0.49	0.34	0.33	0.32	0.028	0.39	0.13	0.22
Zr	44	43	67	29	63	59	50.83	32	4.2	85	5.3	31.62
Nb	2.8	3.2	4.4	1.9	5.7	4.1	3.68	3.1	<ПО	5.0	1.1	3.07
Mn	1918	3273	1074	3678	247	1261	1908.5	3835	294	861	2586	1894
Hf	1.2	1.2	1.7	0.7	1.7	1.5	1.33	1.0	0.1	2.3	0.20	0.9
Ti	2110	1744	2964	1050	2558	2940	2227.67	1420	82	4205	280	1496.75
Be	0.44	0.42	0.61	0.29	0.81	0.71	0.55	0.37	0.16	0.84	0.13	0.37
Li	17	15	28	6.0	15	30	18.5	12	8.0	17	3.8	10.2
Sc	17	15	18	5.7	20	15	15.12	9.9	5.9	15	2.6	8.35
Ga	11	9	17	20	11	13	13.5	5.7	5.1	17	2.0	7.45
Y	12	32	13	8.1	10	12	14.52	17	1.2	19	3.8	10.25
Cd	5.7	14.5	6.5	0.42	0.22	0.38	4.62	0.24	0.15	0.39	0.28	0.26
Cs	0.77	1.0	1.5	0.52	1.2	1.2	1.03	0.67	0.12	1.2	0.36	0.59
La	8.8	20	10	6.1	8.1	8.1	10.18	17	0.84	16	6.0	9.96
Ce	18	32	26	11	18	18	20.5	42	1.9	25	13	20.47
Pr	2.2	5.0	2.9	1.5	2.2	2.2	2.67	3.9	0.17	4.0	1.4	2.37
Nd	9.0	21	12	5.5	8.3	9.0	10.8	16	0.67	16	5.2	9.47
Sm	2.0	4.5	2.4	1.2	1.8	2.0	2.32	2.9	0.073	3.3	0.71	1.75
Eu	0.52	1.2	0.67	0.26	0.42	0.53	0.6	0.76	0.013	0.88	0.18	0.46
Gd	1.8	4.1	2.2	1.1	1.4	1.9	2.08	2.4	0.15	3.0	0.66	1.55
Tb	0.30	0.76	0.37	0.19	0.26	0.32	0.37	0.38	0.010	0.52	0.10	0.25
Dy	2.0	4.5	2.2	1.2	1.6	2.1	2.27	2.4	0.16	3.2	0.59	1.59
Ho	0.40	0.95	0.43	0.22	0.33	0.41	0.46	0.51	0.032	0.64	0.13	0.33
Er	1.2	2.7	1.4	0.71	1.0	1.2	1.37	1.4	0.088	2.0	0.32	0.95
Tm	0.17	0.39	0.20	0.09	0.15	0.17	0.19	0.19	0.018	0.29	0.048	0.14
Yb	1.1	2.6	1.4	0.58	1.1	1.2	1.33	1.3	0.094	1.8	0.31	0.88
Lu	0.16	0.37	0.20	0.10	0.16	0.18	0.19	0.17	0.017	0.27	0.047	0.13
Th	1.7	2.5	2.9	0.94	2.2	2.4	2.121	1.3	<ПО	4.7	0.37	2.12
U	8.4	5.6	7.4	21	2.6	4.8	8.3	1.2	22	1.1	1.9	6.55

Примечание. Метод плазменной масс-спектропии (ICP-MS), лаборатория ИГЕМ РАН, аналитик Я.В. Бычкова. ПО – предел обнаружения, С – среднееарифметическое.

Note. The method of plasma mass spectroscopy (ICP-MS), laboratory IGEM RAS, analyst Ya.V. Bychkova. ПО – detection limit, С – arithmetic mean.

Ag, Au, Cd, Cr, Ni, Mn, Co, V, U, Sc, Pb (см. рис. 4), по сравнению со средними значениями верхней коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Коэффициенты обогащения варьируют в МП от нескольких раз (Mn, Co, V, U, Sc, Pb) – до десятков (Cd, Cr, Ni), сотен (Ag, Au) и тысяч (Cu) раз (см. рис. 4), что свидетельствует о геохимическом родстве микроэлементов и их синхронном участии в рудообразовании.

Рудовмещающие породы (Cu < 0.0003 мас. %) характеризуются незначительным обогащением (всего в несколько раз) узкого спектра микроэлементов (Cr, Cu, Ni, Mn, Cd, U) и заметным обогащением Au и Ag (десятки раз) (см. рис. 4). Следует отметить, что коэффициенты обогащения Au и Ag в безрудных породах незначительно уступают таковым в рудах. Величина отношения Co/Ni в изученных

образцах МП (табл. 3) очень низкая (в среднем 0.1), что характерно для низкотемпературных гидротермальных флюидов метеорного происхождения [Kun et al., 2014].

Изучение распределения РЗЭ позволило установить, что в рудах, как и во вмещающих породах, преобладают легкие “гидрофильные” лантаноиды [Жариков и др., 1999] “цериевой” над “итриевой” и “скандиевой” группами (см. табл. 3) [Минеев, 1974]. Количество РЗЭ в рудах незначительно превышает их количество во вмещающих породах (см. табл. 3). Для руд и пород характерен близкий к хондритовому слабонаклонный спектр РЗЭ, конфигурация которого характеризуется отсутствием Еу-минимумов и максимумов (рис. 5). Спектры РЗЭ рудных проб и вмещающих пород по морфологии обладают явным сходством, что позволяет предполагать наследование РЗЭ рудами и, соответственно, накладывает ограничения на применение анализа распределения РЗЭ для реконструкции условий рудообразования.

Известно, что гидротермальные флюиды, содержащие Cl, эффективно концентрируют легкие РЗЭ, но бедны тяжелыми РЗЭ, в этом случае отношения Hf/Sm, Nb/La и Th/La в рудах, как правило, меньше 1. Флюиды, обогащенные F, синхронно концен-

трируют легкие и тяжелые РЗЭ – значения Hf/Sm, Nb/La и Th/La обычно больше 1 [Kun et al., 2014]. Медистые песчаники имеют значения Hf/Sm, Nb/La и Th/La значительно меньше 1 (см. табл. 3). Следовательно, рудообразующие флюиды принадлежали гидротермальной системе NaCl–H₂O.

Возможность эффективного использования отношения Y/No для оценки происхождения рудообразующих флюидов показана ранее. Значения отношения Y/No (см. табл. 3) в изученных рудах варьируют от 28.61 до 36.3, что соответствует диапазону флюида, сформировавшегося при параметрах низкоградного регионального зеленокаменного метаморфизма вмещающих пород [Jones, Manning, 1994; Monecke et al., 2002]. Значение отношения Y/No составляет в среднем 31.17 (см. табл. 3), что характерно для современных гидротермальных флюидов задуговых бассейнов [Monecke et al., 2002]. Данный факт, по-видимому, отражает наследование рудным веществом литогеохимических характеристик обломочных пород, состав которых связан с поступавшим в Предуральский краевой прогиб материалом – продуктом разрушения доколлизийных островодужных и океанических комплексов.

Значения δCe и δEu варьируют от слабо отрицательных до умеренно положительных: $\delta\text{Ce} =$

Таблица. 3. Геохимические индикаторные показатели медистых песчаников Оренбургского Предуралья

Table. 3. Geochemical indicators of copper sandstones of the Orenburg region

Образцы	Руды (Cu > 0.2%)							Вмещающие породы				
	OR-001/1	OR-001/6	OR-001/2	OR-005	OR-001/3	OR-002/1	Среднее	OR-004	OR-003	OR-007	OR-006	Среднее
ΣREE	47.62	99.76	62.22	29.40	46.75	44.61	55.06	77.28	91.00	4.24	28.67	50.30
ΣLREE	40.56	83.49	53.72	25.24	39.25	38.64	46.81	65.64	82.24	3.67	26.47	44.51
ΣHREE	7.06	16.28	8.50	4.16	7.51	5.97	8.25	11.64	8.76	0.57	2.20	5.79
$\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$	5.75	5.13	6.32	6.06	5.23	6.47	5.83	5.64	9.39	6.45	12.03	8.38
Hf/Sm	0.61	0.27	0.73	0.61	0.77	0.96	0.66	0.68	0.34	0.96	0.29	0.57
Nb/La	0.32	0.16	0.42	0.31	0.51	0.70	0.40	0.31	0.18	Н.о.	0.18	0.22
Th/La	0.19	0.12	0.28	0.15	0.29	0.27	0.22	0.29	0.08	Н.о.	0.06	0.14
Y/No	29.25	33.45	29.96	36.30	28.61	29.42	31.17	29.28	32.82	36.40	29.97	32.12
U/Th	4.92	2.26	2.55	22.60	2.04	1.19	5.93	0.24	0.88	Н.о.	5.25	2.12
Rb/Sr	0.16	0.07	0.28	0.13	0.22	0.28	0.19	0.28	0.05	0.00	0.02	0.09
Sr/Ba	0.58	1.49	0.39	0.12	0.60	0.63	0.63	0.35	2.90	3.74	6.69	3.42
Co/Ni	0.11	0.07	0.07	0.18	0.07	0.11	0.10	0.16	0.08	0.12	0.19	0.14
Au/Ag	0.01	0.07	0.10	Н.о.	Н.о.	0.01	0.05	0.21	0.34	0.09	0.36	0.25
δEu	0.88	0.87	0.93	0.76	0.89	0.84	0.86	0.89	0.93	0.70	0.88	0.85
δCe	1.00	0.80	1.20	0.87	1.05	1.08	1.00	0.77	1.25	1.23	1.14	1.10
LaN/YbN	5.40	5.24	4.98	7.16	4.58	5.03	5.40	6.16	9.12	6.07	13.11	8.62
LaN/SmN	2.71	2.77	2.73	3.17	2.55	2.89	2.80	3.08	3.74	7.16	5.33	4.83
GdN/YbN	1.31	1.28	1.23	1.50	1.27	1.00	1.27	1.33	1.53	1.26	1.70	1.45
LaN/LuN	5.58	5.53	5.54	6.28	4.56	5.37	5.48	6.31	10.40	5.19	13.45	8.84
ΣCe	38.01	77.84	50.65	23.77	36.74	36.46	43.91	61.43	78.61	3.59	25.59	42.30
ΣY	7.00	15.92	8.30	4.15	7.22	5.73	8.05	11.53	9.32	0.44	2.36	5.91
ΣSc	2.45	5.62	3.07	1.39	2.62	2.27	2.90	4.03	2.89	0.20	0.68	1.95

Примечание. Н.о. – невозможно определить; $\delta\text{Eu} = \text{Eu}_N/(\text{Sm}_N \cdot (\text{Tb}_N \cdot \text{Eu}_N)^{1/2})^1$, $\delta\text{Ce} = \text{Ce}_N/((2\text{La}_N + \text{Sm}_N)/3)$.

Note. Н.о. – impossible to determine; $\delta\text{Eu} = \text{Eu}_N/(\text{Sm}_N \cdot (\text{Tb}_N \cdot \text{Eu}_N)^{1/2})^1$, $\delta\text{Ce} = \text{Ce}_N/((2\text{La}_N + \text{Sm}_N)/3)$.

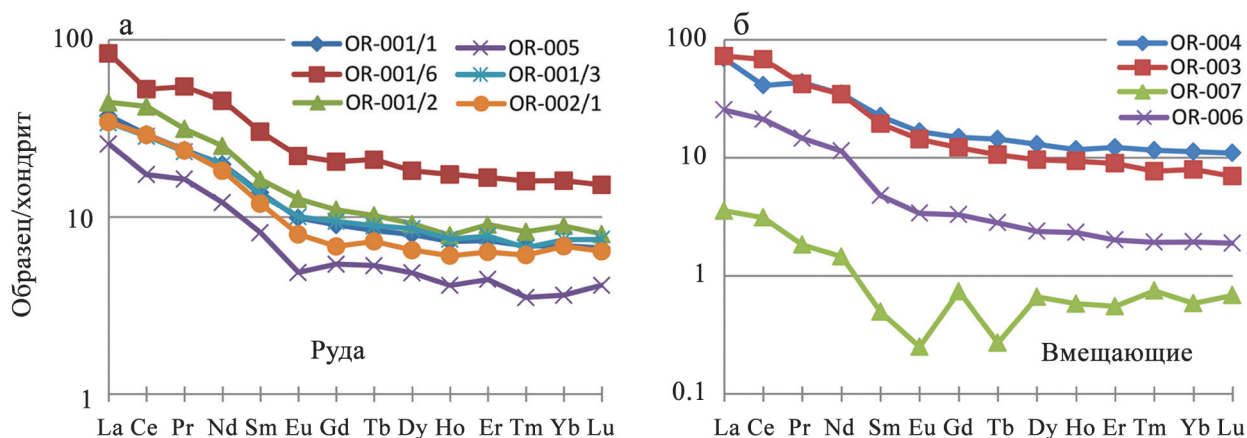


Рис. 5. Распределение РЗЭ, нормированных по хондриту [McDonough, Sun, 1995], в пробах медистых песчаников и вмещающих пород Оренбургского Предураля.

Fig. 5. The chondrite normalized REE distribution [McDonough, Sun, 1995], in cupriferous sandstones and host rocks samples of the Orenburg region.

= 0.8–1.08 и $\delta\text{Eu} = 0.76\text{--}0.93$ (см. табл. 3). Такое сочетание δCe и δEu указывает на окислительные условия, существовавшие при рудообразовании [Jones, Manning, 1994; Kun et al., 2014]. Последнее не противоречит наблюдаемой структурной и пространственной связи Cu -минерализации МП с разнообразными литохимическими восстановителями, так как по своим характеристикам относительно восстановленные (высветленные и сероцветные) разности рудоносных пород по соотношению $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ также характеризуются высоким окислительным потенциалом [Мирошников, Козлов, 1966].

На диаграмме $\text{La}/\text{Sm}\text{--}\text{Sm}/\text{Yb}$ (рис. 6) индикаторные показатели МП Оренбургского Предураля отчетливо попадают в центр поля значений медных месторождений типа Манто (MTM) [Figueroa-Cisterna et al., 2011], что свидетельствует о сходстве условий образования месторождений этих типов.

Богатые месторождения Cu типа Манто – уникальная особенность Андского пояса, как правило, они находятся в вулканических толщах юрского возраста, образующих пояс Ла Negro, в северной и центральной части Чили [Espinoza et al., 1996; Ramirez et al., 2006] на высоте около 1 тыс. м недалеко от берегового уступа Анд (рис. 7а). Типичные МТМ обычно представлены слоистыми или стратиформными рудными залежами (рис. 7б, 8), но иногда включают жилы, рудные брекчии, штокерки и др. [Vivallo, Henríquez, 1998]. Парагенезис первичных руд МТМ довольно простой и представлен, как и в МП Предураля [Чайковский, 2006], халькозином, борнитом, халькопиритом, пиритом и гематитом. Руды, кроме того, содержат первые десятки г/т Ag . Примечательная особенность МТМ, как и в МП Предураля, – практически полное

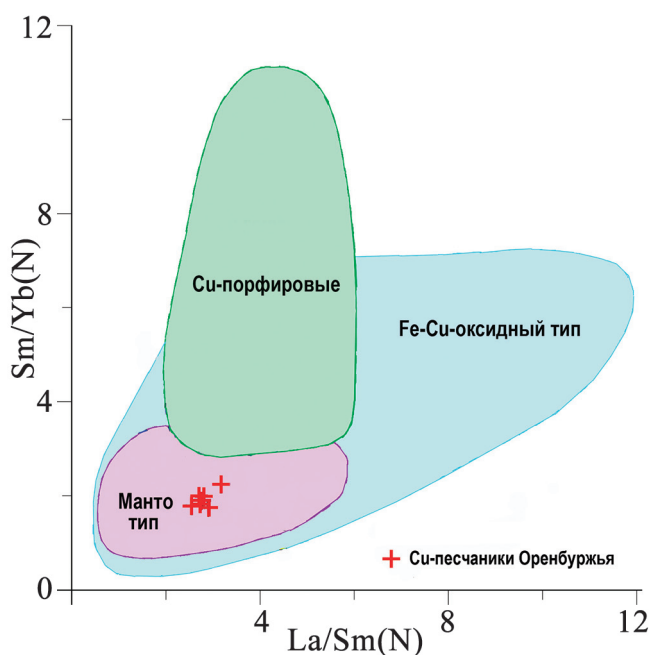


Рис. 6. Классификация проб медистых песчаников Оренбургского Предураля (красные крестики) на диаграмме $\text{La}/\text{Sm}\text{--}\text{Sm}/\text{Yb}$ (нормированных по хондриту [McDonough, Sun, 1995]).

Поля месторождений Cu типа Манто, Fe-Cu-оксидного типа, Cu-порфирового типа нанесены по [Figueroa-Cisterna et al., 2011].

Fig. 6. Classification the copper sandstones samples of the Orenburg's region (red crosses) in the diagram of $\text{La}/\text{Sm}\text{--}\text{Sm}/\text{Yb}$ (chondrite normalized [McDonough, Sun, 1995]).

The Manto type Cu deposits, Fe-Cu-oxide type, Cu-porphyry fields applied by [Figueroa-Cisterna et al., 2011].

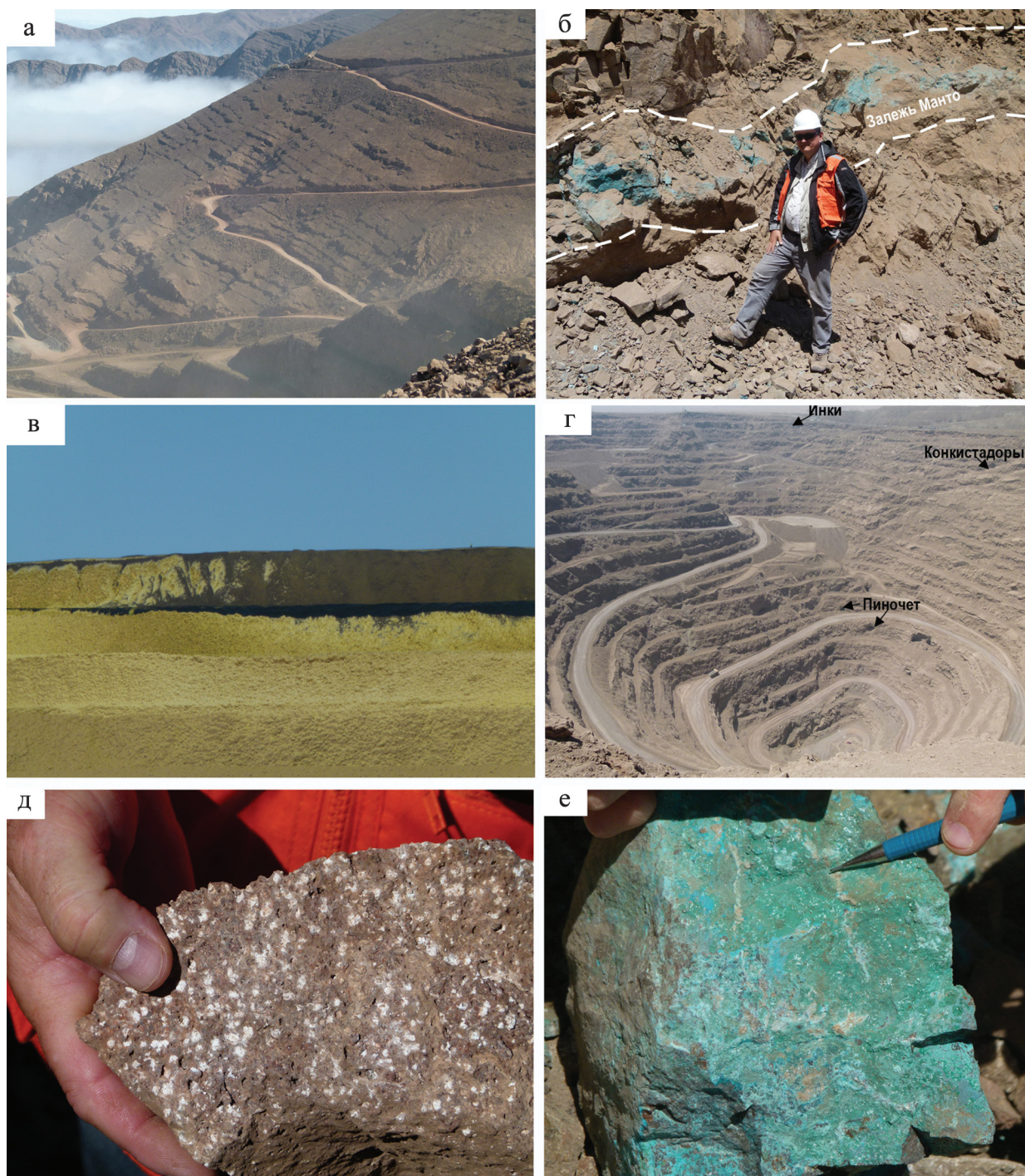


Рис. 7. Месторождения меди типа Манто в чилийских Андах (фото А.В. Волкова, 2011 г.).

а – вид в сторону Тихого океана (сплошная облачность) с края карьера месторождения Мантос де ла Луна; б – стратифицированная рудная залежь Манто в уступе карьера того же месторождения; в – вид на поле кучного выщелачивания рудника Мантос де ла Луна; г – карьер на месторождении ЛинсЕстефания; отмечены исторические горные выработки разных периодов, вскрытые уступами карьера на разной глубине; д – амигдалоиды в андезит-порфирах; е – хризакولا и атакомит – главные минералы, составляющие залежь Манто (см. “б”).

Fig. 7. The Manto type Copper deposits in the Chilean Andes (A.V. Volkov's photo, 2011).

а – a view toward the Pacific ocean (overcast) from the edge of the deposit Mantos La Luna open pit; б – stratified Manto ore body in the open pit face of the same deposit; в – heap leaching field of Mantos La Luna mine; г – open pit of the LinsEstephania deposit; selected historical mine workings are marked; д – amygdaloide of andesite-porphyrries; е – chrysacola and atacamite – the main minerals of the Manto body (see “б”).

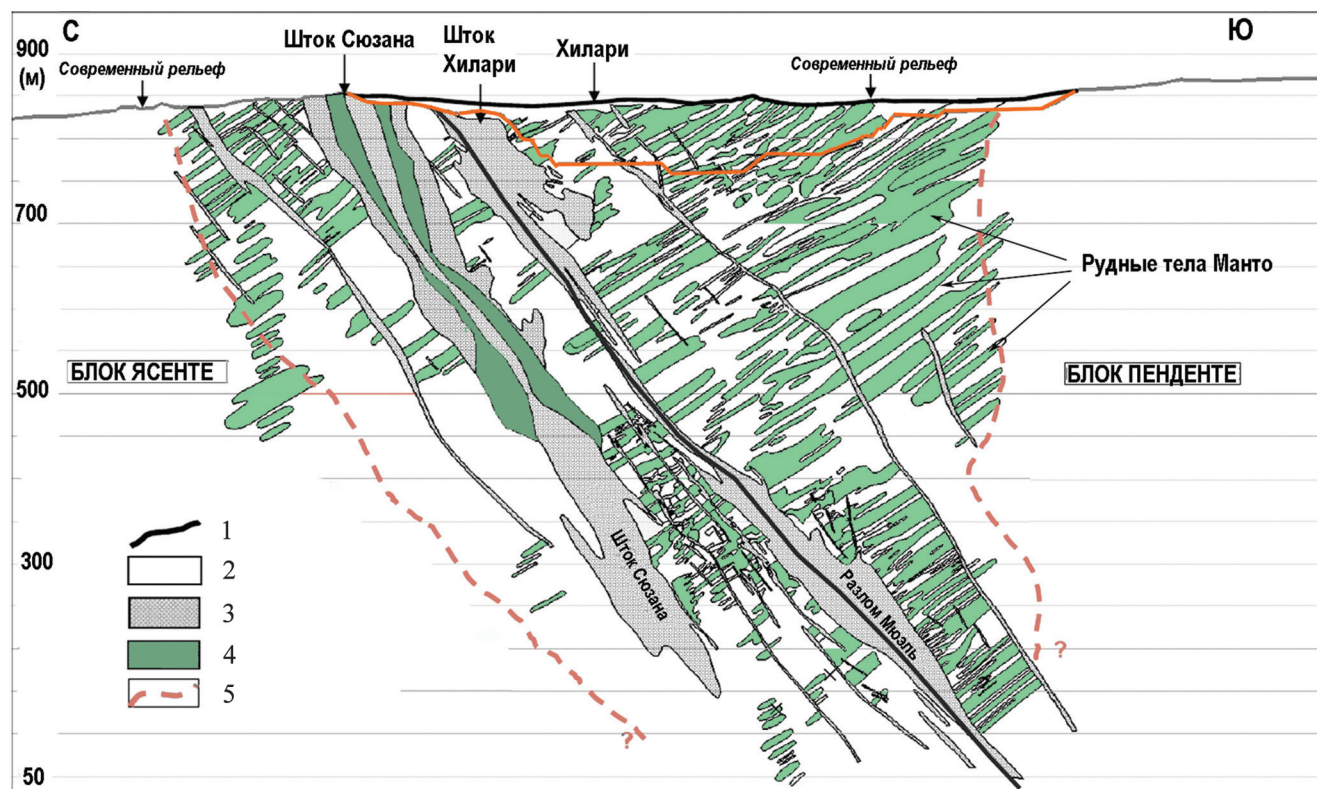


Рис. 8. Морфология эшелона рудных тел типа Манто в разрезе месторождения ЛинсЕстефания, по данным компании “MineraMichilla”.

1 – разлом Мюэль, 2 – андезиты и брекчии, 3 – интрузивные породы, 4 – околоинтрузивная брекчия, 5 – бортовое содержание CuT 0.1 мас. %.

Fig. 8. The ore bodies of Manto type of the LinsEstephania deposit, according to the “MineraMichilla” company.

1 – the Muel rift, 2 – andesites and breccias, 3 – intrusive rocks, 4 – near-intrusive breccia, 5 – host content 0.1 wt % CuT.

отсутствие в рудных телах кварца, в чем лично мог неоднократно убедиться один из авторов статьи в 2008 г. на ныне эксплуатирующихся месторождениях Мантос Бланко, Линс Естефания, Мантос де ла Луна и др. Минерализация замещает так называемые амигдолоиды в стратиформных лавовых потоках (рис. 7д), переслаивающихся с массивными вулканитами. Околорудные изменения представлены пропилитизацией. Минерализация типа Манто, как и в МП, отложилась в эпитермальном низкотемпературном диапазоне. На МТМ широко проявлены коры выветривания и зона вторичного обогащения руд (хризакола, атакомит, рис. 7е), которые в основном и отрабатываются методом кучного выщелачивания (см. рис. 7в). Запасы руды этих месторождений, содержащей 1–2 мас. % Cu, иногда составляют до 500 млн т (Мантос Бланко, Эль Солдато), но обычно они не превышают 1–10 млн т (Линс Естефания, Мантос де ла Луна и др.).

Сходство МП Предуралья с месторождениями типа Манто в Чили наблюдается и в истории их освоения. Как видно на рис. 7г, борта карьера место-

рождения Линс Естефания вскрыли на приповерхностных горизонтах горные выработки инкских времен, которыми отрабатывались руды зоны вторичного обогащения с содержанием Cu > 10 мас. % и Ag > 0.5 кг/т, ниже расположены штольни испанских конкистадоров, добывавших также богатые руды с содержанием Cu 5–7 мас. % и Ag > 300 г/т, еще ниже расположены штольни XIX в. (Cu = 3–5 мас. % и Ag > 100 г/т), затем штольни XX в. – времен Пиночета (Cu = 2–2.5 мас. % и Ag > 50 г/т), и, наконец, все перечисленные горизонты руд были вскрыты современным карьером (среднее содержание в руде Cu 1.0 мас. % и Ag > 20 г/т). Таким же образом можно проследить добычу Cu и на МП Предуралья. Вначале добычу Cu вели в бронзовом веке чудские племена, затем с XVIII по XX в. – российские и зарубежные заводчики, содержание Cu в разрабатываемых рудах с течением времени также неуклонно снижалось [Третьяков, 1928; Разумовский, 1929]. Но для карьерной отработки и кучного выщелачивания оставшихся залежей МП или их подземного скважинного выщелачивания время еще не наступило.

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Присутствие в рудоносных разрезах определенных карбонатных пород (вторичных известняков – каличе), обладающих высокой реакционной способностью по отношению к фильтрующимся водам, может указывать на исходный кислый состав вод, транспортирующих рудное вещество. Нейтрализация вод, по-видимому, играет заметную роль для дальнейшего осаждения. Отмечены высокие содержания Si в известняках, полностью измененных осадочно-метасоматическими процессами, – силицитах (рис. 9а). Такая тотальная силицитизация кислыми водами с нисходящей фильтрацией подробно описана в [Новиков, 2011]. При этом ведущим необходимым компонентом для осаждения, безусловно, будут выступать восстановители – факелообразные ореолы осветления вокруг окаменевших древесных остатков (рис. 9б). Последнее согласуется с классическими схемами рудоотложения, за тем исключением, что восстановителями могли являться не только внутрипластовые скопления органического вещества, но и восходящие потоки метана и углекислоты от подстилающих нефтеносных пород. Наибольшую интенсивность эти флюидные потоки могли иметь в разрывных нарушениях, осложняющих купола. Именно в этих зонах закартировано большинство проявлений Si [Лядский и др., 2013]. Вариации состава восходящих потоков флюида полностью объясняют многообразие руд и позволяют рассматривать карбонатные и силикатные руды как первичные наряду с сульфидными рудами.

К настоящему времени известно множество фактов, подтверждающих эпигенетическую модель формирования МП Предуралья. Условно их можно разделить на три категории: структурные, гео-

химические и минералогические. С представлениями о первично-осадочном и близком к нему происхождении не согласуются описываемые в ряде случаев секущие линейные зоны, обогащенные медью, а также жильные тела [Лядский и др., 2013], в том числе связанные с протрузиями углеводородов высокой вязкости [Овчинников, Пономарева, 2015]. При этом зональность МП, рассматриваемая в большинстве случаев как “замещение” компонентов осадочной породы разными минеральными ассоциациями, также носит секущий характер по отношению к осадочным пологозалегающим слоям. Это структурное противоречие зафиксировано на Государственной геологической карте, в объяснительной записке к которой говорится о связи руд с определенными пачками осадочных пород, а в структурном плане закартированы линейные секущие тела малой протяженности [Лядский и др., 2013].

Основная геохимическая проблема существующей модели первично-осадочного происхождения МП – транспортировка Si в бассейне осадконакопления от вероятных ее первичных источников [Мирошников, Козлов, 1966]. Несмотря на оригинальные модели [Чайковский, 2006; Харитонов, 2011], перенос Si в растворимой или коллоидной форме в условиях суперэризируемого водоема с высокой активностью кислорода представляется проблематичным. Проблема, которую можно охарактеризовать как “минералогическую”, сводится к невозможности на большинстве проявлений отчетливо выделить “первичные” и “вторичные” минеральные ассоциации [Чайковский, 2006]. На большинстве объектов условная “первичная сульфидная” и “вторичные” ассоциации (карбонатов и окислов Si, и хризоколлы) оказываются в сложной структурной взаимосвязи и обнаруживают ча-

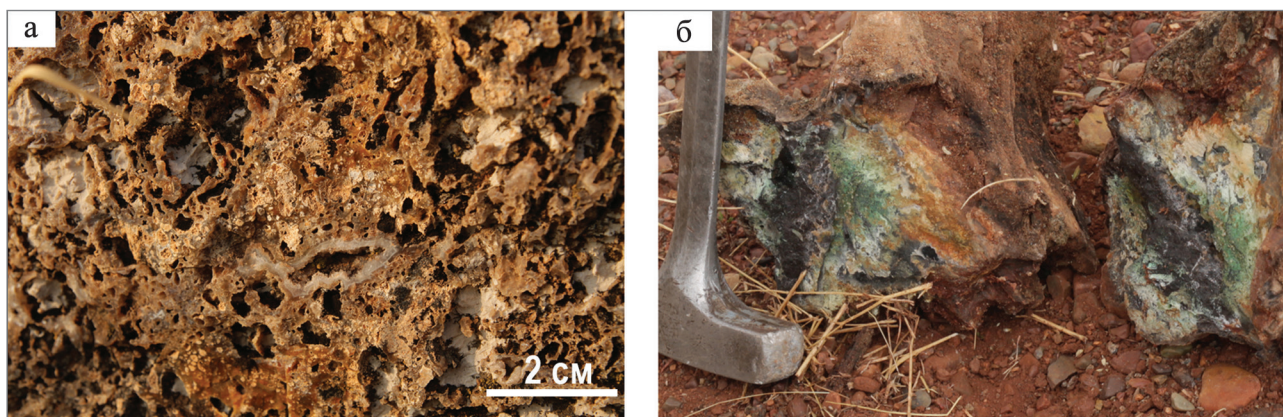


Рис. 9. Агатоподобные силицитолиты (а) и минерализованные окаменевшие древесные остатки (б) в горизонтах медистых песчаников Оренбургского Предуралья (фото И.А. Новикова, 2015 г.).

Fig. 9. The Agate similar siliceous rocks (a) and mineralized petrified wood remains (б) in the horizons of copper sandstones of the Orenburg area (I.A. Novikov's photo, 2015).

сто признаки одновременного образования [Чайковский, 2006].

Таким образом, МП – не осадочные руды, не эпигенетические в классическом понимании, а осадочно-метасоматические, образовавшиеся на фронте восстановления кислых вод, предварительно нейтрализованных карбонатными породами, с участием восстановителей, как внутрипластовых, так и фильтрующихся по разрывным нарушениям в восходящих потоках замыканий осложненных купольных структурах. При этом возраст Си-минерализации существенно моложе перми: они отлагались, когда уже был сформирован общий структурный план. Кислый состав рудоносных флюидов, осуществлявших транспорт рудных компонентов, и размещение рудопроявлений относительно мезозойских толщ позволяют предполагать юрский возраст руд.

Рассмотренные выше модельные построения не противоречат представлениям ряда исследователей [Демина, 2002; Демина, Тараборин, 2006] о связи формирования МП с развитием геолого-гидрогеологических систем покрова Приуральского осадочного бассейна, с эволюцией гидродинамики и гидрохимии позднефанерозойских водоносных комплексов в ходе проявления структурообразующих фаз позднепалеозойской, киммерийской и новейшей тектоники.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показали, что медистые песчаники Предуралья отличаются от МП Африканского медного пояса низкими содержаниями Со.

По индикаторным геохимическим параметрам установлено сходство условий рудообразования МП Южного Предуралья с месторождениями типа Манто в Чили и Иране, а также с МП Ирана и глинистыми сланцами Купфершифера.

Показано, что вмещающая пермская толща могла служить источником РЗЭ и других микроэлементов для рудообразующих флюидов.

Полученные результаты подтверждают возможность применения конвекционной модели для объяснения генезиса МП Оренбургского Предуралья. В этом случае возраст Си минерализации может быть существенно моложе пермского.

Конвекционная модель указывает на многоэтажное развитие минерализации МП на глубину, как и на месторождениях типа Манто в Чили (см. рис. 9). Как и на последних, извлечение Си, Аг, Ау из медистых песчаников Предуралья возможно способом кучного выщелачивания [Халезов, 2011]. Следовательно, пермские МП Юго-Западного Предуралья могут рассматриваться как весьма перспективный новый источник Си, Аг и Ау сырья для развития горнодобывающей промышленности региона.

Полученные результаты могут быть использованы для прогнозирования подобных месторождений МП на Северо-Востоке России и в других регионах.

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН № 48 “Месторождения стратегических и высокотехнологичных металлов Российской Федерации: закономерности размещения, условия формирования, инновационные технологии прогноза и освоения”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Демина Т.Я. (2002) Геолого-гидрогеологические системы и пластово-инфильтрационное рудообразование. Оренбург: ИПК ГОУ ОГУ, 228 с.
- Демина Т.Я., Тараборин Г.В. (2006) Меденосность покровных формаций позднего фанерозоя в Приуральском осадочном бассейне. *Мат-лы науч. сессии ГИ УрО РАН*. Пермь, 83-85.
- Жариков В.А., Горбачев Н.С., Латфутт П., Дохерти В. (1999) Распределение редкоземельных элементов и иттрия между флюидом и базальтовым расплавом при давлениях 1–12 кбар (по экспериментальным данным). *Докл. АН*, **366**(2), 239-241.
- Контарь Е.С. (2013) Геолого-промышленные типы месторождений меди, цинка, свинца на Урале (геологические условия размещения, история формирования, перспективы). Екатеринбург: УГГУ, 199 с.
- Лядский П.В., Кваснюк Л.Н., Жданов А.В., Чечулина О.В. (2013) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист М-40 (Оренбург) с клапаном М-41. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 392 с. + 1 вкл.
- Минеев Д.А. (1974) Лантаноиды в рудах редкоземельных и комплексных месторождений. М.: Наука, 237 с.
- Мирошников А.Е., Козлов Е.И. (1966) К характеристике верхнепермских красноцветных отложений восточной части Оренбургского Предуралья. *Литология и полез. ископаемые*, (2), 50-56.
- Новиков И.А. (2011) Батские коры выветривания Московской области. М.: Реал Тайм, 56 с.
- Овчинников В.В., Пономарева Г.А. (2015) К вопросу о генезисе Садкинского месторождения асфальтита. *Вестн. Оренбургского государственного университета*, **178**(3), 171-176.
- Разумовский Н.К. (1929) Запасы меди в медистых песчаниках и перспективы их использования. *Вестн. Геол. комитета*, **IV**(3), 3-10.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. (1988) Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 384 с.
- Третьяков Н.А. (1928) К вопросу о возрождении медной промышленности в Пермском районе пермских медистых песчаников. *Материалы по изучению Камского Приуралья. Вып. 1*. Пермь: Полиграфтрест, 3-15.
- Халезов А.Б. (2011) Перспективы и проблемы промышленного освоения месторождений меди верхнепермской красноцветной формации Западного Предуралья (способами подземного и кучного выщелачивания). *Руды и металлы*, (5), 5-14.

- Харитонов Т.В. (2011) Медеплавильные заводы Пермского края. Пермь: 43 с. <http://docplayer.ru/26586940-Medepлавilnye-zavody-permskogo-kraia.html>
- Чайковский И.И. (2006) Рудные минералы медистых песчаников пермского Прикамья. *Годичное собрание РМО. "Современные методы минералогическо-геохимических исследований как основа выявления новых типов руд и технологии их комплексного освоения"*. СПб.: СПГГИ, 65-68.
- Bechtel A., Gratzner R., Püttmann W., Oszczepalski S. (2002) Geochemical characteristic across the oxic-anoxic interface within the Kupferschiefer of the Lubin-Sieroszowice mining district. *Chem. Geol.*, **185**(1-2), 9-31.
- Espinoza S., Véliz H., Esquivel J., Arias J., Moraga A. (1996) The cupriferous province of the Coastal Range, northern Chile. *Andean copper deposits: new discoveries mineralization styles and metallogeny* (Ed. F. Camus, R.H. Sillitoe, R. Petersen). *SEG Spec. Publ.*, (5), 19-32.
- Figuerola-Cisterna J., Morales-Ruano S., Moreno-Rodriguez V., Ruis-Cardenas M. (2011) Geology and preliminary REE and trace elements geochemistry of Boris Ángelo Cu-(Ag) deposit, Central Chile. *11 SGA Biennial Meeting*, Antofagasta, Chile: Springer, 241-243.
- Hassanpour S., Senemari S. (2015) Mineralogy and Geochemistry Studies of the Sorkheh Sediment-hosted Stratiform Copper (SSC) Deposit, NW Iran. *Iran. J. Earth Sci.*, (7), 89-105.
- Herron M.M. (1988) Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J. Sediment. Petrol.*, **58**, 820-829.
- Jones B., Manning D.A.C. (1994) Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chem. Geol.*, (111), 111-129.
- Konari M.B., Rastad E., Kojima S., Omran N.R. (2013) Volcanic redbed-type copper mineralization in the Lower Cretaceous volcano-sedimentary sequence of the Keshtmahaki deposit, southern Sanandaj-Sirjan Zone. *Iran. J. Min. Geochem.*, **190**(2), 107-121.
- Kun L., Ruidong Y., Wenyong Ch., Rui L., Ping T. (2014) Trace element and REE geochemistry of the Zhewang gold deposit, southeastern Guizhou Province, China. *Chin. J. Geochem.*, **33**, 109-118.
- McDonough W.F., Sun S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253.
- Maghfouri S., Hosseinzadeh M.R., Moayyed M. et al. (2017) Geology, mineralization and sulfur isotopes geochemistry of the Mari Cu (Ag) Manto-type deposit, northern Zanjan, Iran. *Ore Geol. Rev.*, **81**, 10-22.
- Monecke T., Kempe U., Gotze J. (2002) Genetic significance of the trace element content in metamorphic and hydrothermal quartz: a reconnaissance study. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **202**, 709-724.
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Silver R. (1972) Sand and Sandstone. N. Y.: Springer, 618 p.
- Rajabpour S., Abedini A., Alipour S., Yon S. (2017) Geology and geochemistry of the sediment-hosted Cheshmeh-Konan redbed-type copper deposit, NW Iran. *Ore Geol. Rev.*, **86**, 154-171.
- Ramirez L.E., Palacios C., Townley B., Lehman B. (2006) The Mantos Blancos copper deposit: an upper Jurassic breccia-style hydrothermal system in the Coastal Range of Northern Chile. *Min. Depos.*, **41**, 246-258.
- Taylor C.D., Causey J.D., Denning P.D., Hammarstrom J.M., Hayes T.S., Horton J.D., Kirschbaum M.J., Parks H.L., Wilson A.B., Wintzer N.E., Zientek M.L. (2013) Descriptive Models, Grade-Tonnage Relations, and Databases for the Assessment of Sediment-Hosted Copper Deposits – With Emphasis on Deposits in the Central African Copperbelt, Democratic Republic of the Congo and Zambia. Scientific Investigations Report 2010–5090–J. Reston, Virginia: U.S. Geological Survey, 154 p.
- Vivallo W., Henríquez F. (1998) Génesis común de los depósitos estratoligados y vetiformes de cobre del Jurásico Medio a Superior en la Cordillera de la Costa, Región de Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile*, **25**, 199-228.

REFERENCES

- Bechtel A., Gratzner R., Püttmann W., Oszczepalski S. (2002) Geochemical characteristic across the oxic-anoxic interface within the Kupferschiefer of the Lubin-Sieroszowice mining district. *Chem. Geol.*, **185**(1-2), 9-31.
- Chaikovskii I.I. (2006) Ore minerals of copper sandstones of Perm-Kama region. *Godichnoe sobranie RMO "Sovremennye metody mineralogo-geokhimicheskikh issledovaniy kak osnova vyyavleniya novykh tipov rud i tekhnologii ikh kompleksnogo osvoeniya"* [Annual meeting of the RMO "Modern methods of mineralogical-geochemical researches as a basis of identifying new types of ores and technologies of their complex development"]. St.Petersburg, SPGGI Publ., 65-68. (In Russian)
- Demina T.Ya. (2002) *Geologo-gidrogeologicheskie sistemy i plastovo-infil'tratsionnoe rudooobrazovanie* [Geological-hydrogeological systems and bed-infiltration ore formation]. Orenburg, IPK GOU OGU Publ., 228 p. (In Russian)
- Demina T.Ya., Taraborin G.V. (2006) Copper mineralization of late Phanerozoic cover formations in the Pre-Ural sedimentary basin. *Mat-ly nauch. ses. GI UrO RAN* [Materials of Science Session of Mining Institute, Ural Branch of RAS]. Perm, 83-85. (In Russian)
- Espinoza S., Véliz H., Esquivel J., Arias J., Moraga A. (1996) The cupriferous province of the Coastal Range, northern Chile. *Andean copper deposits: new discoveries mineralization styles and metallogeny* (Eds F. Camus, R.H. Sillitoe, R. Petersen). *SEG Spec. Publ.*, (5), 19-32.
- Figuerola-Cisterna J., Morales-Ruano S., Moreno-Rodriguez V., Ruis-Cardenas M. (2011) Geology and preliminary REE and trace elements geochemistry of Boris Ángelo Cu-(Ag) deposit, Central Chile. *11 SGA Biennial Meeting*, Antofagasta, Chile, Springer, 241-243.
- Hassanpour S., Senemari S. (2015) Mineralogy and Geochemistry Studies of the Sorkheh Sediment-hosted Stratiform Copper (SSC) Deposit, NW Iran. *Iran. J. Earth Sci.*, (7), 89-105.
- Herron M.M. (1988) Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J. Sediment. Petrol.*, **58**, 820-829.
- Jones B., Manning D.A.C. (1994) Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chem. Geol.*, (111), 111-129.
- Khalezov A. B. (2011) Prospects and problems of industrial development of the copper deposits of the Upper

- Permian red formation, Western Pre-Urals (by means of underground and heap leaching). *Ores and Met.*, (5), 5-14. (In Russian)
- Kharitonov V.T. (2011) *Medeplavil'nye zavody Permskogo kraia* [Copper-Smelting factories in Perm region]. Perm, 43 p. (In Russian) <http://docplayer.ru/26586940-Medeplavilnye-zavody-permskogo-kraia.html>
- Konari M.B., Rastad E., Kojima S., Omran N.R. (2013) Volcanic redbed-type copper mineralization in the Lower Cretaceous volcano-sedimentary sequence of the Keshtmahaki deposit, southern Sanandaj-Sirjan Zone. *Iran. J. Min. Geochem.*, **190**(2), 107-121.
- Kontar' E.S. (2013) *Geologo-promyshlennyye tipy mestorozhdenii medi, tsinka, svintsa na Urale (geologicheskie usloviya razmeshcheniya, istoriya formirovaniya, perspektivy)* [Geological and industrial types of deposits of copper, zinc, lead in the Urals (geological conditions of localization, history of formation, prospects)]. Ekaterinburg, UGGU Publ., 199 p. (In Russian)
- Kun L., Ruidong Y., Wenyong Ch., Rui L., Ping T. (2014) Trace element and REE geochemistry of the Zhewang gold deposit, southeastern Guizhou Province, China. *Chin. J. Geochem.*, **33**, 109-118.
- Lyadskii P.V., Kvasnyuk L.N., Zhdanov A.V., Chechulina O.V. (2013) *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Ural'skaya. List M-40 (Orenburg) s klapanom M-41. Ob'yasnitel'naya zapiska* [State geological map of Russian Federation. The scale of 1 : 1.000.000 (third generation). A Series of The Ural. Sheet M-40 (Orenburg) with valve M-41. An explanatory note]. St.Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI Publ., 392 p. (In Russian)
- Maghfouri S., Hosseinzadeh M.R., Moayyed M. et al. (2017) Geology, mineralization and sulfur isotopes geochemistry of the Mari Cu (Ag) Manto-type deposit, northern Zanjan, Iran. *Ore Geol. Rev.*, **81**, 10-22.
- McDonough W.F., Sun S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253.
- Mineev D.A. (1974) *Lantanoidy v rudakh redkozemel'nykh i kompleksnykh mestorozhdenii* [Lanthanides in ores of rare-earth and complex deposits]. Moscow, Nauka Publ., 237 p. (In Russian)
- Miroshnikov A.E., Kozlov E.I. (1966) To the characterization of the Upper Permian red beds deposits of the Eastern part of the Orenburg Urals. *Litol. Polezn. Iskop.*, (2), 50-56. (In Russian)
- Monecke T., Kempe U., Gotze J. (2002) Genetic significance of the trace element content in metamorphic and hydrothermal quartz: a reconnaissance study. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, (202), 709-724.
- Novikov I.A. (2011) *Batskie kory vyvetrivaniya Moskovskoi oblasti* [Bathonian weathering crusts of the Moscow region]. Moscow, Real Taim Publ., 56 p. (In Russian)
- Ovchinnikov V.V., Ponomareva G.A. (2015) On the question of the Genesis Sadkinsky deposits of asphaltite. *Vestn. Orenburg St. Univ.*, **178**(3), 171-176. (In Russian)
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Silver R. (1972) *Sand and Sandstone*. N. Y.: Springer, 618 p.
- Rajabpour S., Abedini A., Alipour S., Yon S. (2017) Geology and geochemistry of the sediment-hosted Cheshmeh-Konan redbed-type copper deposit, NW Iran. *Ore Geol. Rev.*, **86**, 154-171.
- Ramirez L.E., Palacios C., Townley B., Lehman B. (2006) The Mantos Blancos copper deposit: an upper Jurassic breccia-style hydrothermal system in the Coastal Range of Northern Chile. *Min. Depos.*, **41**, 246-258.
- Razumovsky N.K. (1929) The Stocks of copper in cuprous sandstones and prospects of their use. *Vestn. Geol. Komiteta*, **IV**(3), 3-10. (In Russian)
- Taylor C.D., Causey J.D., Denning P.D., Hammarstrom J.M., Hayes T.S., Horton J.D., Kirschbaum M.J., Parks H.L., Wilson A.B., Wintzer N.E., Zientek M.L. (2013) Descriptive Models, Grade-Tonnage Relations, and Databases for the Assessment of Sediment-Hosted Copper Deposits – With Emphasis on Deposits in the Central African Copper belt, Democratic Republic of the Congo and Zambia. Scientific Investigations Report 2010–5090–J. Reston, Virginia: U.S. Geological Survey, 154 p.
- Taylor S.R., Mak-Lennan S.M. (1988) *Kontinental'naya kora: ee sostav i evolyutsiya* [Continental crust: Their composition and evolution]. Moscow, Mir Publ., 384 p. (In Russian)
- Tret'yakov H.A. (1928) To the question of the revival of the copper industry in the Perm district of the Perm copper sandstones. *Materialy po izucheniyu Kamskogo Priural'ya. Vyp. 1* [Materials for the study of the Kama Urals. Iss. 1]. Perm Poligrafrest Publ., 3-15. (In Russian)
- Vivallo W., Henríquez F. (1998) Génesis común de los depósitos estratoligados y vetiformes de cobre del Jurásico Medio a Superior en la Cordillera de la Costa, Región de Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile*, **25**, 199-228.
- Zharikov V.A., Gorbachev N.S., Latfutt P., Doherti B. (1999) Distribution of rare earth elements and yttrium between the fluid and basaltic melt at pressures of 1–12 kbar (by experimental data). *Dokl. Akad. Nauk*, **366**(2), 239-241. (In Russian)

УДК 552.11:553.41

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-607-620

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ЭФФУЗИВНЫХ И ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД НИКОЛАЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТО-ПОРФИРОВОГО ТИПА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2018 г. С. Е. Знаменский¹, В. В. Холоднов²¹Институт геологии УФИЦ РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, e-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru²Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: holodnov@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 09.06.2017 г., принята к печати 02.10.2017 г.

Объект исследований. В статье рассмотрены результаты геохимических исследований рудовмещающих эффузивных и интрузивных пород Николаевского месторождения, расположенного в зоне Главного Уральского разлома на Южном Урале. Месторождение относится к нетрадиционному и слабо изученному на Урале золото-порфировому типу. **Материалы и методы.** Определение состава пород выполнено методами химического анализа (ИГ УФИЦ РАН), масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на квадрупольном масс-спектрометре ELAN 9000 (ИГГ УрО РАН) и рентгено-флуоресцентного анализа на спектрометре VRA 30 (ИГ УФИЦ РАН). **Результаты.** Установлено, что золото-порфировое оруденение ассоциирует с островодужным вулкано-интрузивным комплексом, объединяющим плагиофировые и пироксен-плагиофировые базальты, их туфы, интрузии габбро и рудоносную серию даек плагиофировых долерит-порфиринов и габбро-диорит-порфиринов. Породы комплекса, включая рудоносные дайки, имеют нормальную щелочность, толеитовый и переходный от толеитового к известково-щелочному состав. Среди вулканогенных формаций, фаунистически датированных в зоне Главного Уральского разлома на Южном Урале, по ряду геохимических параметров (например, отношениям Zr/Nb и Nb/Th) эффузивные и интрузивные образования месторождения наиболее близки к вулканитам колчеданосной баймак-бурибаевской свиты (D_1c_2), залегающей в основании разреза Магнитогорской островной дуги, и, по всей вероятности, являются их возрастным аналогом. В то же время золотоносный комплекс отличается от баймак-бурибаевской свиты общей повышенной железистостью и титанистостью, при пониженной магнезиальности всех разновидностей пород, а также отсутствием бонинитов и кремнекислых вулканитов, преобладанием порфировых типов пород, что может быть обусловлено особенностями геодинамической обстановки его образования. **Выводы.** Анализ геохимических данных с использованием диаграмм $(La/Sm)_N-TiO_2$ и $V-Ti/1000$ дает основание предполагать, что Николаевское месторождение сформировалось в зоне сопряжения островной дуги и задугового бассейна. Золото-порфировое оруденение, связанное с вулканическими процессами позднеэмского возраста, выделено на Южном Урале впервые.

Ключевые слова: Южный Урал, золото-порфировое оруденение, редкие и редкоземельные элементы, геодинамическая позиция

PETROLOGICAL-GEOCHEMICAL FEATURES OF ORE-BEARING EFFUSIVE AND INTRUSIVE ROCKS OF THE NIKOLAEVSKOE GOLD-PORPHYRY DEPOSIT (THE SOUTHERN URALS)

Sergei E. Znamensky¹, Vladimir V. Holodnov²¹Institute of Geology – Subdivision of the Ufa Federal Research Centre, RAS, 16/2 K. Marx st., Ufa, 450007, Russia, e-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016, Russia, e-mail: holodnov@igg.uran.ru

Received 09.06.2017, accepted 02.10.2017

Object. The article considers the results of geochemical studies of ore-bearing effusive and intrusive rocks of the Nikolaevka gold deposit, located in the zone of the Main Uralian fault in the Southern Urals. The deposit belongs to the gold-porphyry type which unconventional for the Urals and poorly studied here. **Methods.** The rock composition was determined by chemical analysis (IG UFRC RAS), mass-spectrometry with inductively coupled plasma on the ELAN 9000 quadrupole mass-spectrometer (IGG UB RAS) and X-ray fluorescence analysis on the VRA 30 spectrometer (IG

Для цитирования: Знаменский С.Е., Холоднов В.В. (2018) Петролого-геохимические особенности рудовмещающих эффузивных и интрузивных пород Николаевского месторождения золото-порфирового типа (Южный Урал). *Литосфера*, **18**(4), 607–620. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-607-620

For citation: Znamensky S.E., Holodnov V.V. (2018) Petrological-geochemical features of ore-bearing effusive and intrusive rocks of the Nikolaevskoe gold-porphyry deposit (the Southern Urals). *Litosfera*, **18**(4), 607–620. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-607-620

UFRC RAS). *Results.* It is established that gold-porphyry mineralization associated with an island-arc volcanic-intrusive complex that unites plagiophytic and pyroxene-plagiophytic basalts, their tuffs, gabbro intrusions and ore-bearing series of dikes plagiophytic dolerite-porphyrates and gabbro-diorite-porphyrates. The rocks of the complex, including ore-bearing dikes, have normal alkalinity, tholeiitic and transition from tholeiitic to calc-alkaline composition. Among the volcanogenic formations, faunistically dated in the zone of the Main Ural fault in the Southern Urals, by a number of geochemical parameters (for example, the ratios of Zr/Nb and Nb/Th) the effusive and intrusive rocks of the deposit are the closest to the volcanics of the pyrite-bearing Baymak-Buribay Formation (D_{1e2}), lying at the base of the section of the Magnitogorsk island arc, and, in all probability, are their age analog. At the same time, the gold-bearing complex differs from the Baymak-Buribay Formation by a general increased iron and titanium content, with a reduced magnesia of all rock types, as well as the absence of boninites and acid volcanics, the predominance of porphyry rock types, which can be due to the geodynamic conditions of its formation. *Conclusion.* Geodynamic analysis of geochemical data using diagrams (La/Sm)N–TiO₂ and V–Ti/1000 suggests that the Nikolaevka deposit was formed in the articulation zone of the island arc and the back-arc basin. Gold-porphyry mineralization associated with the Late Emsian volcanic processes was isolated in the Southern Urals for the first time.

Keywords: the Southern Urals, gold-porphyry mineralization, rare and rare-earth elements, geodynamic position

Acknowledgements

The work was supported by the Russian Foundation for Basic Research and the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan, grant No. 17-45-020717 and partial financing within the framework of the topic of the State task IGG UB of RAS 0393-2018-0027.

ВВЕДЕНИЕ

Николаевское месторождение золота расположено в зоне Главного Уральского разлома (ГУР) на северном окончании Магнитогорской мегазоны, в 65 км северо-восточнее г. Учалы Республики Башкортостан (рис. 1). Предыдущими исследователями оно было отнесено к золото-сульфидной прожилково-вкрапленной формации [Бердников, 1986]. Золото-сульфидная формация представлена в мегазоне двумя основными типами месторождений: 1) орогенными в вулканогенно-осадочных и углеродсодержащих осадочных комплексах, подвергшихся позднепалеозойским коллизионным деформациям, и 2) связанными с комплексами малых интрузий и даек позднепалеозойского возраста [Знаменский, 2009; Знаменский и др., 2015]. В настоящей статье показано, что Николаевское месторождение обладает признаками золоторудных объектов “порфирового типа”. Золотоносная прожилково-вкрапленная минерализация на этом месторождении тесно пространственно связана с дайками порфировых пород, входящими в состав островодужного вулcano-интрузивного комплекса. Породы этого комплекса по геохимическим параметрам близки к вулканитам колчедановосной баймак-бурибаевской свиты (D_{1e2}).

Золото-порфировое оруденение, считавшееся нетипичным для Уральского орогена, в последние годы приобретает все большее экономическое значение. В настоящее время эксплуатируется Юбилейное месторождение, расположенное на южном фланге Магнитогорской мегазоны в Западных Мугоджарах [Грабежев, 2014]. Несколько перспективных проявлений Cu-Au-порфировой минерализации известно на северном окончании Магнитогорской мегазоны (рудопоявления Миасской группы) [Белгородский, Шалагинов, 1999; Грабежев,

2012]. На Полярном Урале недавно открыто Петропавловское месторождение с запасами золота 30 т [Мансуров, 2016].

Вопросам происхождения, закономерностей размещения и связей Cu($\pm$ Au, Mo)-порфировых месторождений Урала с магматизмом посвящена обширная литература [Кривцов, 1983; Грабежев, Белгородский, 1992; Белгородский, Шалагинов, 1999; Грабежев, 2012, 2014; Контарь, 2013; Косарев и др., 2014; Plotinskaya et al., 2017; и др.]. По геодинамическим условиям формирования и возрасту Cu($\pm$ Au, Mo)-порфировые месторождения Магнитогорской мегазоны разделяются на две основные группы: 1) образовавшиеся в островодужной обстановке (D_2) и 2) сформировавшиеся в условиях ранней (мягкой, по В.Н. Пучкову [2010]) коллизии девонской островной дуги с краем Восточно-Европейской платформы (D_3 - C_1) [Plotinskaya et al., 2017].

Для островодужной стадии развития мегазоны характерно Cu- и Cu-Au-порфировое оруденение, которое, по представлениям многих исследователей [Кривцов, 1983; Грабежев, Белгородский, 1992; Белгородский, Шалагинов, 1999; Plotinskaya et al., 2017; и др.], связано главным образом с ирендыкской базальт-андезито-базальтовой формацией (D_2). Предполагается, что месторождения локализованы в барьерных зонах палеоостровной дуги по периферии колчедановосных ореолов. Проявления порфировой минерализации приурочены к интрузиям габбро-диоритового (Салаватское месторождение, Медногорское рудопоявление) и габбро-диорит-гранодиоритового (Вознесенское месторождение и др.) состава, которые принадлежат к Na и K-Na известково-щелочной сериям соответственно [Plotinskaya et al., 2017]. По данным Е.А. Белгородского и А.Э. Шалагинова [1999], продуктивные габбро-диоритовые интрузии Миасской группы

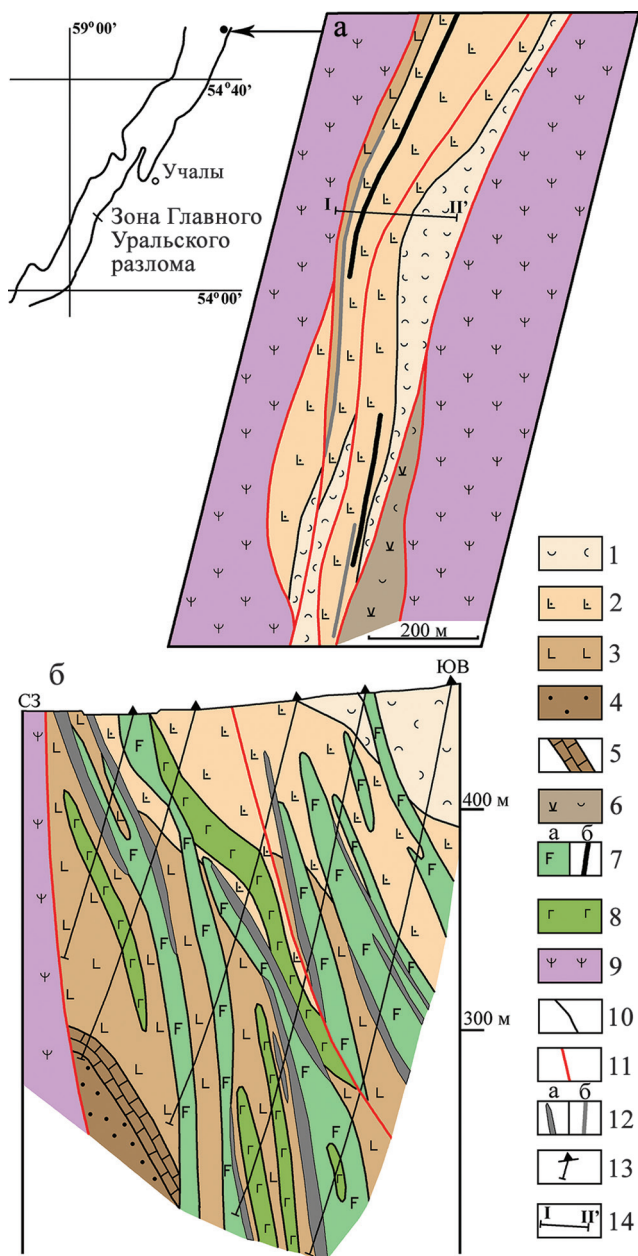


Рис. 1. Геологическая схема и разрез Николаевского месторождения (составлены с использованием материалов Учалинского филиала ОАО «Башкиргеология»).

1 – слоистые туфы и тейроиды основного состава и кремнистые сланцы четвертой толщи; 2 – пироксен-плагифиристые, иногда плагифиристые базальты и их туфы третьей толщи; 3 – плагифиристые базальты, с подчиненными прослоями гиаокластитов и туфов основного состава второй толщи; 4–5 – первая толща: 4 – глинисто-кремнистые сланцы, вулканомиктовые алевролиты, песчаники и гравелиты, 5 – органогенные известняки; 6 – вулканогенно-осадочные породы ирендыкской свиты (D_2) (?); 7 – дайки долерит-порфиров и габбро-диорит-порфиров на разрезе (а) и наиболее крупные дайки на схеме (б); 8 – габбро; 9 – серпентиниты и серпентинитовый меланж; 10 – геологические границы; 11 – разломы; 12 – рудные тела на разрезе (а) и схеме (б); 13 – скважины; 14 – линия геологического разреза и ее номер.

Fig. 1. Geological scheme and cross section of the Nikolaevka deposit (compiled using materials of the Uchalinsky branch of OJSC “Bashkirgeology”).

1 – layered tuffs and tephroids of basalts and siliceous schists of the fourth deposit; 2 – pyroxene-plagiophyre, sometimes plagiophyre basalts and their tuffs of the third deposit; 3 – plagiophyre basalts, with subordinate layers of hyaloclastites and tuffs of basalts of the second deposit; 4–5 – first deposit: 4 – clayey-siliceous schists, volcanomictic siltstones, sandstones and gravelstones, 5 – organogenic limestones; 6 – volcanogenic-sedimentary rocks of the Irendyk formation (D_2) (?); 7 – dykes of dolerite-porphyrates and gabbro-diorite-porphyrates on section (a) and the largest dikes in scheme (b); 8 – gabbro; 9 – serpentinites and serpentinite melange; 10 – geological boundaries; 11 – faults; 12 – ore bodies on section (a) and scheme (b); 13 – boreholes; 14 – geological section line and its number.

Cu-Au-порфировых проявлений (Медногорского, Касеевского и др.), соответствующие по возрасту ирендыкской свите, имеют субщелочной состав.

С процессами мягкой коллизии связано образование в мегазоне Au- (Юбилейное месторождение, абсолютный возраст 373 ± 3 млн лет) и Mo- (Верхнеуральское рудопоявление, абсолютный возраст 341 ± 1 млн лет) порфирового оруденения [Грабежев, 2014; Plotinskaya et al., 2017]. На Юбилейном месторождении рудоносные плагиоадамеллит-порфиры принадлежат к K-Na известково-щелочной петрогенетической серии. Мо-порфировое оруденение Верхнеуральского, а также Моссовского рудопоявления приурочено к интрузивным массивам субщелочного состава.

Несмотря на проведенные детальные исследования, степень изученности порфировых месторождений и рудопоявлений Магнитогорской мегазоны остается недостаточной. Особенно это касается возраста массивов и их соотношений с вмещающими вулканогенными комплексами на островодужных объектах. В последнее время для рудоносных массивов некоторых проявлений зоны ГУР получены абсолютные датировки (Вознесенское – 412 ± 3 млн лет, Карагайкульское – 418 ± 25 млн лет [Косарев и др., 2014]), позволяющие предполагать проявление интрузивного магматизма островодужной геохимической спецификации и связанного с ним порфирового оруденения уже в раннем девоне. По нашим данным, на этих проявлениях порфировая минерализация пространственно ассоциирует с пирит-пирротин-халькопиритовым колчеданным оруденением ивановского типа. Колчеданное оруденение этого типа установлено в зоне ГУР в горизонтах серпентинитового олистограмма [Зайков и др., 2009], подстилающего вулканогенные толщи баймак-бурибаевской свиты [Косарев, 2007, 2015]. Золото-порфировое оруденение, связанное в мегазоне с магматизмом позднеэмского возраста, насколько нам известно, до настоящего времени описано не было. Поэтому выяснение индикаторных палеовулканических, магматических и

геодинамических факторов формирования золото-порфирового оруденения Николаевского месторождения, которые можно использовать в прогнозных построениях, представляется весьма актуальной задачей.

Цель статьи – рассмотреть петролого-геохимические особенности рудовмещающих эффузивных и интрузивных пород месторождения и геодинамические обстановки их формирования.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Образцы для аналитических исследований были отобраны из керна поисково-разведочных скважин. Содержания петрогенных компонентов в породах определялись в химической лаборатории ИГ УНЦ РАН (г. Уфа) стандартным методом силикатного химического анализа. Определения редких элементов выполнены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на квадрупольном масс-спектрометре ELAN 9000 в лаборатории физических и химических методов исследований ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург), а также частично в ИГ УНЦ РАН на рентгено-флуоресцентном спектрометре VRA 30. Результаты анализов приведены в табл. 1.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение приурочено к блоку осадочных и вулканических пород, залегающему среди меланжированных серпентинитов (см. рис. 1). Рудоносный блок состоит из серии чешуй, ограниченных взбросами крутого юго-восточного падения. Рудовмещающие отложения фаунистически не датированы. В.В. Бабкиным, проводившим в 1978–1982 гг. в этой части зоны ГУР геолого-съёмочные работы масштаба 1 : 50 000, они были отнесены к ирендыкской свите (D_2). Однако по петрографическим и фаціальным характеристикам пород разрез месторождения существенно отличается от ирендыкской свиты, основной объём которой в северной части Магнитогорской мегазоны, в том числе и в зоне ГУР, составляют брекчии пироксен-плагиоклазовых порфиритов. По нашим данным, он разделяется на четыре толщи (снизу вверх): 1) кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы, вулканомиктовые алевролиты, песчаники и гравелиты, органогенные известняки; 2) порфировые плагиоклазовые базальты с подчиненными прослоями гиадокластитов и туфов основного состава; 3) порфировые пироксен-плагиоклазовые, иногда плагиофировые базальты и их туфы; 4) слоистые туфы и тефroidы основного состава, кремнистые сланцы (см. рис. 1). Общая мощность рудовмещающих пород составляет 300–350 м. Имеющиеся палеонтологические данные, хотя и косвенные, позволя-

ют предполагать раннедевонский возраст, по крайней мере, нижней толщи. В пользу такого предположения свидетельствуют находки В.А. Масловым и О.В. Артюшковой [2010] кремнистых сланцев с нижнедевонскими конодонтами в тектонической линзе, расположенной непосредственно к востоку от рудоносного блока Николаевского месторождения. Кремни переслаиваются здесь с вулканомиктовыми породами, которые по составу аналогичны отложениям нижней толщи месторождения и также залегают в основании разреза основных вулканитов.

Стратифицированные отложения прорваны на месторождении интрузивными телами, возможно силлами габбро и более поздними многочисленными дайками плагиофировых долерит-порфиритов и габбро-диорит-порфиритов.

Рудные тела месторождения представляют собой линейные сульфидно-карбонат-кварцевые штокверки с самородным золотом, сопровождающиеся ореолами вкрапленной сульфидной минерализации. Среди сульфидов преобладает пирит. В подчиненном количестве присутствуют арсенопирит, пирротин, халькопирит и галенит. Размещение золоторудной минерализации контролируется в основном эндо- и экзоконтактовыми зонами даек долерит-порфиритов и габбро-диорит-порфиритов (см. рис. 1). Вокруг рудных тел развиты мощные ореолы пропилитов (ассоциация хлорит, эпидот, пренит, альбит, кварц, иногда серицит или биотит). Кроме того, рудовмещающие породы подверглись в пределах рудоносного блока послерудному зеленосланцевому метаморфизму эпидот-актинолитовой фации. Наиболее интенсивно метаморфические изменения проявились в зонах вторичных разрывов чешуйчатого взброса.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В статье охарактеризован химический состав базальтов второй и третьей толщ, а также интрузивных образований (см. табл. 1). Поскольку эффузивные и интрузивные породы затронуты метасоматическими и метаморфическими изменениями в пределах всего рудоносного блока, при анализе геохимических данных нами преимущественно использовались элементы, малоподвижные при вторичных процессах [Pearce, 2014].

Все разновидности изученных эффузивных и интрузивных пород месторождения имеют повышенную щелочность (рис. 2а) главным образом за счет высоких содержаний Na_2O . По нашему мнению, повышенные концентрации Na_2O могут иметь вторичное происхождение и в значительной мере связаны с альбитизацией пород в ореолах пропилитизации. На это указывает обратная корреляционная связь между содержаниями Na_2O и CaO во всех

Таблица 1. Содержание петрогенных окислов (мас. %) и редких элементов (г/т) в эффузивных и интрузивных породах Николаевского месторождения

Table 1. Concentration of petrogenic (wt %) and trace (ppm) elements in effusive and intrusive rocks of the Nikolaevka deposit

Компонент/ образец	H1	H2	H3	H4	H5	H6	H7	H8	H9	H10
SiO ₂	51.00	48.50	48.50	49.10	50.00	48.40	48.5	52.00	52.40	49.00
TiO ₂	1.07	0.96	0.94	1.07	1.60	0.54	0.53	0.55	0.33	1.10
Al ₂ O ₃	16.00	15.00	15.00	14.00	16.60	15.00	14.00	14.85	15.10	16.20
Fe ₂ O ₃	5.87	7.19	7.51	9.00	9.10	3.70	5.70	6.42	5.00	7.00
FeO	7.18	7.04	6.75	5.57	2.90	6.47	6.47	5.46	4.45	7.45
MnO	0.16	0.16	0.17	0.17	0.06	0.14	0.16	0.21	0.14	0.14
CaO	5.39	4.54	4.97	4.26	5.54	5.11	5.68	4.69	5.71	7.50
MgO	3.40	6.80	6.20	7.00	7.80	10.00	8.20	7.60	6.50	5.00
Na ₂ O	4.40	5.40	5.00	4.75	4.00	4.60	4.70	5.00	5.10	4.10
K ₂ O	1.00	0.30	0.50	0.30	0.80	0.25	0.10	0.25	0.10	0.36
P ₂ O ₅	0.12	0.06	0.06	0.06	0.17	0.04	0.08	0.08	0.08	0.16
П.п.п.	3.76	4.20	4.40	4.24	1.60	5.21	5.18	3.10	4.60	3.00
Σ	99.35	100.15	100.00	99.52	101.17	99.46	99.30	100.21	99.51	101.01
Li	4.270	—	—	4.518	3.955	6.309	8.262	—	—	11.25
Be	0.194	—	—	0.090	0.180	0.111	0.151	—	—	0.60
Sc	19.972	—	—	19.294	13.811	18.144	26.898	—	—	32.91
V	139.994	231	286	166.759	188.489	119.803	188.999	202	142	445.66
Cr	10.540	—	—	4.984	35.136	33.069	20.541	—	—	2.7
Co	22.046	—	—	20.755	16.611	19.384	26.948	—	—	39.16
Ni	17.278	—	—	9.095	15.657	17.099	15.648	—	—	13.13
Cu	14.795	—	—	103.259	10.995	39.740	101.630	—	—	55.41
Zn	40.241	—	—	59.925	83.991	27.590	42.325	—	—	74.84
Rb	2.190	—	—	1.288	0.607	0.644	1.255	—	—	0.62
Sr	98.488	—	—	29.056	41.504	58.271	62.185	—	—	545.4
Y	10.169	17	18	9.490	13.889	5.966	10.269	19	11	25.95
Zr	28.334	39	27	21.089	51.253	8.600	16.730	37	33	51.46
Nb	0.835	—	—	0.377	3.396	0.225	0.492	—	—	3.83
Mo	0.056	—	—	0.148	1.275	0.050	0.219	—	—	0.45
Ag	0.172	—	—	0.127	0.116	0.040	0.197	—	—	0.1
Sn	0.366	—	—	0.332	0.614	0.158	0.234	—	—	0.71
Sb	0.354	—	—	0.391	0.601	0.175	0.465	—	—	2.29
Cs	0.091	—	—	0.231	0.093	0.068	0.136	—	—	0.13
Ba	132.025	—	—	54.596	19.371	20.603	38.271	—	—	23.45
La	1.675	—	—	1.434	4.276	0.541	1.393	—	—	6.48
Ce	4.382	—	—	3.738	10.613	1.395	3.349	—	—	15.53
Pr	0.695	—	—	0.578	1.537	0.223	0.530	—	—	2.16
Nd	3.556	—	—	2.922	7.132	1.209	2.652	—	—	10.35
Sm	1.180	—	—	0.982	2.007	0.475	0.958	—	—	2.96
Eu	0.441	—	—	0.338	0.679	0.186	0.366	—	—	1.4
Gd	1.542	—	—	1.339	2.410	0.720	1.349	—	—	3.42
Tb	0.266	—	—	0.234	0.396	0.137	0.258	—	—	0.62
Dy	1.817	—	—	1.574	2.542	0.957	1.780	—	—	3.7
Ho	0.403	—	—	0.358	0.554	0.216	0.408	—	—	0.87
Er	1.219	—	—	1.088	1.647	0.678	1.276	—	—	2.3
Tm	0.179	—	—	0.156	0.240	0.099	0.191	—	—	0.36
Yb	1.206	—	—	1.009	1.575	0.636	1.221	—	—	2.15
Lu	0.183	—	—	0.150	0.233	0.097	0.192	—	—	0.35
Hf	0.878	—	—	0.634	1.423	0.294	0.611	—	—	1.31
Ta	0.053	—	—	0.026	0.218	0.018	0.045	—	—	0.19
W	0.567	—	—	0.321	6.505	0.187	0.337	—	—	1.62
Re	H.o.	—	—	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	—	—	H.o.
Au	H.o.	—	—	0.011	0.015	H.o.	0.007	—	—	0.01
Tl	0.012	—	—	0.008	0.021	0.003	0.003	—	—	H.o.
Pb	0.413	—	—	0.404	6.172	0.113	0.899	—	—	5.05
Bi	0.008	—	—	0.053	0.010	0.005	0.013	—	—	0.01
Th	0.330	—	—	0.228	0.606	0.078	0.248	—	—	0.69
U	1.081	—	—	0.270	0.240	0.075	0.164	—	—	0.42

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Компонент/ образец	H11	H12	H13	H14	H15	H16	H17	H18	H19	H20
SiO ₂	44.00	48.00	48.40	50.00	50.20	51.00	51.00	53.0	53.60	54.0
TiO ₂	1.07	0.60	1.71	0.72	0.54	0.48	0.54	1.10	0.94	1.10
Al ₂ O ₃	15.10	16.00	15.00	14.60	15.10	15.00	14.80	17.00	17.60	17.68
Fe ₂ O ₃	4.40	6.49	5.40	5.45	5.23	6.22	4.30	3.70	3.40	2.69
FeO	5.75	4.20	8.99	5.83	5.90	4.11	5.52	4.31	4.60	6.10
MnO	0.17	0.12	0.20	0.27	0.22	0.18	0.16	0.13	0.15	0.17
CaO	7.80	8.52	5.11	6.24	5.82	5.26	4.76	5.18	5.11	4.40
MgO	9.00	6.00	7.40	7.60	7.66	7.80	9.00	4.40	6.20	5.80
Na ₂ O	4.40	4.00	4.60	4.80	4.00	4.80	4.75	4.55	4.75	5.00
K ₂ O	0.30	0.27	0.25	0.50	0.40	0.40	0.10	0.35	0.45	0.26
P ₂ O ₅	0.16	0.10	0.25	0.07	0.06	0.08	0.08	0.13	0.13	0.27
П.п.п.	7.47	6.46	3.05	3.60	4.80	4.50	4.53	5.48	3.30	3.12
Σ	99.62	100.76	100.36	99.68	99.93	99.83	99.54	99.33	100.23	100.59
Li	5.413	5.890	5.373	—	21.59	—	11.42	3.169	4.499	2.313
Be	0.167	0.137	0.280	—	0.30	—	0.27	0.142	0.195	0.187
Sc	18.993	23.656	22.824	—	35.24	—	38.32	13.698	20.033	8.752
V	138.110	193.213	245.601	216	182.87	199	255.42	141.524	156.588	159.074
Cr	13.990	44.782	13.136	—	21.07	—	189.57	5.212	13.864	3.177
Co	22.243	24.016	28.495	—	35.12	—	37.42	13.628	16.374	9.180
Ni	22.904	23.070	9.708	—	98.08	—	67.77	9.497	10.806	2.676
Cu	37.781	103.297	122.990	—	58.82	—	132.68	30.436	19.562	12.276
Zn	55.554	47.049	50.953	—	72.88	—	133.49	35.394	29.857	26.230
Rb	3.516	1.139	0.904	—	8.63	—	1.07	0.405	0.482	0.239
Sr	85.441	116.055	93.589	—	162.34	—	104.23	29.347	46.473	18.129
Y	11.217	14.699	22.266	14	8.89	14	13.8	11.546	8.273	14.974
Zr	29.374	31.451	51.440	40	12.09	33	21.12	26.209	16.004	47.187
Nb	0.922	1.249	4.023	—	0.78	—	0.6	0.904	0.611	2.841
Mo	0.142	0.308	0.333	—	0.29	—	0.24	0.312	0.077	0.177
Ag	0.074	0.119	0.184	—	0.07	—	0.1	0.091	0.049	0.099
Cd	0.253	0.053	0.094	—	0.10	—	0.41	0.031	0.022	0.034
Sn	0.253	0.387	0.830	—	0.18	—	0.38	0.290	0.114	0.410
Sb	0.342	0.301	0.679	—	0.65	—	0.75	0.330	0.317	0.521
Cs	0.734	0.168	0.042	—	0.37	—	0.27	0.053	0.087	0.032
Ba	34.402	29.832	31.232	—	195.5	—	33.55	13.173	24.386	10.681
La	1.655	2.362	5.745	—	0.93	—	1.07	2.363	0.933	4.554
Ce	4.519	5.827	13.897	—	2.54	—	2.86	5.538	2.456	11.021
Pr	0.719	0.841	2.003	—	0.40	—	0.45	0.810	0.382	1.512
Nd	3.714	3.965	9.461	—	2.20	—	2.51	3.930	1.878	7.066
Sm	1.259	1.302	2.830	—	0.80	—	1.01	1.229	0.698	1.953
Eu	0.440	0.448	1.103	—	0.53	—	0.41	0.448	0.256	0.545
Gd	1.573	1.751	3.419	—	1.10	—	1.5	1.555	1.004	2.220
Tb	0.265	0.315	0.555	—	0.21	—	0.31	0.270	0.182	0.368
Dy	1.754	2.139	3.570	—	1.35	—	1.98	1.798	1.236	2.435
Ho	0.377	0.488	0.780	—	0.31	—	0.49	0.408	0.279	0.528
Er	1.129	1.506	2.291	—	0.84	—	1.34	1.276	0.899	1.605
Tm	0.164	0.222	0.327	—	0.13	—	0.22	0.182	0.129	0.228
Yb	1.056	1.453	2.101	—	0.76	—	1.35	1.168	0.834	1.480
Lu	0.154	0.226	0.312	—	0.12	—	0.23	0.178	0.129	0.227
Hf	0.755	0.888	1.298	—	0.37	—	0.66	0.739	0.477	1.175
Ta	0.070	0.074	0.213	—	0.06	—	0.04	0.050	0.286	0.146
W	0.257	0.372	0.704	—	1.27	—	1.0	0.312	0.827	0.353
Re	H.o.	H.o.	H.o.	—	H.o.	—	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.
Au	H.o.	H.o.	H.o.	—	0.03	—	0.01	H.o.	H.o.	0.024
Tl	0.016	0.007	0.005	—	0.04	—	H.o.	0.002	0.003	0.002
Pb	0.676	1.545	0.905	—	23.11	—	2.78	1.597	0.949	1.681
Bi	0.010	0.031	0.014	—	0.02	—	0.04	0.014	0.004	0.011
Th	0.161	0.333	0.650	—	0.10	—	0.18	0.357	0.176	0.571
U	0.206	0.325	0.293	—	0.20	—	0.18	0.215	0.167	0.226

Примечание. H1–H5 – плагиофировые базальты второй толщ, H6–H10 – пироксен-плагиоклазовые (H6–H9) и плагиофировые (H10) базальты третьей толщ, H11–H13 – габбро, H14–H20 – долерит-порфириты и габбро-диорит-порфириты.

Note. H1–H5 – plagiophyre basalts of the second deposit, H6–H10 – pyroxene-plagiophyre (H6–H9) and plagiophyre (H10) basalts of the third deposit, H11–H13 – gabbro, H14–H20 – dolerite-porphyrates and gabbro-diorite-porphyrates.

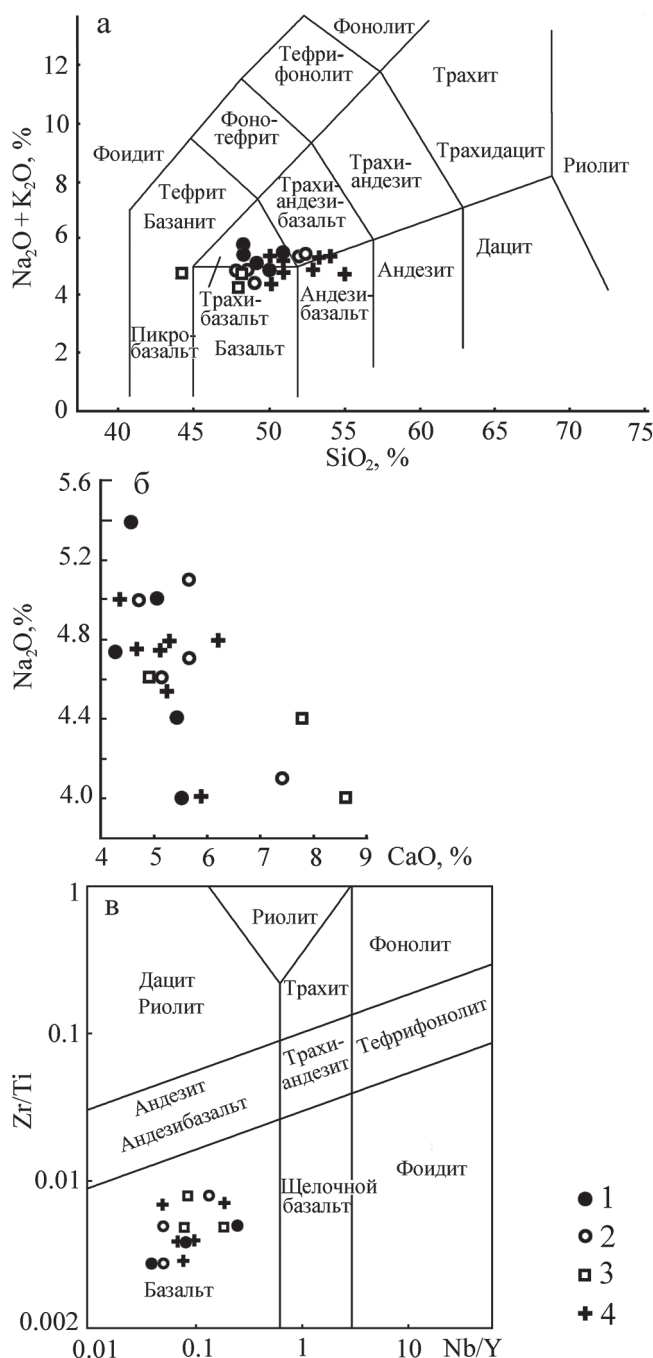


Рис. 2. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ (а), $\text{Na}_2\text{O--CaO}$ (б) и Zr/Ti--Nb/Y [Pearce, 1996] (в) для эффузивных и интрузивных пород Николаевского месторождения.

1 – плагиофировые базальты, 2 – пироксен-плагиофировые базальты, 3 – габбро, 4 – долерит-порфириды и габбро-диорит-порфириды.

Fig. 2. Diagrams $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ (a), $\text{Na}_2\text{O--CaO}$ (б) и Zr/Ti--Nb/Y [Pearce, 1996] (в) for effusive and intrusive rocks of the Nikolaevka deposit.

1 – plagiophyre basalts, 2 – pyroxene-plagiophyre basalts, 3 – gabbro, 4 – dolerite-porphyrtes and gabbro-diorite-porphyrtes.

типах пород (рис. 2б). На диаграмме соотношений малоподвижных высоkozарядных элементов Zr/Ti--Nb/Y фигуративные точки состава пород ложатся в поле базальтов базальт-андезит-дацит-риолитовой серии (рис. 2в). Эти данные позволяют нам относить базальты и интрузивные образования месторождения к породам нормального ряда.

Плагиофировые базальты второй и третьей толщ по петрографическому и химическому составу близки между собой. Это хорошо раскристаллизованные мелко-среднепорфировые породы с диабазовой или толеитовой структурой основной массы. Содержания SiO_2 варьируют в них в интервале от 48.50 до 51.00, K_2O – от 0.3 до 1.0%. Базальты представляют собой высокожелезистые ($\sum(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) = 12.0\text{--}14.57\%$), умеренно- и низкоглиноземистые ($\text{al}' = 0.65\text{--}0.97$), умереннотитанистые ($\text{TiO}_2 = 0.94\text{--}1.60\%$) образования с невысокими содержаниями MgO (3.40–7.80%), которые принадлежат к толеитовой петрохимической серии. На диаграмме $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})/\text{MgO--SiO}_2$ плагиофировые базальты обнаруживают тренд, близкий к тренду MORB, по А. Миаширо [Miyashiro, 1973] (рис. 3а). По соотношениям Zr и Y (рис. 3б), элементов малоподвижных при вторичных изменениях они также соответствуют толеитовым образованиям. Исключение составляют базальты с повышенным содержанием Ti (проба Н-5), имеющие переходный от толеитового к известково-щелочному состав.

Тренды распределения редких элементов на спайдерграммах (рис. 4а) характеризуются наличием отрицательных аномалий Nb и Zr , что отличает надсубдукционные образования. В то же время здесь проявлены не свойственные для островодужных пород положительные аномалии Ti . Спектры распределения РЗЭ в плагиофировых базальтах представлены двумя типами (рис. 4г). Первый из них выделяется незначительным накоплением легких лантаноидов ($(\text{La/Yb})_N = 1.937$). Он характерен для базальтов с повышенными содержаниями TiO_2 . Второй имеет субхондритовое распределение редких земель ($(\text{La/Yb})_N = 0.996\text{--}1.019$). На диаграмме Zr/Nb--Nb/Th точки составов плагиофировых базальтов располагаются в поле островодужных пород основного состава (рис. 5).

Пироксен-плагиоклазовые базальты третьей толщ представляют собой среднепорфировые миндалекаменные породы со стекловатой интерсертальной, иногда гиалопилитовой структурой основной массы. Содержания SiO_2 составляют в них 48.40–52.40, K_2O – 0.1–0.25%. По сравнению с плагиоклазовыми базальтами они характеризуются более низкими содержаниями Fe ($\sum(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) = 9.45\text{--}12.17\%$), Ti ($\text{TiO}_2 = 0.33\text{--}0.55\%$) и повышенной магнезиальностью ($\text{MgO} = 5.0\text{--}10.0\%$). По значениям коэффициента al' (0.69–0.95) также относятся к умеренно-, низкоглиноземистым образованиям. На диаграмме Миаширо базальты с

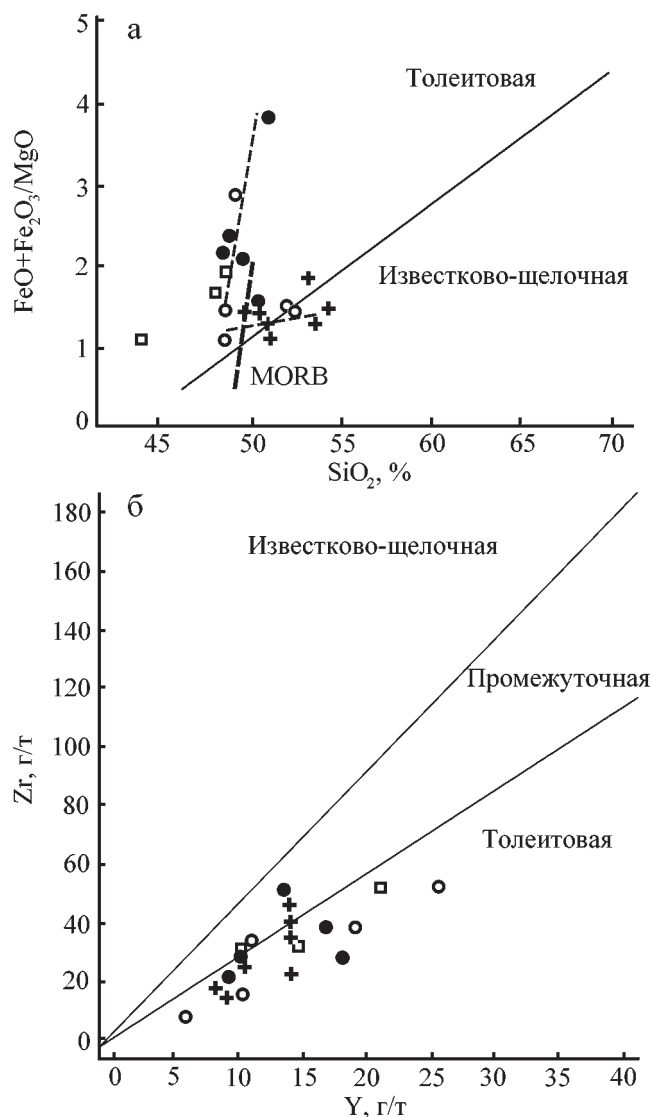


Рис. 3. Диаграмма $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) / \text{MgO} - \text{SiO}_2$ для эффузивных и интрузивных пород Николаевского месторождения.

Условные обозначения – см. рис. 2. Тонкими пунктирными линиями показаны тренды составов пород Николаевского месторождения, толстой – MORB по А. Миаширо [Miyashiro, 1973].

Fig. 3. Diagram $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) / \text{MgO} - \text{SiO}_2$ for effusive and intrusive rocks of the Nikolaevskoe deposit.

For a legend see Fig. 2. Thin dashed lines show the trends in the composition of the rocks of the Nikolaevsky deposit; thick one is MORB by A. Miyashiro [1973].

содержанием SiO_2 менее 52% попадают в область толентовых пород (см. рис. 3а). Дифференциаты с более высокими концентрациями кремнезема имеют известково-щелочной состав. Однако по соотношениям Zr и Y они принадлежат к породам толентового и переходного к известково-щелочному состава (см. рис. 3б). Тренды распределения мало-

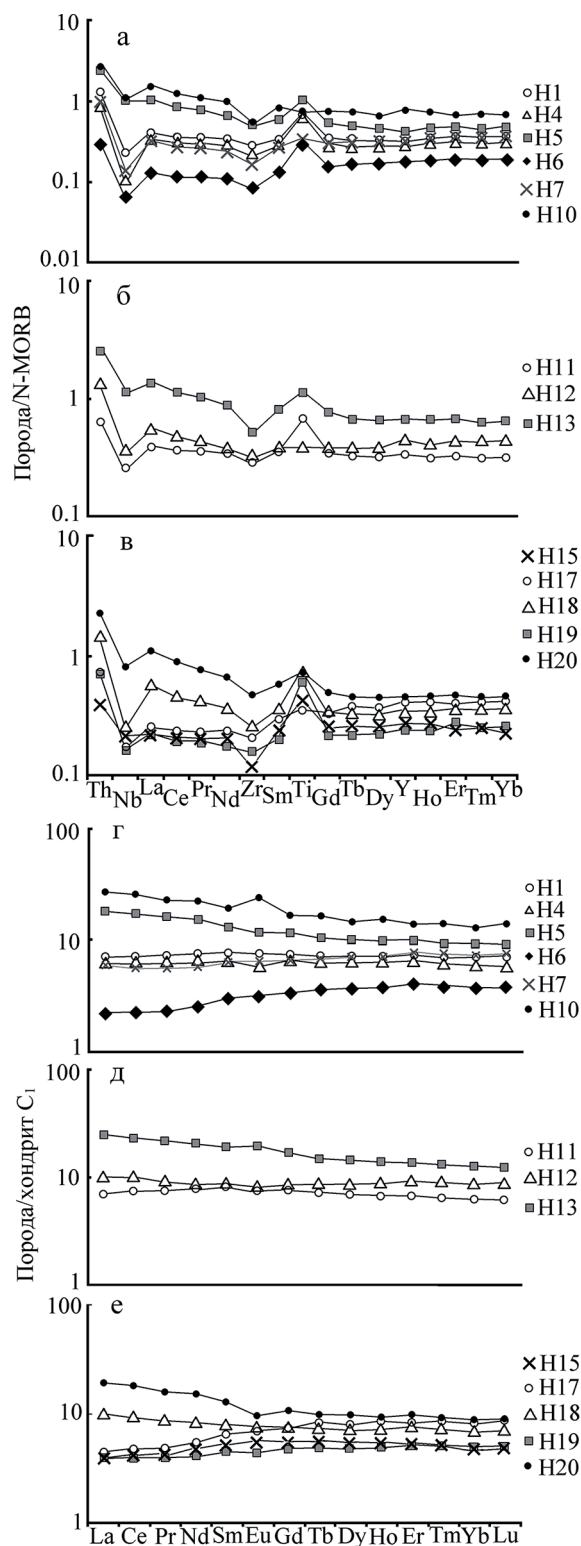


Рис. 4. Тренды распределения редких и редко-земельных элементов в базальтах (а, г), в габбро (б, д) и долерит-порфиритах и габбро-диорит-порфиритах (в, е).

Fig. 4. Trends in the distribution of rare and rare-earth elements in basalts (a, г), gabbro (б, д) and dolerite-porphyrites and gabbro-diorite-porphyrites (в, е).

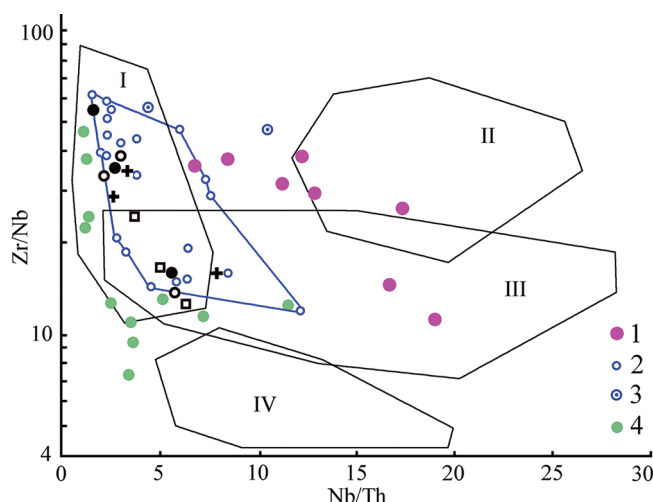


Рис. 5. Диаграмма Zr/Nb–Nb/Th [Condie, 2005] для пород базальтового состава.

1 – поляковская свита (O_2), 2 – баймак-бурибаевская свита (D_{1e2}), 3 – киембаевский и акжарский комплексы (D_{1e2}), 4 – иредыкская свита (D_2) [Spadea et al., 2002; Косарев и др., 2003, 2005; Косарев, 2007, 2015; Nimis et al., 2010; Знаменский, Мичурин, 2013]. Остальные условные обозначения – см. рис. 2. Сплошными линиями оговорены поля составов базальтов: I – островных дуг, II – COX, III – океанических плато, IV – океанических островов.

Fig. 5. Diagram Zr/Nb–Nb/Th [Condie, 2005] for basaltic rocks.

1 – Polyakovka Formation (O_2), 2 – Baymak-Buribay Formation (D_{1e2}), 3 – Kiembay and Akzhar complexes (D_{1e2}), 4 – Iredyk Formation (D_2) [Spadea et al., 2002; Kosarev i dr., 2003, 2005; Kosarev, 2007, 2015; Nimis et al., 2010; Znamenskii, Michurin, 2013]. For the revaining legend see Fig. 2. The solid lines show the fields of basalt compositions: I – island arcs, II – MORB, III – oceanic floor, IV – oceanic island.

подвижных редких элементов совпадают с трендами распределения этих элементов в плагиофировых базальтах (см. рис. 4а). Спектры распределения РЗЭ незначительно обогащены тяжелыми лантаноидами ($(La/Yb)_N = 0.61–0.82$) (см. рис. 4г). На диаграмме Zr/Nb–Nb/Th также отчетливо проявлена принадлежность пироксен-плагиоклазовых базальтов к островодужным образованиям (см. рис. 5).

Интрузивные габбро, состоящие в основном из плагиоклаза и, как правило, хорошо сохранившегося моноклинного пироксена, представляют собой массивные средне-крупнокристаллические образования с аллотриоморфнозернистой структурой. Содержания SiO_2 варьируют здесь в интервале от 44.00 до 48.40, K_2O – от 0.25 до 0.30%. По значениям коэффициентов al^* (0.69–0.96) они относятся к умеренно-, низкоглиноземистым разностям. На диаграммах $(Fe_2O_3 + FeO)/MgO-SiO_2$ и Zr/Y фигуративные точки составов габбро располагаются в области толеитовых пород (см. рис. 3). Среди габбро

выделяются две разновидности, различающиеся по содержаниям железа и титана: высокожелезистые ($\Sigma(Fe_2O_3 + FeO) = 14.39\%$) – умереннотитанистые ($TiO_2 = 1.71\%$) и умеренножелезистые ($\Sigma(Fe_2O_3 + FeO) = 10.15–10.69\%$) – умеренно-, низкотитанистые ($TiO_2 = 0.60–1.07\%$). По большинству петрогеохимических параметров (см. табл. 1, рис. 2, 3), содержанию и спектрам распределения редких и редкоземельных элементов (см. рис. 4б, д; рис. 5) первые из них идентичны плагиофировым базальтам, а вторые – пироксен-плагиоклазовым.

Долерит-порфиры ($SiO_2 = 50.00–51.00\%$) и габбро-диорит-порфиры ($SiO_2 = 53.00–54.00\%$) рудоносной серии состоят главным образом из альбитизированного плагиоклаза и пироксена, который в большинстве случаев хлоритизирован. Для этих пород характерны порфировые или гломеро-порфировые выделения плагиоклаза размером до 3–4 мм и габбро-диабазовая структура основной массы. Пироксен в габбро-диорит-порфиритах, по сравнению с долерит-порфиритами, содержится в меньших количествах, что находит отражение в содержаниях Al_2O_3 : в габбро-диорит-порфиритах – 17.00–17.68, в долерит-порфиритах – 14.60–15.10%. Габбро-диорит-порфиры при примерно одинаковой магнезиальности отличаются от долерит-порфиритов повышенными содержаниями TiO_2 (до 1.10%). Концентрации K_2O в породах обоих типов невысокие – 0.10–0.50%. На диаграмме Миаширо точки составов порфировых интрузивных образований располагаются вдоль тренда пироксен-плагиоклазовых базальтов (см. рис. 3а). При содержаниях $SiO_2 = 51.00\%$ и выше толеитовые разновидности начинают сменяться породами известково-щелочного состава. Между тем на диаграмме Zr–Y они попадают в область пород толеитового и переходного к известково-щелочному состава (см. рис. 3б). Тренды распределения редких элементов на спайдерграммах в долерит-порфиритах и габбро-диорит-порфиритах имеют те же особенности, что и в базальтах и габбро: отрицательные аномалии Nb и Zr и положительные Ti; близкими являются также спектры распределения редкоземельных элементов (см. рис. 4). На диаграмме Zr/Nb–Nb/Th точки составов долерит-порфиритов, габбро и базальтов месторождения образуют единый ореол, располагающийся в поле островодужных базальтов (см. рис. 5).

Таким образом, по индикаторным петрогеохимическим параметрам интрузивные породы Николаевского месторождения близки к вмещающим базальтам, что позволяет рассматривать их в качестве комагматичных образований и объединять в вулcano-интрузивный комплекс. Судя по соотношениям малоподвижных при вторичных изменениях редких элементов, породы комплекса имеют нормальную щелочность и толеитовый и переходный к известково-щелочному состав. Среди фа-

унистически датированных вулканогенных комплексов, распространенных в зоне ГУР на северном окончании Магнитогорской мегазоны [Маслов, Артюшкова, 2010], по химическому составу рудовмещающие породы Николаевского месторождения наиболее близки к вулканитам баймак-бурибаевской свиты (D_{1e_2}). Это наглядно иллюстрирует диаграмма $Zr/Nb-Nb/Th$ (см. рис. 5). Баймак-бурибаевская свита занимает самое низкое положение в разрезе девонских островодужных толщ и знаменует начальный этап образования энсиматической островной дуги [Серавкин и др., 1992]. Геохимические данные, по нашему мнению, позволяют рассматривать золотоносный вулкан-интрузивный комплекс в качестве возрастного аналога баймак-бурибаевской свиты. Вместе с тем породы комплекса обладают и рядом отличительных особенностей, которые, по-видимому, в значительной мере обусловлены особенностями геодинамической обстановки их формирования.

Состав и геохимия баймак-бурибаевских вулканитов детально изучены главным образом в южных колчеданосных районах Магнитогорской мегазоны [Spadea et al., 2002; Косарев и др., 2005; Nimmis et al., 2010; и др.]. Свита состоит здесь из двух комплексов: нижнего – баймак-бурибаевского контрастного риолит-базальтового (с толщей магнезиальных толеитов и бонинитов в основании) – и верхнего – верхнетаналыкского непрерывного базальт-андезит-дацит-риолитового. Вулкан-интрузивная ассоциация Николаевского месторождения отличается от этих комплексов общей повышенной железистостью и титанистостью при пониженной магнезиальности всех разновидностей пород, а также отсутствием бонинитов и кремнекислых вулканитов, с преобладанием порфировых типов пород.

О геодинамической обстановке формирования рудовмещающих пород Николаевского месторождения позволяют также судить данные, приведенные на диаграммах $(La/Sm)_N-TiO_2$ и $V-Ti/1000$ (рис. 6). На первой из них точки составов плагиофировых базальтов и габбро с повышенными содержаниями Ti располагаются в поле базальтов задуговых бассейнов и N-MORB (см. рис. 6а), а на второй – в поле базальтов дистальных (удаленных от зон субдукции) островных дуг и задуговых бассейнов и N-MORB (см. рис. 6б). При этом на обеих диаграммах они занимают промежуточное положение между низкотитанистыми островодужными базальтами баймак-бурибаевской свиты и высоко-, умереннотитанистыми основными вулканитами колчеданосных киембаевского и акжарского комплексов, которые являются возрастными аналогами этой свиты, сформировавшимися в геодинамической обстановке задугового бассейна [Косарев, 2007]. Пироксен-плагиофировые базальты, низкотитанистые габбро и долерит-порфириты на диаграмме $(La/Sm)_N-TiO_2$ попадают в поле остро-

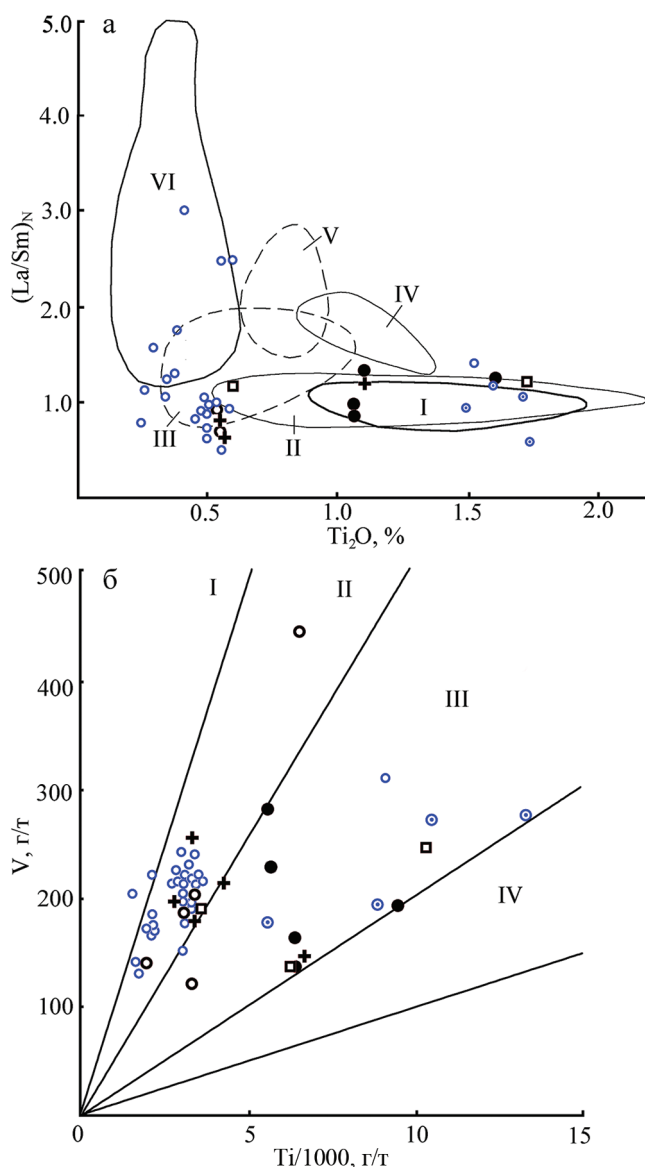


Рис. 6. Диаграммы $(La/Sm)_N-TiO_2$ [Khanna, 2013] (а) и $V-Ti/1000$ [Pearce, 2014] (б) для основных пород.

а. Поля составов базальтов COX (I), моря Лау (II), Тонго-Кермадек (III) и Марианской (IV) островных дуг, Марианского желоба (V) и фанерозойских бонинитов (VI).

б. Поля составов: I – бонинитов; II – базальтов проксимальных островных дуг и задуговых бассейнов; III – базальтов дистальных островных дуг, задуговых бассейнов и COX.

Условные обозначения – см. рис. 2 и 5.

Fig. 6. Diagrams $(La/Sm)_N-TiO_2$ [Khanna, 2013] (a) и $V-Ti/1000$ [Pearce, 2014] (b) for basaltic rocks.

а. Fields of basalt compositions MORB (I), Lau basin (II), Tonga-Kermadec (III) and Mariana (IV) island arcs, Mariana Trough (V) and Phanerozoic boninites.

б. Fields of composition: I – boninites, II – basalts of proximal island arcs, III – basalts of distal island arcs, back arc basins and MORB.

For a legend see Fig. 2 and 5.

водужных базальтов (см. рис. 6а), а на диаграмме $V-Ti/1000$ – в поле основных пород проксимальных островных дуг и задуговых бассейнов (см. рис. 6б). Таким образом, умереннотитанистые толеиты, обладающие чертами базальтов дистальных задуговых бассейнов и N-MORB, сменяются вверх по разрезу низкотитанистыми и более магнезиальными базальтами толеитового и переходного к известково-щелочному состава. По геохимическим признакам они сопоставимы с проксимальными островодужными вулканитами. В целом аналогичную эволюцию претерпели и составы интрузивных пород.

Одним из факторов, определяющих концентрации Ti в надсубдукционных вулканитах, является степень частичного плавления мантийного субстрата, на которую, в свою очередь, существенное влияние оказывает количество водонасыщенного субдукционного флюида, поступившего в область магмаобразования [Pearce, 2014]. Увеличение количества воды приводит к повышению степени плавления субстрата и падению в расплаве концентраций Ti , как известно относящегося к инертным элементам. Согласно расчетам К.А. Kelley с соавторами [2006], добавление в мантию 0.2% воды вызывает повышение степени ее плавления на 10% и приблизительно двойное падение содержания Ti в расплаве. Существенное значение имеют также повышенные концентрации в водонасыщенном субдукционном флюиде хлора и сульфатной серы. Наличие именно этих агрессивных элементов-минерализаторов в составе магматогенного флюида, экстрагирующего из расплавов и вмещающих вулканогенных толщ хлорофильные и сульфурфильные рудные компоненты (Au, Cu, Fe и др.), оказывает существенное влияние на формирование золото-порфирового и золото-медно-порфирового оруденения [Холоднов, Бушляков, 2002; Холоднов и др., 2016]. Изучение особенностей распределения галогенов (Cl, F) и SO_3 в апатитах Вознесенского месторождения и Кутуевского рудопроявления, которые, как и близкое им по возрасту Николаевское золото-порфировое месторождение на севере Магнитогорского мегасинклинария, приурочены к зоне ГУР, показало, что эти особенности могут быть признаком проявления жидкостной несмесимости (гетерогенизации) в составах сверхкритических хлоридно-сульфатных флюидов: с образованием фракции флюида, богатой хлором, но бедной фтором и сульфатной серой, и фракции, обогащенной сульфатной серой и фтором – при более низком содержании хлора [Холоднов и др., 2016]. Это наиболее характерно для тех случаев, когда кристаллизация рудоносных расплавов происходит в условиях резко неравновесной физико-химической обстановки. На основании этих исследований был сделан вывод о том, что порфировые рудно-магматические системы (РМС) могут одно-

временно генерировать флюиды, характеризующиеся различной металлогенической специализацией, при участии которых формируются как магматогенные медно-порфировые, так и ассоциирующие с ними золоторудные эпitherмальные месторождения. Экспериментальные исследования поведения рудных элементов в гетерофазных хлоридных и карбонатно-хлоридно-сульфатных окисленных магматических флюидах позволяют более детально оценить возможные условия генерации рудообразующих флюидов на различных уровнях формирования порфировых РМС. Снижение давления, как свидетельствуют эксперименты [Боровиков и др., 2015], приводят к перераспределению одних рудных элементов (Cu, Fe, Mo, Zn, Sb и др.) в пользу хлоридной фазы, а других (Au и др.) – в пользу карбонатно-сульфатной фазы, образующейся в процессе гетерогенизации первичного флюида.

В настоящее время достаточно надежно установлено, что с заложением Магнитогорской островной дуги связаны условия растяжения, обусловившие локальный рифтогенез и подъем мантийного диапира над зоной субдукции, имевшей восточное падение [Серавкин и др., 1992; Косарев и др., 2005; Пучков, 2010]. В этот период в высокотемпературной зоне мантийного клина, обогащенной субдукционными флюидами, выплавлялись бониниты баймак-бурибаевской свиты, а в более низкотемпературной области генерировались магнезиальные низкотитанистые магмы толеитового и переходного к известково-щелочному состава. В дальнейшем, в условиях относительного сжатия, сменившего режим растяжения, образовались дифференцированные вулканиты верхов баймак-бурибаевского и верхнетаналыкского комплексов. Параллельно в дистальном задуговом бассейне, возникшем в процессе спрединга морского дна (при внедрении мантийного диапира), формировались высоко-, умереннотитанистые вулканиты киембаевского и акжарского комплексов. Генерация магмы, исходной для этих комплексов, происходила без участия субдукционных флюидов [Косарев, 2007], что может быть объяснено расположением области плавления мантийного диапира на значительном удалении от зоны субдукции (рис. 7). По сравнению с этой областью зона, в которой выплавлялась магма, исходная для вулканогенно-интрузивного комплекса Николаевского месторождения, по-видимому, находилась ближе к субдуцирующей плите и поэтому в расплавы могли вовлекаться водонасыщенные субдукционные флюиды, что в конечном счете отразилось на уменьшении в нем концентраций Ti . Преобладание в составе комплекса порфировых разновидностей пород указывает на геодинамические условия относительного сжатия при их формировании. По нашему мнению, такие условия могли существовать в зоне, разделявшей островную дугу и задуговый бассейн: вначале в связи с процессами

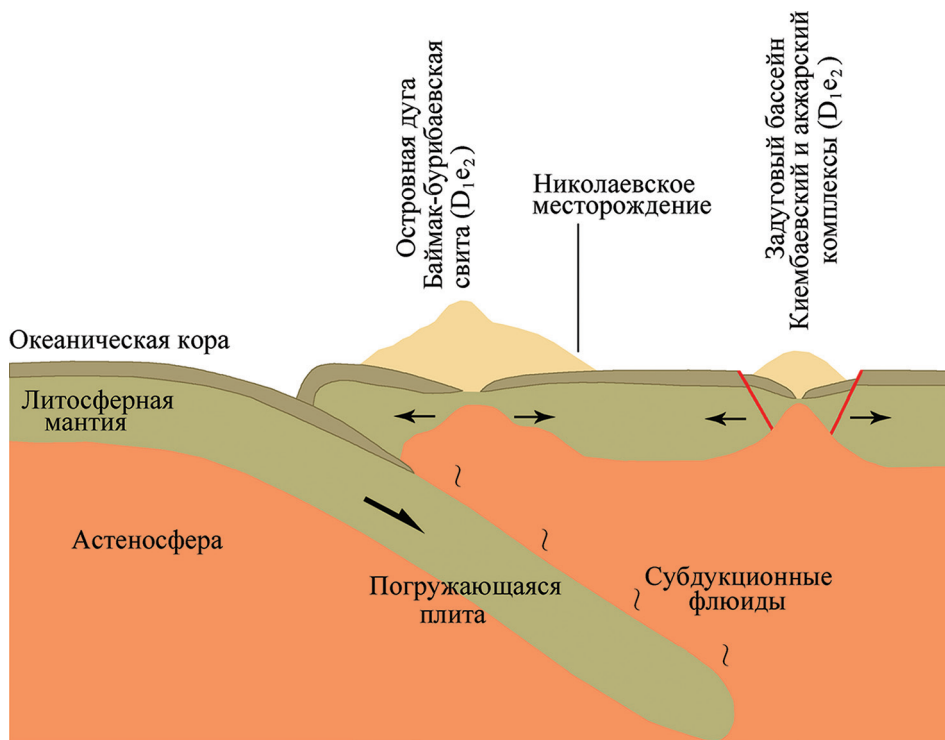


Рис. 7. Предполагаемая геодинамическая позиция Николаевского месторождения. Стрелками показаны области растяжения (для островной дуги на начальных этапах ее развития).

Fig. 7. The proposed geodynamic position of the Nikolaevskoe deposit. The arrows indicate the stretching regions (for the island arc at the initial stages of its development).

растяжения в этих структурах, а впоследствии из-за общего относительного сжатия островодужной системы (см. рис. 7). Этот вывод согласуется с приведенными выше результатами геодинамического анализа геохимических данных.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Золото-порфировое оруденение Николаевского месторождения ассоциирует с островодужным вулканно-интрузивным комплексом, объединяющим базальты, их туфы, интрузии габбро и золотоконтролирующие дайки долерит-порфиринов и габбро-диорит-порфиринов. По химическому составу породы комплекса наиболее близки к вулканитам баймак-бурибаевской свиты (D_1e_2) и рассматриваются нами в качестве их возможного возрастного аналога. Золотоконтролирующие порфировые породы относятся к нормальному ряду и в отличие от большинства островодужных интрузий медно-порфировых месторождений Южного Урала, принадлежащих к известково-щелочной серии, имеют толеитовый и переходный от толеитового к известково-щелочному состав. К числу их геохимических особенностей относятся также повышенные содержания Ti, что, по-видимому, в значительной мере обусловлено особенностями гео-

динамической обстановки формирования вулканно-интрузивного комплекса. Наиболее обоснованной представляется геодинамическая позиция Николаевского золото-порфирового месторождения в зоне сопряжения островной дуги и задугового бассейна.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и АН РБ, грант № 17-45-020717 и частичного финансирования в рамках темы 0393-0018 государственного задания ИГТ УрО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белгородский Е.А., Шалагинов А.Э. (1999) Проблема золотопорфирового оруденения в Миасском районе. *Урал. геол. журн.*, (3), 97-100.
- Бердников П.Г. (1986) Золотооруденение Учалинского и Белорецкого рудных районов на Южном Урале. Автореферат дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГТ УНЦ АН СССР, 17 с.
- Боровиков А.А., Бульбак Т.А., Борисенко А.С., Рагозин А.Л., Палесский С.В. (2015) Поведение рудных элементов в окисленных хлоридных и карбонатно-хлоридно-сульфатных гетерофазных флюидах Cu-Mo(Au)-порфировых месторождений (по экспериментальным данным). *Геол. и геофиз.*, **56**(3), 557-570.
- Грабежев А.И. (2012) Рениеносные медно-порфировые системы Урала: геологическое положение, изотопно-

- петрогеохимическая и возрастная латеральная зональность. *Литосфера*, (4), 190-207.
- Грабежев А.И. (2014) Юбилейное Cu-Au-порфировое месторождение (Южный Урал, Россия): SHRIMP-II U-Pb возраст циркона и изотопно-геохимические особенности рудоносных гранитоидов. *Докл. АН*, **454**(3), 315-318.
- Грабежев А.И., Белгородский Е.А. (1992) Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. Екатеринбург: Наука, Урал. отд-е, 199 с.
- Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Артемьев Д.А., Юминов А.М., Симонов В.А., Дунаев А.Ю. (2009) Геология и колчеданное оруденение южного фланга Главного Уральского разлома. Миасс: ИМин УрО РАН, 376 с.
- Знаменский С.Е. (2009) Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 348 с.
- Знаменский С.Е., Мичурин С.В. (2013) Условия образования золото-сульфидного месторождения Миндяк (Южный Урал): структурные и изотопно-геохимические аспекты. *Литосфера*, (4), 121-135.
- Знаменский С.Е., Пучков В.Н., Мичурин С.В. (2015) Источники рудообразующих флюидов и условия формирования орогенных месторождений золота зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале. *Докл. АН*, **464**(3), 313-316.
- Контарь Е.С. (2013) Геолого-промышленные типы месторождений меди, цинка, свинца на Урале (геологические условия размещения, история формирования, перспективы). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 199 с.
- Косарев А.М. (2007) Умереннощелочной и щелочной вулканизм раннеэмского времени на Южном Урале: геохимические особенности и геодинамические реконструкции. *Литосфера*, (6), 54-70.
- Косарев А.М. (2015) Геология и геохимические особенности раннепалеозойских вулканитов Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зон на Южном Урале. *Литосфера*, (2), 40-64.
- Косарев А.М., Знаменский С.Е., Серавкин И.Б., Родичева З.И. (2003) Особенности химизма вулканитов Вознесенско-Присакмарской зоны. *Геол. сб.*, (3), ИГ УНЦ РАН. Уфа, 152-161.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Ронкин Ю.Л., Серавкин И.Б., Холоднов В.В., Грабежев А.И. (2014) Новые данные о возрасте и геодинамической позиции медно-порфировых проявлений зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале. *Докл. АН*, **459**(1), 62-66.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. (2005) Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом аспекте. *Литосфера*, (4), 22-41.
- Кривцов А.И. (1983) Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М.: Недра, 256 с.
- Мансуров Р.Х. (2016) Строение минерализованных зон Петропавловского золото-порфирового месторождения (Полярный Урал). *Вестн. Перм. ун-та. Геол.*, **33**(4), 49-69.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В. (2010) Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 288 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н., Знаменский С.Е., Родичева З.И., Рыкус М.В., Сначев В.И. (1992) Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 197 с.
- Холоднов В.В., Бушляков И.Н. (2002) Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 390 с.
- Холоднов В.В., Серавкин И.Б., Косарев А.М., Коновалова Е.В., Шагалов Е.С. (2016) Распределение галогенов и серы в апатитах медно-порфировых месторождений Южного Урала (новые данные). *Минералогия*, (1), 54-65.
- Condie K.C. (2005) TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos*, **83**, 33-44.
- Kelley K.A., Plank T., Grove T.L., Stolper E.M., Newman S., Hauri E. (2006) Mantle melting as a function of water content beneath back-arc basins. *J. Geophys. Res.*, **111**, 1-27.
- Khanna T.C. (2013) Geochemical evidence for a paired arc-back-arc association in the Neoproterozoic Gadwal greenstone belt, eastern Dharwar craton, India. *Curr. Sci.*, **104**(5), 632-640.
- Miyashiro A. (1973) The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, 218-224.
- Nimis P., Omenetto P., Buschmann B., Jonas P., Simonov V.A. (2010) Geochemistry of igneous rocks associated with ultramafic-mafic-hosted Cu (Co, Ni, Au) VMS deposits from the Main Uralian Fault (Southern Urals, Russia). *Mineral. Petrol.*, **100**, 201-214.
- Pearce J.A. (1996) A user's guide to basalt discrimination diagrams. *Geol. Assoc. Can. Spec. Publ.*, **12**, 79-113.
- Pearce J.A. (2014) Immobile Element Fingerprinting of Ophiolites. *Elements*, **10**, 101-108.
- Plotinskaya O.Yu., Grabezhev A.I., Tessalina S., Seltmann R., Groznova E.O., Abramov S.S. (2017) Porphyry deposits of the Urals: Geological framework and metallogeny. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 153-173.
- Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Ye., Brown D. (2002) Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc-arc Complex. Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. *Geophys. Monogr.*, **132**, 101-134.

REFERENCES

- Condie K.C. (2005) TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos*, **83**, 33-44.
- Grabezhev A.I. (2012) Rhenium-bearing Uralian porphyry-copper systems: geological position, isotope-petrogeochemical and spatial-timing lateral zoning. *Litosfera*, (4), 190-207. (In Russian)
- Grabezhev A.I. (2014) Yubileinoe Cu-Au-porphyry deposit (the Southern Urals, Russia): SHRIMP-II U-Pb age of zircon and isotopic-geochemical peculiarities ore-bearing granitoids. *Dokl. Akad. Nauk*, **454**(3), 315-318. (In Russian)
- Grabezhev A.I., Belgorodskii E.A. (1992) *Produktivnye granitoidy i metasomatity medno-porfirovyykh mestorozhdenii* [Ore-Bearing Granitoids and Metasomatites of Copper Porphyry Deposits]. Ekaterinburg, Ural section Nauka Publ., 199 p. (In Russian)
- Holodnov V.V., Bushlyakov I.N. (2002) *Galogeny v endogenom rudoobrazovanii* [Halogen in endogenous ore formation]. Ekaterinburg, IGG UB RAS Publ., 390 p. (In Russian)
- Holodnov V.V., Seravkin I.B., Kosarev A.M., Konovalova E.V., Shagalov E.S. (2016) Distribution of halogens and sulfur in apatites of copper-porphyry deposits in the South Urals (new data). *Mineralogiya*, (1), 54-65. (In Russian)
- Kelley K.A., Plank T., Grove T.L., Stolper E.M., Newman S., Hauri E. (2006) Mantle melting as a function of water content beneath back-arc basins. *J. Geophys. Res.*, **111**, 1-27.
- Khanna T.C. (2013) Geochemical evidence for a paired arc-back-arc association in the Neoproterozoic Gadwal greenstone belt, eastern Dharwar craton, India. *Curr. Sci.*, **104**(5), 632-640.
- Kontar' E.S. (2013) *Geologo-promyshlennyye tipy mestorozhdenii medi, tsinka, svintsa na Urale (geologicheskie usloviya razmeshcheniya, istoriya formirovaniya, perspektivy)* [The Geological-industrial types of the Cu, Zn, Pb deposits in the Urals (geological conditions of setting, history of the formation, the prospects)]. Ekaterinburg, UGGU Publ., 199 p. (In Russian)
- Kosarev A.M. (2007) Subalkaline volcanism of the Lower Emsian of the Southern Urals: geochemical peculiarities and geodynamic reconstructions. *Litosfera*, (6), 54-70. (In Russian)
- Kosarev A.M. (2015) Geology and geochemical features of Early Paleozoic volcanites Sakmara and Voznesenka-Prisakmara zones in Southern Urals. *Litosfera*, (2), 40-64. (In Russian)
- Kosarev A.M., Znamensky S.E., Seravkin I.B., Rodicheva Z.I. (2003) Peculiarities of the chemism of volcanics of the Voznesensk-Prisakmar zone. *Geologicheskii sbornik*, (3), IG UNC RAN. Ufa, 152-161. (In Russian)
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Ronkin Yu.L., Seravkin I.B., Holodnov V.V., Grabezhev A.I. (2014) New data on the age and geodynamic position copper-porphyry mineralization in the Main Uralian Fault (South Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **459**(1), 62-66. (In Russian)
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B. (2005) Petrological-geochemical features of the Early Devonian-Eifelian island-arc volcanics of the Magnitogorsk zone in a geodynamic context. *Litosfera*, (4), 22-41. (In Russian)
- Krivtsov A.I. (1983) *Geologicheskie osnovy prognozirovaniya i poiskov medno-porfirovyykh mestorozhdenii* [Geological basis for forecasting and searching for copper-porphyry deposits]. Moscow, Nedra Publ., 256 p. (In Russian)
- Mansurov R.H. (2016) The structure of the mineralized zones of the Petropavlovsk gold-porphyry deposit (the Polar Urals). *Vestnik Permskogo Universiteta. Geologiya*, **33**(4), 49-69. (In Russian)
- Maslov V.A., Artyushkova O.V. (2010) *Stratigrafiya i korrelyatsiya devonskikh otlozhenii Magnitogorskoj megazonny Yuzhnogo Urala* [Stratigraphy and correlation of the Devonian deposits of the Magnitogorsk Megazone of the Southern Urals]. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 288 p. (In Russian)
- Miyashiro A. (1973) The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, 218-224.
- Nimis P., Omenetto P., Buschmann B., Jonas P., Simonov V.A. (2010) Geochemistry of igneous rocks associated with ultramafic-mafic-hosted Cu (Co, Ni, Au) VMS deposits from the Main Uralian Fault (Southern Urals, Russia). *Miner. Petrol.*, **100**, 201-214.
- Puchkov V.N. (2010) *Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii)* [Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russian)
- Seravkin I.B., Kosarev A.M., Salikhov D.N., Znamenskii S.E., Rodicheva Z.I., Rykus M.V., Snachev V.I. (1992) *Vulkanizm Yuzhnogo Urala* [Volcanism of the Southern Urals]. Moscow, Nauka Publ., 197 p. (In Russian)
- Pearce J.A. (1996) A user's guide to basalt discrimination diagrams. *Geol. Assoc. Can. Spec. Publ.*, **12**, 79-113.
- Pearce J.A. (2014) Immobile Element Fingerprinting of Ophiolites. *Elements*, **10**, 101-108.
- Plotinskaya O.Yu., Grabezhev A.I., Tessalina S., Seltmann R., Groznova E.O., Abramov S.S. (2017) Porphyry deposits of the Urals: Geological framework and metallogeny. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 153-173.
- Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Ye., Brown D. (2002) Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc-arc Complex. Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. *Geophys. Monogr.*, **132**, 101-134.
- Zaikov V.V., Melekestseva I.Yu., Artem'ev D.A., Yuminov A.M., Simonov V.A., Dunaev A.Yu. (2009) *Geologiya i kolchedannoe orudenenie yuzhnogo flanga Glavnogo Ural'skogo razloma* [Geology and massive sulfide mineralization of the southern flank of the Main Ural Fault]. Miass, IMin UrO RAN Publ., 376 p. (In Russian)
- Znamensky S.E. (2009) *Strukturnyye usloviya formirovaniya kollizionnykh mestorozhdenii zolota vostochnogo sklona Yuzhnogo Urala* [Structural conditions of the formation of collisional gold deposits of the eastern slope of the Southern Urals]. Ufa, Gilem Publ., 348 p. (In Russian)
- Znamensky S.E., Michurin S.V. (2013) Conditions of formation of Mindyak gold-sulfide deposit (Southern Ural): Structural and isotopic-geochemical aspects. *Litosfera*, (4), 121-135. (In Russian)
- Znamenskii S.E., Puchkov V.N., Michurin S.V. (2015) Sources of Ore-Forming Fluids and Formation Environments of Orogenic Au Deposits in the Main Uralian Fault Zone (Southern Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **464**(3), 313-316. (In Russian)

УДК 553.435

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-621-641

МИКРОТОПОХИМИЯ КОНКРЕЦИЙ ПИРИТА В КРЕМНИСТЫХ АЛЕВРОПЕЛИТАХ ЮБИЛЕЙНОГО МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ) ПО ДАННЫМ LA-ICP-MS

© 2018 г. А. С. Целуйко^{1,2}, В. В. Масленников^{2,1}, Д. А. Артемьев^{2,1}¹Филиал Южно-Уральского государственного университета в г. Миассе, 456300, Челябинская обл., г. Миасс, ул. 8 Июля, 10, e-mail: celyukoa@rambler.ru²Институт минералогии УрО РАН, 456317, Челябинская обл., г. Миасс, Ильменский заповедник

Поступила в редакцию 11.12.2017 г., принята к печати 04.05.2018 г.

Объект исследования. Изучены аутигенные зональные пиритовые конкреции и метакристаллы пирита из рудоносного горизонта Второй рудной залежи колчеданного месторождения Юбилейное. **Материалы и методы.** Исследовались 9 образцов и 25 полированных шлифов кремнистых алевролитов с пиритовой минерализацией. Микрохимия образцов проводилась с использованием энерго-дисперсионного анализатора Oxford Instruments X-act (Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс) и лазерного микрозонда New Wave Research UP-213, связанного с ICP-MS Agilent 7500 Университет Тасмании, Австралия. **Результаты.** В конкрециях и метакристаллах выделяется ядро пойкилитового микрозернистого пирита, окруженное каймой субгидрального пирита. Каждая зона характеризуется своими минералогическими и геохимическими особенностями. В диагенетическом ядре конкреции концентрируются химические элементы, свойственные микровключениям минералов, таким как кварц (Si), плагиоклаз (Na, Ca, Al, Si), гидрослюда (K, Si, Al, Mg, V, Cr), хлорит (Mg, Al, Si), рутил (Ti) и сфен (Ca, Ti), вкрапленности халькопирита (Cu), сфалерита (Zn), галенита (Pb, Sb, Bi), тетраэдрит-теннанита (As, Sb), самородного золота (Au, Ag), петцита (Au, Ag, Te), гессита (Ag, Te), теллуридов висмута (Bi, Te), алтанта (Pb, Te) и колорадита (Te, Hg), а также изоморфные элементы-примеси (Co, Ni, As). Значительная часть каймы субгидрального пирита обеднена большинством химических элементов, за исключением Ni и As. Завершающая стадия роста конкреции сопровождается обогащением субгидрального пирита как халькофильными (Au, Ag, Sb, Bi, Cu, Zn, Hg), так и литофильными (Ca, K, Na, Cr) элементами-примесями. Аналогичная минералогическая зональность характерна для эвгидрального кристалла пирита в котором ядро содержит повышенное количество Pb, Bi и Te, а кайма субгидрального пирита отличается крайне низкими концентрациями химических элементов. Так же, как и в конкреции, в эвгидральном кристалле пирита наружная кайма обогащена большинством элементов-примесей (Pb, Au, Ag, Sb, Cu, As, Mo, Cr и др.). Рост эвгидральных кристаллов и конкреций пирита происходил из диагенетических микронодулей пойкилитового пирита. **Выводы.** Конкреции и метакристаллы пирита обладают скрытой геохимической зональностью, которая выражается в обогащении ядра и внешней части каймы как халькофильными, так и литофильными элементами.

Ключевые слова: пиритовые конкреции, алевропелиты, диагенез, катагенез, аутигенные сульфиды, теллуриды, самородное золото, LA-ICP-MS, литофильные и халькофильные микроэлементы, Юбилейное медноколчеданное месторождение, Южный Урал

MICROTOPOCHEMISTRY OF PYRITE NODULES OF SILICEOUS SILTSTONES FROM THE YUBILEYNOE MASSIVE SULFIDE DEPOSIT (THE SOUTHERN URALS): LA-ICP-MS DATA

Alexander S. Tseluyko^{1,2}, Valery V. Maslennikov^{2,1}, Dmitry A. Artem'yev^{2,1}¹South Ural State University, 10, 8 July st., Miass, Chelyabinsk district, 456300, Russia, e-mail: celyukoa@rambler.ru²Institute of Mineralogy Urals Branch of RAS, Miass, Chelyabinsk district, 456317, Russia

Received 11.12.2017, accepted 04.05.2018

Object. The zonal pyrite nodules and metacrystals from siliceous siltstones of ore-bearing horizon of the Second ore body from the Yubileynoe massive sulfide deposit are studied. **Materials and methods.** We used 9 samples and 15 polished sections of siliceous siltstones with pyrite mineralization. Analysis of chemical composition minerals was determined by Tescan Vega 3 with an energy dispersive microprobe Oxford Instruments X-act (Institute of Mineralogy UB RAS,

Для цитирования: Целуйко А.С., Масленников В.В., Артемьев Д.А. (2018) Микрохимия конкреций пирита в кремнистых алевропелитах Юбилейного медноколчеданного месторождения (Южный Урал) по данным LA-ICP-MS. *Литосфера*, **18**(4), 621–641. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-621-641

For citation: Tseluyko A.S., Maslennikov V.V., Artem'yev D.A. (2018) Microtopochemistry of pyrite nodules of siliceous siltstones from the Yubileynoe massive sulfide deposit (the Southern Urals): LA-ICP-MS data. *Litosfera*, **18**(4), 621–641. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-621-641

Mass). Quantitative LA-ICP-MS analysis of pyrite for major and trace elements was carried out using New Wave Research UP-213 laser microprobe coupled to an Agilent 7500 quadrupole ICP-MS housed (University of Tasmania, Australia). *Results.* Microtopochemistry was established that the diagenetic core of the nodule is characterized by trace elements of typical poikilites of quartz (Si) and aluminosilicates (Si, Al, Mg, V, Cr, K, Na, Ca), rutile and titanite (Ti), inclusions of chalcopyrite (Cu), sphalerite (Zn), galena (Pb, Sb, Bi), tetrahedrite-tennantite (As, Sb), native gold, petzite, hessite (Au, Ag, Te), tellurobismuthite, altaite, and coloradoite (Te, Bi, Pb). Cobalt and Ni substitute for Fe^{2+} . The rim of subhedral pyrite is depleted in most trace elements except for Ni and As. Subhedral pyrite became rich in chalcophile (Au, Ag, Sb, Bi, Cu, Zn, Hg) and lithophile (Ca, K, Na, Cr) elements at the final stage of growth of the nodule. Similar mineralogical and geochemical zonation is typical of the pyrite metacrystals, where a micro-grained core concentrates Pb, Bi and Te, and a rim of subhedral pyrite is depleted in most trace elements. Similarly to the nodules, the outer rim of pyrite metacrystals is enriched in most trace elements (Pb, Au, Ag, Sb, Cu, As, Mo, Cr, etc.). The nodules and metacrystals were formed from diagenetic micronodule of poikilite pyrite. *Conclusions.* It is suggested that mineralogical and geochemical differences in pyrite metacrystals and nodules are caused by the greater degree of development of rims of subhedral pyrite.

Keywords: *pyrite nodule, siltstone, Yubileynoe VMS deposit, South Urals, diagenesis, anadiagenesis, authigenic sulfide, tellurides, native gold, LA-ICP-MS, lithophile and chalcophile trace elements*

Acknowledgements

The authors thank N.R. Ayupova, S.P. Maslennikova and I.Yu. Melekestseva (IMin UB RAS) for the help and valuable recommendations, I.A. Blinov (IMin UB RAS) for microprobe analyses, A.E. Fedodeev and M.S. Hasanov ("Bashkirskiy med") – for assistance during fieldworks, and L.V. Danyushevsky (University of Tasmania) for LA-ICP-MS analyses.

This work is supported by RFBR (project No. 17-05-00854 A).

ВВЕДЕНИЕ

Осадочные кремнистые породы (силициты, алевропелиты и пелитолиты) широко распространены в вулканогенно-осадочных рудовмещающих и надрудных горизонтах колчеданных месторождений [Пуркин, Денисова, 1987; Зайков и др., 1989; Злотник-Хоткевич, 1989; Аюпова, Масленников, 2005; Масленников, 2006; Ярославцева и др., 2012]. Для рудовмещающих осадочных и вулканогенно-осадочных пород колчеданных месторождений Урала, Рудного Алтая, Понтида и Иберийского пояса, как правило, характерна сульфидная минерализация, представленная вкрапленностью кристаллов пирита и конкрециями [Масленников, 1991, 2006; Аюпова и др., 2014]. Сульфидные конкреции диагенетического происхождения описаны в черных сланцах Сафьяновского и Артемьевского месторождений. Гематит-содержащие алевропелиты на Талганском и Александринском колчеданных месторождениях содержат конкреции тонкодисперсного пирита, а также порфириовидные метакристаллы пирита [Масленников и др., 2017].

На текущий момент вопросы источника вещества и причины появления аутигенной сульфидной минерализации в кремнистых алевропелитах во многом остаются дискуссионными [Аюпова и др., 2014]. В литературе имеется мало сведений об условиях нахождения, механизмах формирования и типохимизме сульфидных конкреций околорудных отложений колчеданных месторождений [Genna, Gaboury, 2015; Масленников и др., 2017a]. Вместе с тем отмечается, что конкреции пирита иногда содержат повышенные количества химических элементов, характерных для колчеданных руд, таких как As, Au, Ag, Te, Bi, Ba и

др. [Сафина, Масленников, 2009]. Остается нерешенной проблема формы нахождения большинства элементов-примесей в сульфидных конкрециях. Процессы растворения и замещения сульфидов конкреции в стадию катагенеза приводили к формированию вкрапленности самородного золота, теллуридов, а также минералов кобальта и никеля на завершающих стадиях роста конкреций [Масленников и др., 2016]. Подобный процесс во многом сходен с механизмом формирования акцессорных минералов на золоторудных месторождениях черносланцевых толщ [Large et al., 2009]. Полиминеральный состав и зональное строение большинства сульфидных конкреций указывают на многостадийную историю их формирования. Предполагается наличие сложной химической зональности сульфидных конкреций, раскрытию которой не уделяется должного внимания.

Предметом исследований являются конкреции и метакристаллы пирита, содержащиеся в слоистых кремнистых породах флангов Второй рудной залежи Юбилейного медноколчеданного месторождения. Месторождение отрабатывается карьером и является слабометаморфизованным, что благоприятно сказалось на сохранности конкреций пирита. Главными задачами работы являются установление минеральных форм нахождения элементов-примесей и определение с использованием метода LA-ICP-MS особенностей скрытой химической зональности конкреций и метакристаллов пирита кремнистых алевропелитов. Проведенное с помощью LA-ICP-MS геохимическое микрокартирование конкреций и метакристаллов пирита хорошо зарекомендовало себя при изучении сульфидов золоторудных месторождений [Large et al., 2009].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для исследований использовался материал, отобранный авторами в 2012–2016 гг. в карьере и рудном складе Юбилейного колчеданного месторождения. Оптические исследования руд проводились на микроскопе Olympus BX51 с цифровой приставкой.

Аналитические работы выполнены в Центре коллективного пользования Института минералогии УрО РАН (г. Миасс). Состав минералов изучен с помощью сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega 3 sbu с энергодисперсионным анализатором Oxford Instruments X-act (ИМинУрО РАН, аналитик И.А. Блинов).

Геохимическое микрокартирование пирита выполнено методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре Agilent 7700х, оборудованном приставкой для лазерной абляции NewWaveResearchUP-213 в Институте минералогии УрО РАН (аналитик Д.А. Артемьев). Микрокарты распределения элементов-примесей получены путем последовательного линейного прожигания поверхности препарата лазерным пучком диаметром 12–30 мкм со скоростью 10–15 мкм/с, с энергией 3–4 Дж/см² и частотой 7 Гц [Артемьев и др., 2017]. Для градуировки и расчета использовались международные стандарты: пресованный сульфид USGS MASS-1 и стекло USGS GSD-1g [Wilson et al., 2002; Johum et al., 2005]. Несущий газ – He 0.6 л/мин и Ar 0.95 л/мин. Расчет проводился в программе Iolitec использованием ⁵⁷Fe в качестве внутреннего стандарта.

Содержания элементов-примесей в пирите получены методом LA-ICP-MS в Тасманийском университете (г. Хобарт, Австралия, аналитики В.В. Масленников, С.П. Масленникова) на лазерном микрозонде NewWaveResearch UP-213, соединенном с масс-спектрометром Agilent 7700 х. Диаметр лазерного пучка составлял 40–60 мкм, частота 5 Гц, энергия на поверхности образца 4–5 Дж/см². Для калибровки использовались стандарты NISTSRM-612, USGSGSD-1g, STDGL-2b2 и др. Подробно методика LA-ICP-MS анализирована в работе [Danyushchevsky et al., 2011].

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Юбилейное медноколчеданное месторождение расположено в 34 км к северу от с. Акъяр (Хайбуллинский район, Башкортостан). Месторождение приурочено к Западно-Магнитогорской палеовулканической зоне, колчеданосные комплексы которой сформировались над палеозойской зоной субдукции восточного падения и принадлежат фронтальной (преддуговой) части энзиматической островодужной системы позднеэмско-раннеэфельского возраста (рис. 1а) [Медноколче-

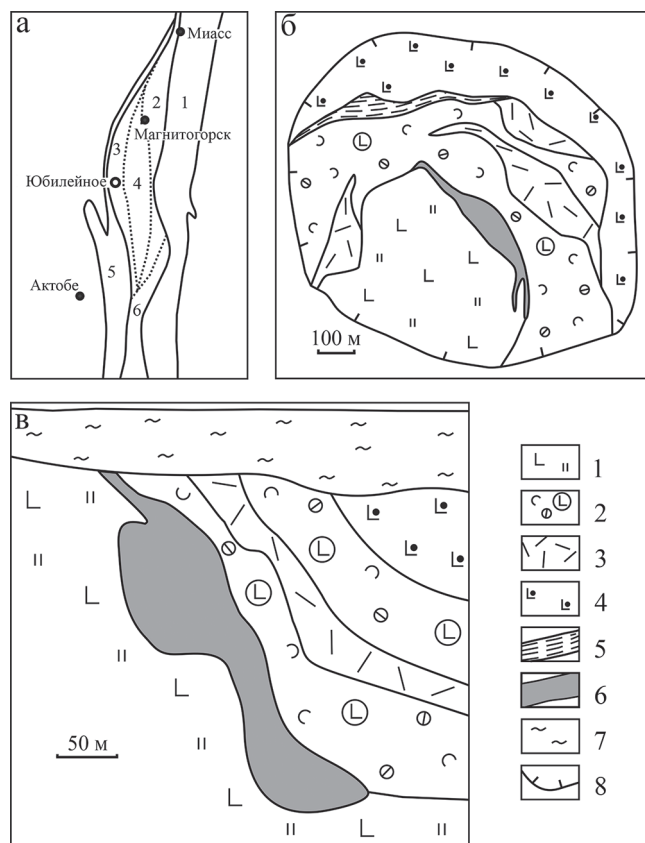


Рис. 1. Позиция Юбилейного месторождения на схеме расположения палеогеодинамических зон Южного Урала (а), схема карьера (б) и геологический разрез Второй рудной залежи (в) [Воробьев и др., 1973].

а: 1 – Восточно-Уральское поднятие, 2 – Восточно-Магнитогорская дуга, 3 – Западно-Магнитогорская дуга, 4 – Сибайский междугорный бассейн, 5 – Сакмарское окраинное море, 6 – Домбаровский задуговой бассейн; б и в: 1 – хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты по базальтам, 2 – гиало-лавакlastиты и лавакlastиты кислых и основных пород, 3 – дациты и риолиты, 4 – андезибазальты, 5 – кремнистые породы, яшмы и вулканомиктовые песчаники, 6 – колчеданные руды, 7 – рыхлые отложения, 8 – контуры карьера.

Fig. 1. Position of Yubileinoe VMS deposit in paleogeodynamic regions of the Southern Urals (a), schema of open pit (б) and geological cross-section of Second ore body (в) [Vorob'ev et al., 1973].

а: 1 – East Uralian uplift, 2 – East Magnitogorsk arc, 3 – West Magnitogorsk arc, 4 – Sibai inter-arc basin, 5 – Sakmara marginal sea, 6 – Dombarovka back arc basin; б and в: 1 – chlorite-sericite-quartz metasomatic rocks, 2 – hyalo-lavaclastites and lavaclastites of dacites, 3 – dacites and rhyolites, 4 – andesibasalt, 5 – siliceous siltstone, jasper and volcanoclastic sandstones, 6 – massive sulfide ore, 7 – unconsolidated deposits, 8 – boundary of open pit.

данные..., 1988; Косарев и др., 2016]. Шесть рудных залежей Юбилейного месторождения локализованы в породах баймак-бурибайской свиты, соот-

ветствующей раннедевонскому начальному циклу островодужного вулканизма (D_1e_2b-br) [Косарев и др., 2014]. Рудоносный комплекс состоит из трех толщ: 1) натриевые базальты умеренно-щелочной серии ($b-br_1^1$); 2) марианит-бонинитовая серия с толеитовым уклоном ($b-br_1^2$); 3) кислые породы, базальты, андезибазальты, андезиты известково-щелочной серии ($b-br_1^3$) [Косарев и др., 2014]. Запасы руд на Юбилейном месторождении достигают 107 млн т, меди – 1655 тыс. т, цинка – 1059 тыс. т. Средние содержания меди в различных промышленных сортах руд на месторождении составляют 0.08–5.74%, цинка – от 0.05 до 3.36%. Основные рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом и сфалеритом. Второстепенными и редкими минералами в рудах являются марказит, пирротин, арсенопирит, галенит, а также блеклые руды, борнит, магнетит, гематит, барит, электрум, самородное золото, аргентит, алтаит, гессит, теллурувисмутит, колорадоит, петцит, волинскит, раклиджит, кервеллеит, колусит, штютцит, калаверит, энаргит, бурнонит и германит [Воробьев и др., 1973ф; Медноколчеданные..., 1988; Викентьев и др., 2011; Целуйко, 2014].

Авторами были изучены кремнистые породы флангов Второй рудной залежи, залегающей на контакте базальтов и вулканитов основного и кислого составов (рис. 16, в). Центральная часть залежи представлена сплошными пористыми серно- и медноколчеданными рудами, пронизанными халькопиритовым штокверком. На выклинках мелко- и крупнообломочные сульфидные отложения переслаиваются с вулканогенно-осадочными породами. В целом рудная залежь может быть реконструирована как сильно разрушенный сульфидный холм [Масленников, 2012].

ПОЗИЦИЯ КОНКРЕЦИЙ В КРЕМНИСТЫХ АЛЕВРОПЕЛИТАХ

Сульфидсодержащие кремнистые алевропелиты в пределах карьера Юбилейного медноколчеданного месторождения распространены на флангах Второй рудной залежи, где они переслаиваются с сульфидными обломочными отложениями и гиалокластическими тейфроидами. Кремнистые алевропелиты сложены чередующимися маломощными (1–20 мм) темно-зелеными хлорит-кварцевыми прослоями с серо-зелеными, темно-серыми и красновато-серыми кремнистыми слоями мощностью 5–30, иногда до 60–70 мм. Текстура пород параллельно-слоистая, слои обычно выдержаны по мощности. Подошва алевропелитов обычно неровная, извилистая, а кровля слоев, наоборот, ровная, имеет резкие переходы в обогащенные хлоритом темно-серо-зеленые слои.

В слоях кремнистых алевропелитов распространена рассеянная сульфидная минерализация, пред-

ставленная преимущественно суб- и эвгедральными метакристаллами пирита размером 0.01–5 мм (рис. 2а). В меньшей степени встречаются округлые и вытянутые конкреции пирита (рис. 2б). В алевропелитах часто можно обнаружить примесь черного хлоритизированного гиалокластического материала изометричной и вытянутой формы размером 0.5–2.0, иногда до 10 мм (см. рис. 2б). Наибольшее развитие конкреции пирита диаметром до 3–4 мм получают в темно-зеленых, насыщенных хлоритом слоях (рис. 2б, в). В отдельных слоях алевропелитов наблюдается, наоборот, концентрирование метакристаллов и конкреций пирита в красновато-серых кремнистых прослоях (рис. 2г).

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ КРЕМНИСТЫХ АЛЕВРОПЕЛИТОВ

Кремнистые алевропелиты Юбилейного месторождения сложены преимущественно аутигенным и кластогенным кварцем и хлоритом. Среди второстепенных минералов в алевропелитах определены рутил, сфен, апатит, слюды, плагиоклаз, эпидот и монацит. Сульфидная минерализация представлена послойной и рассеянной вкрапленностью кристаллов и конкреций пирита. Ядра конкреций и кристаллов сложены микрозернистым (пойкилитовым) диагенетическим пиритом (пирит-Д), содержащим многочисленные включения нерудных минералов. Краевые части пиритовых выделений образованы субгедральным “гладким” катагенетическим и метагенетическим пиритом (пирит-М). В меньшей степени распространены сгустковидные вкрапленники и обособления халькопирита и сфалерита. Редкие минералы сульфидных конкреций и кристаллов представлены гематитом, пирротин, самородным золотом, петцитом, гесситом, теллурувисмутитом, колорадоитом, алтаитом и тетраэдрит-теннантитом.

Пиритовые конкреции размером от 0.5 до 5–7 мм имеют овальную, вытянутую, но чаще сложную форму с извилистыми неровными контурами (рис. 3а). Конкреции отличаются сложным неоднородным строением: в них часто наблюдается чередование зон и пятен субгедрального и микрозернистого пирита. Некоторые конкреции представляют собой срастание нескольких обособлений микрозернистого и субгедрального пирита. Однако в большинстве случаев для конкреций характерно концентрически-зональное строение. Микрозернистый пирит-Д, содержащий многочисленные включения кварца, хлорита, плагиоклаза и гидрослюд, составляет ядро сульфидных конкреций. Детальные исследования пирита-Д выявили наличие в нем мельчайшей (2–5 мкм) вкрапленности галенита, самородного золота и теллуридов Bi, Ag, Au, Hg, Pb. Периферийная часть конкреций состоит из каймы

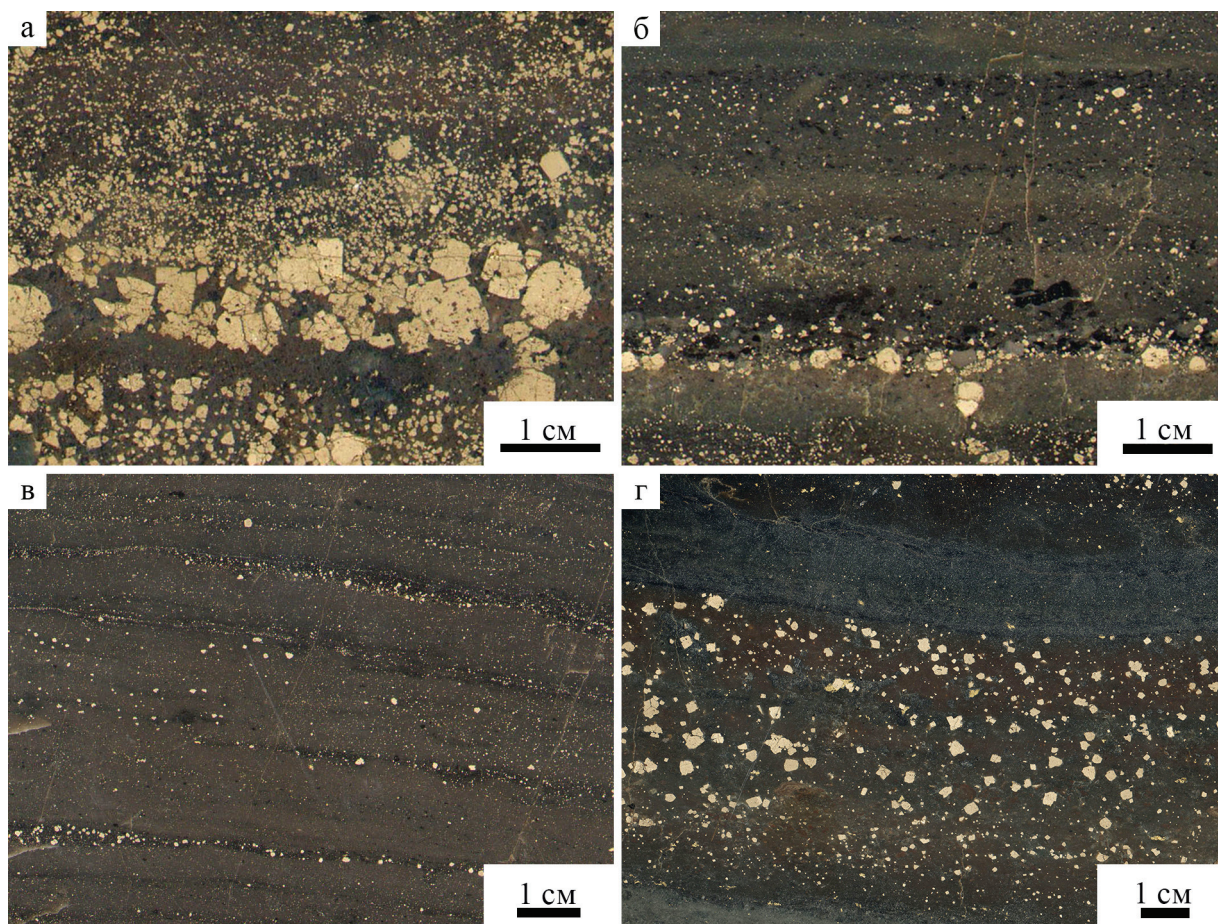


Рис. 2. Фото полированных образцов кремнистых алевропелитов.

а – рассеянная густая вкрапленность пирита в кремнистом слое; б – послойная вкрапленность пирита, ассоциирующая с хлоритизированными гиалокластами; в – послойная пиритовая вкрапленность, сконцентрированная в обогащенных хлоритом слоях; г – рассеянная вкрапленность пирита в серо-коричневом кремнистом алевропелите.

Fig. 2. Photos of polished samples of siliceous siltstone.

а – disseminated inclusions of pyrite in siliceous layer; б – layered inclusions of pyrite, associated with chloritized hyaloclasts; в – layered inclusions of pyrite concentrated in enriched with chlorite layers; г – disseminated inclusions of pyrite in gray-brown siliceous siltstone.

“гладкого” субгедрального пирита-М, практически лишенного включений нерудных минералов. Внутри ядер пирита-Д часто можно наблюдать обломковидные обособления “гладкого” пирита-М, напоминающие брекчиевидную текстуру (см. рис. 3а). По-видимому, подобные обособления пирита-М образовались внутри микрозернистого ядра конкреции при секретионном заполнении крупных пор. В сульфидных конкрециях можно наблюдать прожилки и апофизы пирита-М в пирите-Д. Кайма и прожилки субгедрального пирита-М конкреций часто содержат вкрапленность халькопирита, пирротина, сфалерита, галенита, самородного золота, петцита, гессита, теллуrowисмутита, колорадоита и алтаита.

Кристаллический пирит слагает суб- и эвгедральные, сглаженно-угловатые и угловатые зерна,

образующие рассеянную и послойную вкрапленность. Размер кристаллов пирита обычно выдержан в одном слое и составляет 0.05–0.3 мм, но в некоторых прослоях достигает 2–3 мм и более. Метакристаллы пирита, как и конкреции, имеют характерное зональное строение: ядра зерен сложены микрозернистым пиритом-Д с многочисленными включениями нерудных минералов, а внешняя часть кристаллов состоит из субгедрального пирита-М (рис. 3б). В некоторых случаях наблюдается обратная зональность. Ядро микрозернистого пирита-Д обычно имеет округлую форму, реже встречаются кристаллографические очертания. В процентном соотношении пирит-Д составляет от 20–30 до 70–80% зерна. Однако в некоторых случаях зерна пирита сложены исключительно “гладким” пиритом-М. В пирите-Д центральных

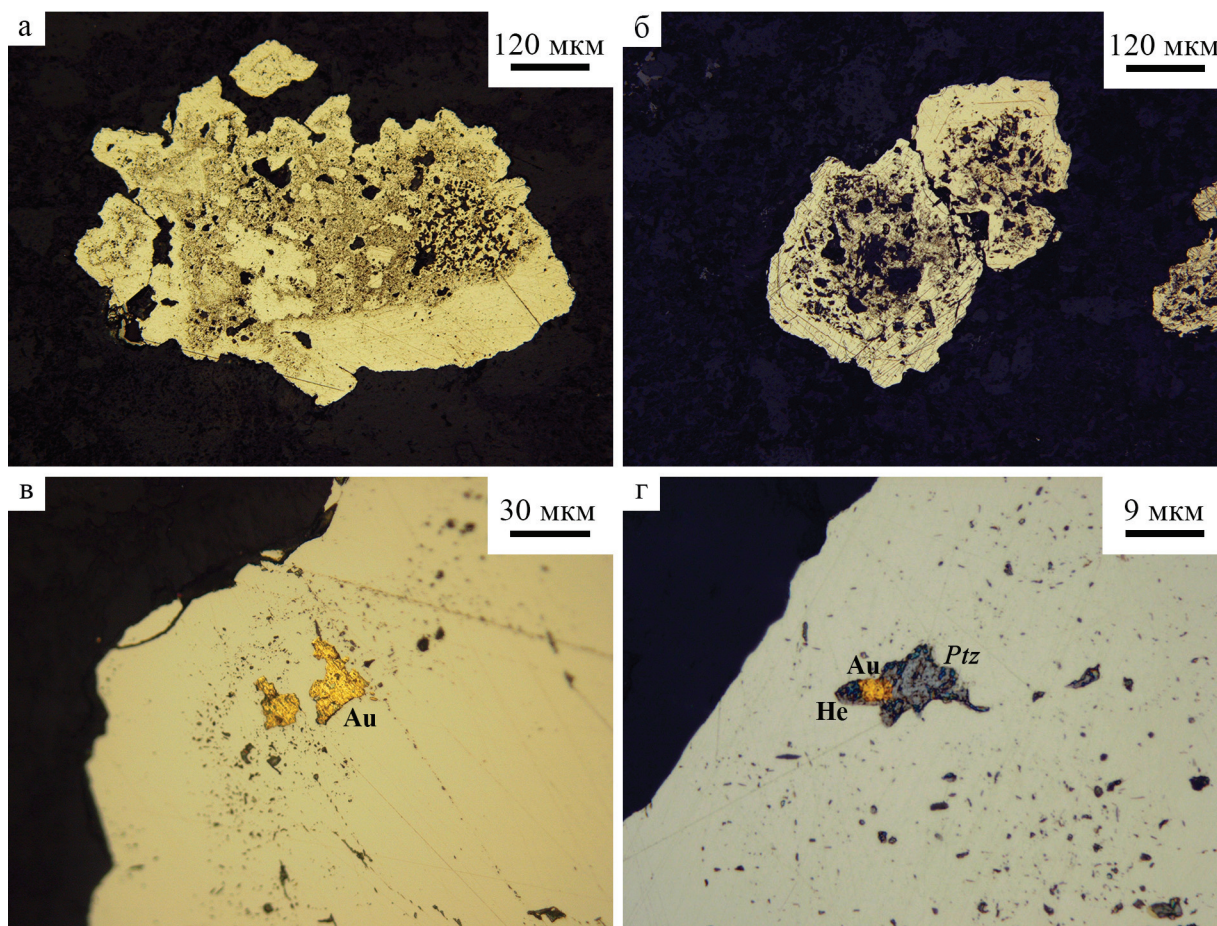


Рис. 3. Микрофотографии минералов конкреций пирита кремнистых алевропелитов.

а – конкреция пирита с брекчиевидными обособлениями “гладкого” пирита-М в центральной части; б – сросток зональных кристаллов пирита; в – вкрапленность самородного золота (Au) в краевой части конкреции пирита; г – сросток петциты (Ptz), самородного золота (Au), гессита (He) в кайме конкреции пирита. Отраженный свет.

Fig. 3. Microphotographs of minerals of pyrite nodules of siliceous siltstone.

а – inclusions of clear pyrite-M in central part of pyrite nodule, б – intergrowth of zonal crystal of pyrite; в – inclusion of native gold (Au) in border part of pyrite nodule; г – intergrowth of petzite (Ptz), native gold (Au) and hessite (He) in fringe of pyrite nodule. Reflected light.

частей зерен обнаруживается вкрапленность халькопирита, сфалерита, пирротина, гематита размером 10–50 мкм. Помимо этого, в микрозернистом пирите-Д распространены включения кварца, хлорита, слюды, плагиоклаза, эпидота и сфена. В редких случаях в пирите-Д можно обнаружить мелкую вкрапленность галенита, самородного золота и теллуридов Bi, Ag, Au, Hg, Pb. Граница между микрозернистым и субгедральным пиритом резкая, без переходных зон. “Гладкий” субгедральный пирит-М каймы зерен имеет кристаллографические контуры, на которых иногда отмечаются мелкие наросты сфалерита и халькопирита. После травления концентрированной HNO_3 в субгедральном пирите-М выявляется прерывистая зональность роста (см. рис. 3б). Среди редких минералов в пирите-М каймы метакристаллов обнаружены

пластинчатые включения теллуровисмутита и галенита, округлые и вытянутые зерна петциты, гессита, колорадоита, встречающиеся в ассоциации с самородным золотом. Вокруг метакристаллов и конкреций пирита нередко каймы параллельношестоватого кварца.

Халькопирит образует вкрапленность и прожилки в пирите-Д и пирите-М, а также оскольчатые, сгустковидные и вытянутые обособления в кремнистой массе размером до 2 мм. В ассоциации с халькопиритом можно обнаружить сростки сфалерита и блеклой руды. *Сфалерит* слагает вкрапленность и прожилки в микрозернистом и субгедральном пирите, халькопирите, иногда образует сегрегации в нерудной матрице.

Второстепенные и редкие минералы в кремнистых алевропелитах представлены гематитом,

галениитом, пирротинном, самородным золотом, тетраэдрит-теннантитом, разнообразными теллуридами висмута, золота, серебра и ртути. Гематит образует мелкие включения размером до 10 мкм в пирите-Д и пирите-М. Пирротин слагает тонкие прожилки и вкрапленность в субгидральном пирите-М, но также распространен внутри ядер микрозернистого пирита-Д. Однако при детальном рассмотрении ядер конкреций заметно, что существенная часть вкрапленности пирротина принадлежит прожилкам “гладкого” пирита-М. Галениит формирует тонкие пластинки в микрозернистом и субгидральном пирите. Самородное золото представлено зернами изометричной, округлой и удлиненной формы размером 10–30 мкм, развитыми преимущественно в краевых частях кристаллов и конкреций пирита (см. рис. 3в). Часть золотин характеризуется относительно низкими содержаниями серебра (9.5–15 мас. %), а другая часть – значительными (21.9–23.6 мас. %) (табл. 1).

Пластинчатые и округлые зерна и сростки теллуридов висмута, гессита, колорадоита, алтаита и петцита размером 5–30 мкм распространены в субгидральном и микрозернистом пирите кристаллов и конкреций (рис. 3г). Химический состав теллуридов близок к стехиометрическому (см. табл. 1). Редкие зерна тетраэдрит-теннантита размером до 20 мкм обнаружены в виде сростков с халькопиритом. Тетраэдрит-теннантит отличается низкой железистостью (26 мас. %), содержит 6.4 мас. % мышьяка и относится к цинковистой разновидности.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПИРИТА

Микротопохимия конкреции пирита

Проведенное геохимическое микрокартирование методом LA-ICP-MS позволило выявить некоторые особенности химической зональности конкреций и кристаллов пирита. Микротопохимия выполнена для конкреции с крупным неоднородным ядром пирита-Д и маломощной каймой субгидрального пирита-М (рис. 4а). Геохимическая микрокарта сульфидной конкреции демонстрирует неоднородное распределение для большинства элементов-примесей (рис. 4, 5). Обогащение конкреции различными химическими элементами имеет как зональное, так и пятнистое распределение. В центральной части сульфидной конкреции, выполненной микрозернистым пиритом-Д, заметно обогащение Pb, Bi, Au, Sb, Ag и Cu, т.е. элементами колчеданной группы (рис. 4б–ж). Этими же химическими элементами в некоторой степени обогащена и наружная кайма субгидрального пирита-М. Участки повышенных содержаний Au и Sb находятся в центральной части ядра пирита-Д (см. рис. 4г, д). Область максимальных концентраций Ag, Pb, Bi и Cu больше по площади и охватывает весь микрозернистый пирит-Д (см. рис. 4б, в, е, ж). Пространственное распределение Au и Ag коррелирует с распределением таких элементов, как Pb, Bi и Sb. На рассмотренных выше рисунках заметны пятна пониженных содержаний элементов-примесей, приуроченные к включениям нерудных минералов

Таблица 1. Химический состав аксессуарных минералов кремнистых алевропелитов Юбилейного месторождения (мас. %)

Table 1. Chemical composition of rare minerals of siliceous siltstone of Yubileynoe VMS deposit (wt %)

№ п.п.	Te	Ag	Au	Bi	Hg	Сумма		Кристаллохимическая формула
1	–	9.8	90.2	–	–	100.0		Au _{0.83} Ag _{0.17}
2	–	12	88	–	–	100.0		Au _{0.80} Ag _{0.20}
3	–	15	85	–	–	100.0		Au _{0.76} Ag _{0.24}
4	–	21.9	78	–	–	99.9		Au _{0.66} Ag _{0.34}
5	–	23.6	75.7	–	–	99.3		Au _{0.64} Ag _{0.36}
6	48.3	–	–	51.7	–	100.0		Bi _{1.96} Te _{3.00}
7	47.0	–	–	53.0	–	100.0		Bi _{2.06} Te _{3.00}
8	37.1	62.6	–	–	–	99.7		Ag _{1.98} Te _{1.00}
9	39.2	–	–	–	60.5	99.7		Hg _{0.98} Te _{1.00}
10	33.7	42.3	24.0	–	–	100.0		Au _{0.92} Ag _{2.97} Te _{2.00}
11	33.9	42.4	23.7	–	–	100.0		Au _{0.91} Ag _{2.96} Te _{2.00}
	Fe	Cu	Zn	Sb	As	S	Сумма	
12	2.15	39.5	7.2	19.7	6.4	25.8	100.8	Cu _{10.03} (Fe _{0.62} Zn _{1.79}) _{2.41} (As _{1.38} Sb _{2.61}) _{3.99} S ₁₃

Примечание. 1–5 – самородное золото, 6–7 – теллуридовисмутит, 8 – гессит, 9 – колорадоит, 10–11 – петцит, 12 – тетраэдрит-теннантит. Анализы выполнены на сканирующем электронном микроскопе TescanVega 3 sbu (ИМинУрО РАН, аналитик И.А. Блинов). Прочерк – значения ниже предела обнаружения.

Note. 1–5 – native gold, 6–7 – tellurobismuthite, 8 – hessite, 9 – coloradoite, 10–11 – petzite, 12 – tetrahedrite-tennantite. Electron microprobe analyses were performed a Tescan Vega 3 sbu (Institute of Mineralogy UB RAS, analyst I.A. Blinov). Dash – the values are below receptiveness.

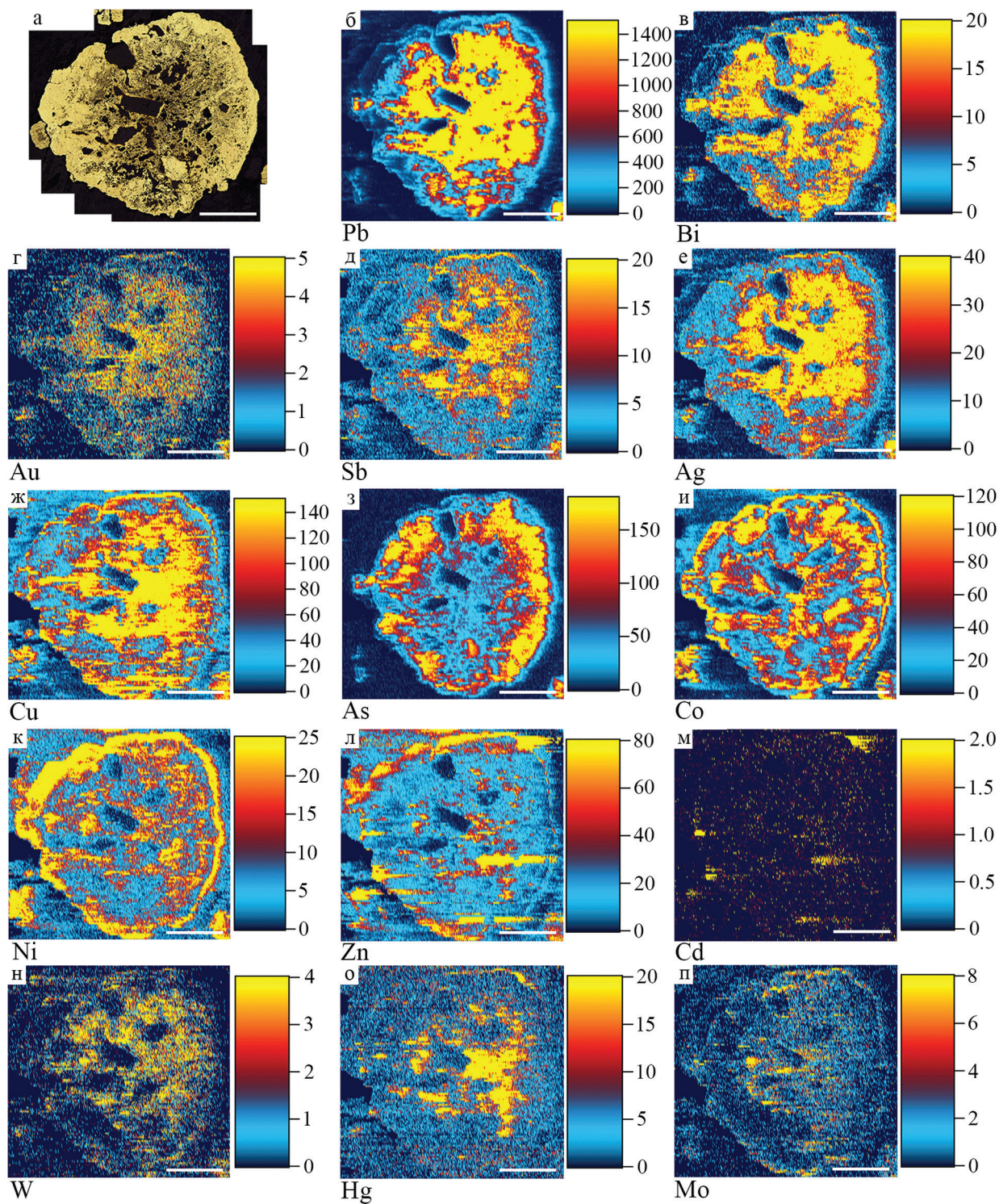


Рис. 4. Геохимические микрокарты распределения химических элементов, сконцентрированных в микрозернистом ядре пирита-Д конкреции.

а – микрофотография конкреции, б–п – геохимические микрокарты распределения химических элементов по данным LA-ICP-MS анализа. Цветная шкала отражает интенсивность элемента в секунду (CPS). Масштабная линия – 1 мм.

Fig. 4. Geochemistry micromaps of distribution of the chemical elements, accumulation in micrograin pyrite-D of nodule.

а – microphoto of nodule, б–п – geochemistry micromaps of distribution of the chemical elements by LA-ICP-MS data. The color scale reflects the intensity of the elements per second (CPS). Scale bar is 1 mm.

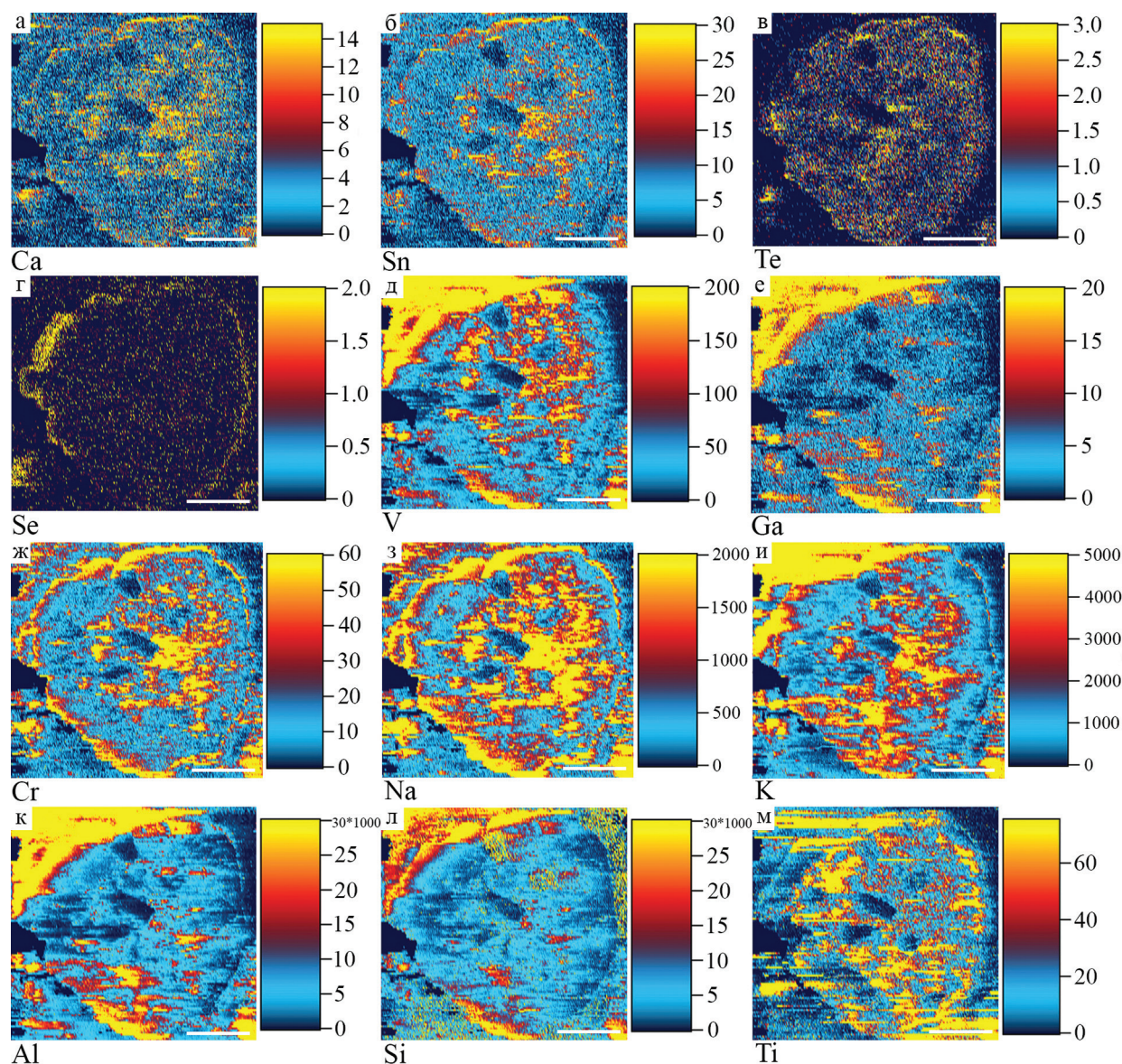


Рис. 5. Геохимические микрокарты распределения элементов, сконцентрированных в субгедральной кайме конкреции пирита-М и хлорит-кварцевой цементирующей массе.

а–м – геохимические микрокарты распределения химических элементов по данным LA-ICP-MS анализа. Цветная шкала отражает интенсивность элемента в секунду (CPS). Масштабная линия – 1 мм.

Fig. 5. Geochemistry micromaps of distribution of the elements, accumulation in subhedral pyrite-M and chlorite-quartz cementing mass of nodule.

а–м – geochemistry micromaps of distribution of the chemical elements by LA-ICP-MS data. The color scale reflects the intensity of the elements per second (CPS). Scale bar is 1 mm.

и прожилкам субгедрального пирита-М, развитым в пирите-Д.

Участки максимальных содержаний As располагаются в периферийной части ядра пирита-Д и захватывают значительную часть каймы пирита-М (см. рис. 4з). Распределение As в значительной степени отличается от распределения сурьмы, сконцентрированной в центральной части ядра конкре-

ции. Примечательно, что для As и Au не характерна пространственная корреляция, хотя именно с этими элементами связан гетеровалентный изоморфизм в дисульфидидах железа [Масленников и др., 2017а]. Распределение примесей Co и Ni в пирите крайне неравномерное (рис. 4и, к). Для микрозернистого пирита-Д характерно пятнистое распределение примесей Co и Ni, а кайма пирита-М равномерно

обогащена этими элементами-примесями. Расположение зон и пятен повышенных концентраций Co и Ni во многом совпадают, но при этом никелем обогащена большая площадь каймы конкреции.

Пятна повышенных содержаний Zn наблюдаются в микрозернистом ядре и кайме конкреции (рис. 4л). Теллур распределен в конкреции довольно равномерно: небольшие пятна повышенных содержаний находятся как в ядре, так и кайме пирита (см. рис. 5в). Области высоких концентраций элементов нерудных минералов, таких как Al и Si, располагаются в нерудной матрице, окружающей сульфидную конкрецию (см. рис. 5к, л). Отдельные пятна повышенных концентраций Al и Si в микрозернистом пирите отвечают включениям кварца и алюмосиликатов. Для Ti характерен пятнистый характер распределения, наблюдаемый как в конкреции, так и в нерудной матрице и связанный, очевидно, с микровключениями рутила и сфена (см. рис. 5м).

Микротопохимия метакристалла пирита

Микротопохимия метакристалла пирита рассмотрена на примере зерна с хорошо выраженным зональным строением (рис. 6а). Микрозернистый пирит-Д развит в центральной части кристалла. Субгедральный пирит-М занимает периферийную зону метакристалла и обрастает пирит-Д. Несмотря на сходное с пиритовой конкрецией строение метакристалла пирита, характер распределения химических элементов в нем несколько различается. Как и в конкреции, зона повышенных концентраций Pb и Bi в кристалле повторяет контуры ядра пирита-Д (рис. 6б, в). На месте прожилков субгедрального пирита-М содержания Pb и Bi закономерно падают. Содержания Au, Ag и Cu совмещены в пространстве и распределены в виде узкой зоны в субгедральном пирите-М краевой части кристалла пирита (рис. 6г, е, ж). Пятна высоких концентраций примеси Cu в микрозернистом пирите-Д, вероятно, связаны с вкрапленностью халькопирита (см. рис. 6ж). Участки повышенных содержаний As и Sb в кристалле пирита, в отличие от конкреции, сосредоточены вдоль внешней границы пирита-М (рис. 6д, з). Участки повышенных содержаний Co и Ni расположены преимущественно в микрозернистом пирите-Д, а также в нерудной матрице (рис. 6и, к). Как и для конкреции, для внешней части каймы субгедрального пирита-М характерно обогащение Co и Ni. Области повышенных концентраций Zn находятся в кайме субгедрального пирита (см. рис. 6л).

Для кристалла пирита характерна пространственная корреляция Te с концентрациями Pb и Bi, связанная с галенит-теллуридной ассоциацией (рис. 7в). Примеси Al и Mg сконцентрированы в микрозернистом пирите-Д ядра метакристалла и в

значительной степени в нерудной матрице кремнистого алевропелита (рис. 7к, л). Пятнистое распределение Ti связано с включениями сфена и рутила в нерудной массе и в пирите-Д (рис. 7м).

Содержание элементов-примесей в пирите конкреций и метакристаллов

В отличие от данных геохимического картирования точечные LA-ICP-MS анализы дают количественную оценку вариаций содержаний элементов-примесей в разновидностях пирита кремнистых алевропелитов (табл. 2). Микрозернистый пирит-Д сильно неоднороден по содержанию элементов-примесей. Обособленную группу составляют микрозернистый пирит-Д с высокими концентрациями Te, Bi, Au и Ag, связанными с вкрапленностью самородного золота и теллуридов (пирит-Д-1). Микрозернистый пирит без вкрапленности редких минералов обеднен присущими им элементами-примесями, но при этом обладает значительными содержаниями As (пирит-Д-2).

Субгедральный пирит-М периферийных зон конкреций и кристаллов характеризуется крайне варьирующими содержаниями ряда химических элементов (см. табл. 2). Пирит-М с включениями самородного золота, теллуридов и нерудных минералов отличается от аналогичного пирита повышенными концентрациями большинства элементов-примесей (анализ пирит-М-1). Небольшая часть анализов пирита-М, с повышенными содержаниями Mn, As и обедненная всеми остальными элементами, характеризует пирит-М-2 без включений нерудных и акцессорных минералов (см. табл. 2). В целом отмечается некоторое истощение элементами-примесями обеих разновидностей субгедрального пирита-М по сравнению с микрозернистым пиритом-Д.

Au–Ag. Микрозернистый пирит-Д-1 с вкрапленностью редких минералов характеризуется высокими содержаниями Au (7–63) и Ag (24–181 г/т). Более значительные вариации концентраций Au (0.04–92) и Ag (0.1–288 г/т) обнаружены в пирите-М-1. На порядки меньше Au и Ag содержится в обедненных большинством элементов-примесей разновидностях пирита-Д-2 и пирита-М-2 (см. табл. 2). Повышенные содержания элементов благородных металлов в разновидностях пирита, очевидно, связаны с вкрапленностью самородного золота, электрума, петцита и гессита. На диаграммах содержаний Au–Ag фигуративные точки разновидностей субгедрального и микрозернистого пирита демонстрируют отчетливую прямую зависимость (рис. 8а). Большой разброс точек пирита-М на графике отчетливо отражает неоднородность в распределении Au и Ag в данном типе пирита.

Bi–Te. Максимальные концентрации висмута и теллура зафиксированы в микрозернистом

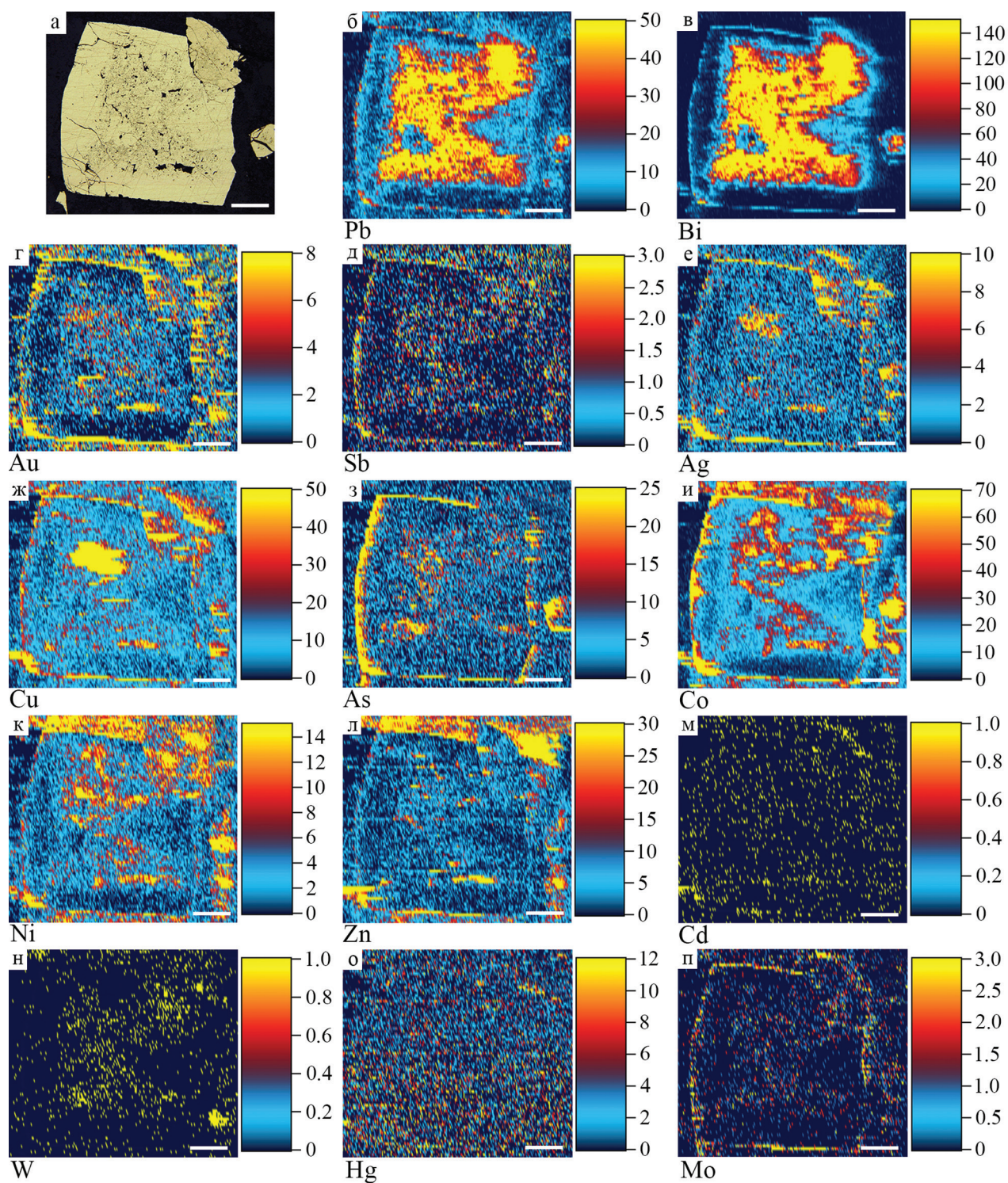


Рис. 6. Геохимические микрокарты распределения элементов в срезе метакристалла пирита кремнистых алевропелитов.

а – микрофотография кристалла, б–п – геохимические карты распределения элементов по данным LA-ICP-MS анализа. Цветная шкала отражает интенсивность элемента в секунду (CPS). Масштабная линия – 0.1 мм.

Fig. 6. Geochemistry micromaps of distribution of the elements in cross section of pyrite metacrystal of siliceous siltstone.

а – microphoto of crystal, б–п – geochemistry micromaps of distribution of the elements by LA-ICP-MS data. The color scale reflects the intensity of the elements per second (CPS). Scale bar is 0.1 mm.

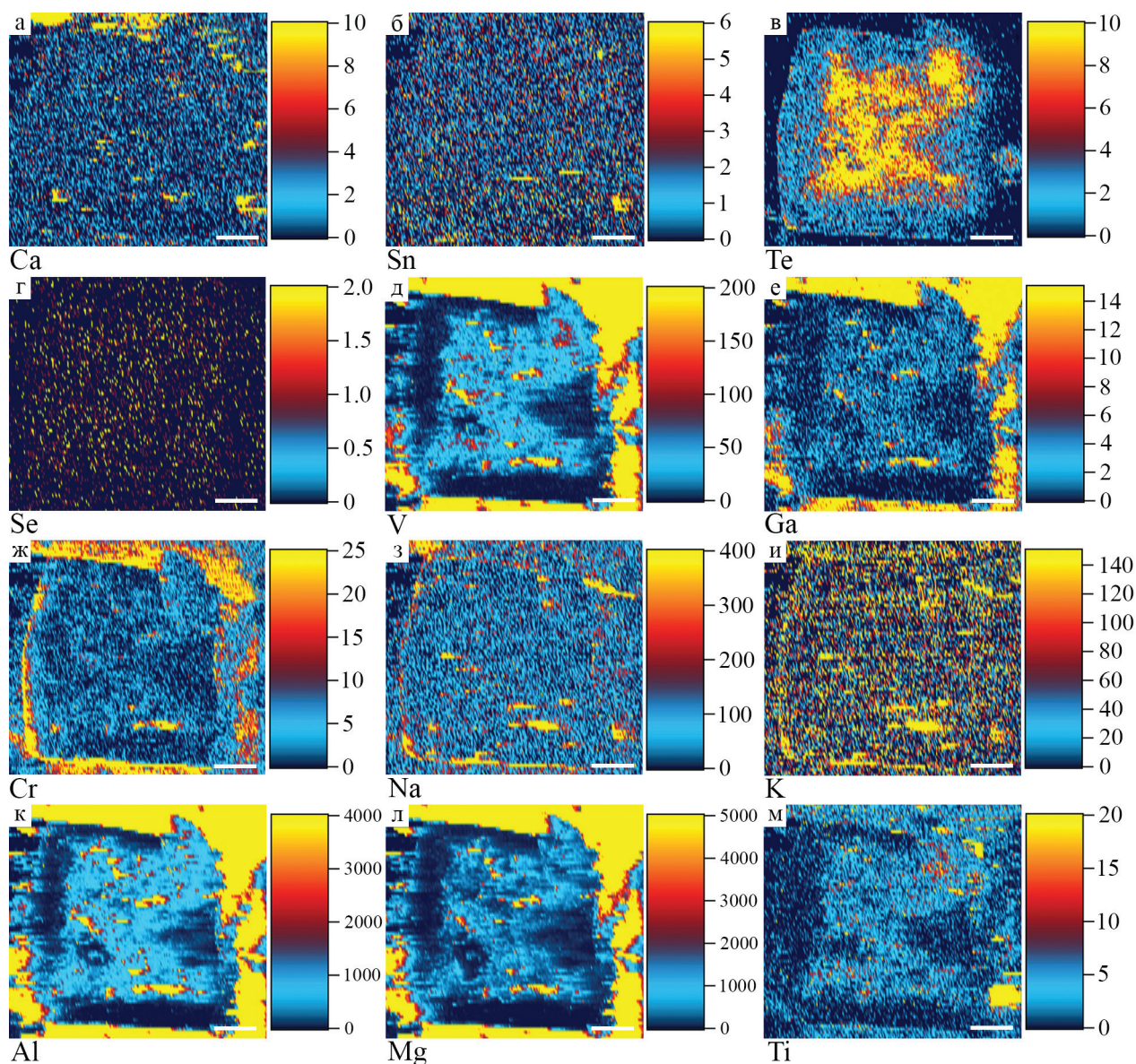


Рис. 7. Геохимические микрокарты распределения элементов в срезе метакристалла пирита кремнистых алевропелитов.

а – микрофотография кристалла, б–м – геохимические карты распределения химических элементов по данным LA-ICP-MS анализа. Цветная шкала отражает интенсивность элемента в секунду (CPS). Масштабная линия – 0.1 мм.

Fig. 7. Geochemistry micromaps of distribution of the elements in cross section of pyrite metacrystal of siliceous siltstone.

а–м – geochemistry micromaps of distribution of the chemical elements by LA-ICP-MS data. The color scale reflects the intensity of the elements per second (CPS). Scale bar is 0.1 mm.

пирите-Д. В обогащенной теллуридами разновидности пирита-Д-1 содержания Te (322–2240 г/т) и Bi (83–604 г/т) несколько больше, чем в пирите-М-1 (см. табл. 2).

Минимальные содержания Te (2.1–23) и Bi (0.06–2.7 г/т) характерны для пирита-М-2, не содержащего включений теллуридов. В пирите-Д-2 фиксируются относительно высокие концентрации

теллура (20–229) и висмута (6.8–64 г/т). На графике в координатах Te–Bi фигуративные точки микрозернистого пирита-Д находятся в прямой зависимости (рис. 86). На графиках Te–Bi две группы субгидрального пирита-М образуют две обособленные области, на которых заметно обеднение элементами-примесями пирита-М по сравнению с пиритом-Д (см. рис. 86). Пониженные concentra-

Таблица 2. Химический состав пирита кремнистых алевропелитов Юбилейного месторождения по данным LA-ICP-MS (г/г, Fe в мас.%)

Table 2. Chemical composition of various types pyrite of siliceous siltstone of Yubileynoe VMS deposit according to LA-ICP-MS (ppm, Fe content in wt %)

Типы пирита		Mg	Si	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co
Пирит-М-1 (n = 20)	ср	115	464	18	16	2.0	2.1	46.5	80
	σ	133	463	27	34	3.1	3.1	0	61
	мин	1.0	100	0.1	0.01	0.1	1.0	46.5	17
	макс	405	1460	89	135	8.2	8.2	46.5	194
Пирит-М-2 (n = 5)	ср	252	1603	1.4	3.3	1.7	52	46.5	3.7
	σ	386	2973	1.3	5.2	2.3	85	0	6.6
	мин	52	100	0.1	0.4	0.1	6.1	46.5	0.2
	макс	940	6893	3.4	13	5.2	204	46.5	16
Пирит-Д-1 (n = 6)	ср	2779	9650	188	77	17.3	309	46.5	140
	σ	3300	7122	190	55	10.8	231	0	197
	мин	636	1898	13	13	2.8	121	46.5	9.3
	макс	8927	18167	486	135	31.6	746	46.5	528
Пирит-Д-2 (n = 6)	ср	1952	5576	276	66	16.9	378	46.5	63
	σ	1519	4726	154	44	9.7	180	0	69
	мин	563	1972	27	12	3.9	145	46.5	2.9
	макс	4302	14224	466	108	29.0	676	46.5	164
Типы пирита		Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag	Sn
Пирит-М-1 (n = 20)	ср	16	25	6.6	101	143	0.3	51	0.02
	σ	19	33	12	114	54	0.7	71	0.04
	мин	4.3	1.0	1.0	4.6	53	0.01	0.1	0.01
	макс	81	92	52	422	273	2.8	288	0.1
Пирит-М-2 (n = 5)	ср	12	3.7	7.9	3158	16	0.7	1.2	0.03
	σ	23	2.0	12	3140	29	1.1	1.4	0.03
	мин	0.3	1.0	2.1	8.0	1.0	0.01	0.2	0.01
	макс	53	6.4	29	7246	66	2.4	3.7	0.1
Пирит-Д-1 (n = 6)	ср	52	471	50	569	93	1.9	79	0.1
	σ	52	853	43	642	59	2.5	69	0.1
	мин	14	29	20	116	17	0.3	24	0.01
	макс	144	2198	132	1764	155	6.9	181	0.2
Пирит-Д-2 (n = 6)	ср	46	141	45	1544	22	1.6	5.3	0.2
	σ	37	95	30	1179	12	1.5	2.7	0.1
	мин	12	23	17	588	9.6	0.4	1.4	0.01
	макс	99	251	92	3755	45	4.2	8.7	0.4
Типы пирита		Sb	Te	W	Au	Tl	Pb	Bi	U
Пирит-М-1 (n = 20)	ср	0.4	826	0.2	17	0.004	68	47	0.02
	σ	0.7	714	0.4	22	0.005	17	51	0.04
	мин	0.01	180	0.01	0.04	0.001	0.1	0.1	0.001
	макс	2.1	2376	1.7	92	0.02	336	163	0.1
Пирит-М-2 (n = 5)	ср	1.7	8.4	0.01	1.1	0.01	45	1.1	0.001
	σ	2.5	8.6	0.01	1.4	0.01	47	1.3	0.001
	мин	0.01	2.1	0.01	0.04	0.001	2.6	0.06	0.001
	макс	6.1	23	0.01	3.3	0.03	100	2.7	0.002
Пирит-Д-1 (n = 6)	ср	4.5	883	0.7	29	0.02	593	216	0.6
	σ	4.7	721	0.5	22	0.02	368	201	1.0
	мин	0.2	322	0.1	7.0	0.001	172	83	0.05
	макс	11	2240	1.2	63	0.05	1109	604	2.7
Пирит-Д-2 (n = 6)	ср	9.7	154	0.6	2.3	0.03	654	37	0.4
	σ	4.1	72	0.3	1.8	0.2	294	23	0.3
	мин	3.2	20	0.02	0.3	0.001	108	6.8	0.2
	макс	16	229	0.9	5.3	0.06	1008	64	0.9

Примечание. В скобках указано количество анализов (n). LA-ICP-MS анализы выполнены в Тасманийском университете (г. Хобарт, Австралия). Аналитики: В.В. Масленников, С.П. Масленникова.

Note. Number of analyses shown in brackets (n). LA-ICP-MS analyses were performed in University of Tasmania (Hobart, Tasmania). Analysts V.V. Maslennikov, S.P. Maslennikova.

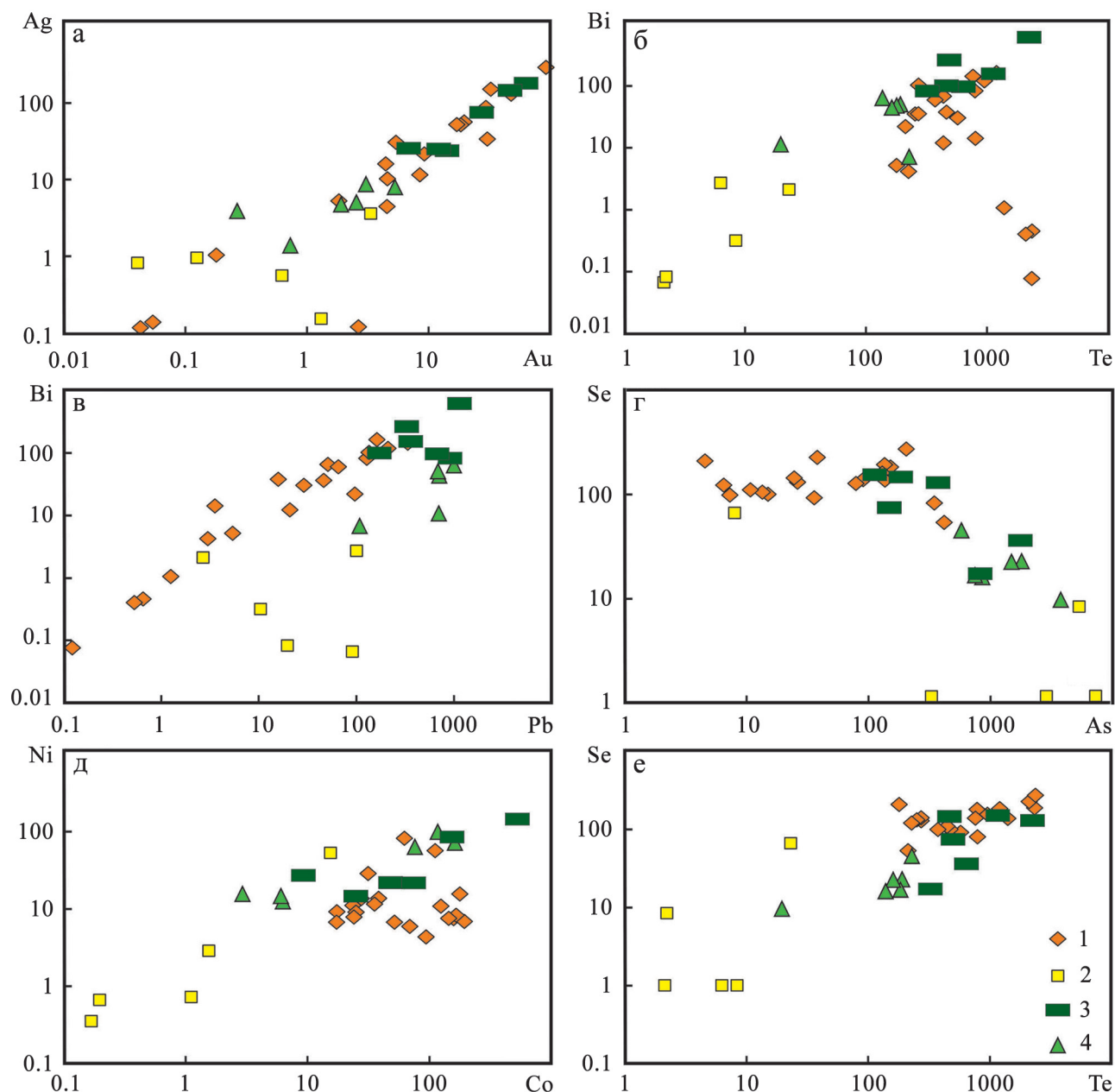


Рис. 8. Диаграммы содержаний Au–Ag, Te–Bi, Pb–Bi, As–Se, Co–Ni, Te–Se в разновидностях пирита по данным ЛА-ИСП-МС анализов (г/т).

1 – субгедра́льный пирит-М-1, 2 – субгедра́льный пирит-М-2, 3 – микрозернистый пирит-Д-1, 4 – микрозернистый пирит-Д-2.

Fig. 8. The correlation diagrams Au–Ag, Te–Bi, Pb–Bi, As–Se, Co–Ni, Te–Se in various type of pyrite by LA-ICP-MS data (ppm).

1 – subhedral pyrite-M-1, 2 – subhedral pyrite-M-2, 3 – micrograin pyrite-D-1, 4 – micrograin pyrite-D-2.

ции висмута в пирите-М-2 и характерная для него обратная зависимость Bi и Te могут указывать на различную ассоциацию теллуридов в пирите-М и пирите-Д.

Pb. Минимальные содержания свинца (до 336 г/т) определены в субгедральном пирите-М

(см. табл. 2). На порядок более высокие концентрации Pb характерны для пирита-Д-1 (172–1109 г/т) и пирита-Д-2 (108–1008 г/т). На графике Pb–Bi точки анализов пирита-М образуют две отдельные области, на которых заметно обеднение свинцом в сравнении с пиритом-Д (рис. 8в).

As–Se. Повышенные содержания As характерны для разновидностей пирита-Д-2 (588–3755) и пирита-М-2 (8–7246 г/т) без вкрапленности теллуридов и самородного золота. В обогащенном Те, Вi, Au и Ag пирите-Д-1 и пирите-М-1, наоборот, наблюдаются высокие концентрации Se (см. табл. 2). На диаграмме As–Se для пирита-Д отчетливо наблюдается обратная зависимость, а для субгедрального пирита-М какая-либо явная корреляция не характерна (см. рис. 8г). На графике содержаний Те–Se фигуративные точки пирита-Д и пирита-М-1 располагаются в слабой прямой зависимости и отличаются близкими концентрациями Se и Те (см. рис. 8е). Пирит-М-2 обеднен как селеном, так и теллуром.

Cu–Zn. Микрозернистый пирит-Д характеризуется наибольшими концентрациями Cu (до 2198) и Zn (до 132 г/т), связанными, очевидно, с вкрапленностью халькопирита и сфалерита. В разновидностях пирита-М содержания меди и цинка минимальны и не превышают 92 и 52 г/т соответственно.

Co–Ni. На геохимических микрокартах распределения кобальта и никеля бросается в глаза неоднородность их распределения, наблюдаемая как в пирите-Д, так и в пирите-М. Точечные LA-ICP-MS анализы демонстрируют близкие содержания Ni (в среднем от 16 до 52 г/т) во всех изученных разновидностях пирита (см. табл. 2). Максимальные концентрации Co (9.3–528 г/т) характерны для пирита-Д-1, а минимальные (0.2–16 г/т) – для мышьяковистого пирита-М-2. На графике содержаний Co–Ni группы пирита-Д и пирита-М образуют пересекающиеся области, не показывающие какую-либо корреляцию между этими элементами (см. рис. 8д).

Sb. Максимальные концентрации сурьмы характерны для пирита-Д-2 (3.2–16) и пирита-Д-1 (0.2–11 г/т). В субгедральном пирите-М содержания Sb немного меньше и не превышают 6.1 г/т (см. табл. 2). Примесь Sb может быть связана с вкрапленностью галенита и блеклых руд.

Si–Mg. Наиболее высокие средние содержания кремния и магния, в несколько тысяч г/т, зафиксированы в пирите-Д (см. табл. 2). На порядок меньшие концентрации этих же элементов характерны для пирита-М. Существенные вариации содержания Mg и Si в различных зонах конкреций и метакристаллов пирита вызваны неравномерным распределением включений кварца и алюмосиликатов.

Mn, Ti и V. Главным концентратором марганца – характерной примеси низкотемпературного пирита – выступают разновидности пирита-Д (в среднем 378 и 309 г/т). В пирите-М содержания Mn на один-два порядка меньше (см. табл. 2). Многочисленные включения нерудных минералов, в том числе рутила и сфена, в микрозернистом пирите-Д обусловили в нем высокие содержания Ti (до 486 г/т). Очищенный от пойкилитов пирит-М отличается

ся пониженными концентрациями Ti (до 89 г/т). Максимальные содержания примеси V характерны для обогащенных теллуридами разновидностей пирита-Д (13–135) и пирита-М (0.01–135 г/т), а также мышьяковистого пирита-Д (12–108 г/т).

Cr. Повышенные содержания литогенной примеси хрома отмечаются в микрозернистом пирите-Д-1 (2.8–31.6) и пирите-Д-2 (3.9–29 г/т). В разновидностях субгедрального пирита-М содержания Cr достигают всего лишь 8.2 г/т (см. табл. 2). Обогащение хромом пойкилитового ядра конкреции пирита, вероятно, связано с его вхождением в состав включений алюмосиликатов.

Sn. Концентрации еще одного литогенного компонента – олова – крайне малы в исследованных разновидностях пирита. В пирите-Д содержания Sn достигают только 0.4 г/т, а в субгедральном пирите-М не превышают 0.1 г/т (см. табл. 2).

Tl. Несмотря на вкрапленность концентрирующего в себе таллий галенита, в пирите-Д зафиксированы крайне низкие содержания таллия (0.001–0.06 г/т). Аналогичные низкие концентрации характерны и для пирита-М (0.001–0.03 г/т).

W. Содержания литогенной примеси вольфрама в разновидностях пирита-Д (0.02–1.2 г/т) и пирита-М (0.01–1.7 г/т) варьируют незначительно.

Mo. Максимальные концентрации гидрогенной примеси молибдена характерны для пирита-Д (до 6.9 г/т). В субгедральном пирите-М содержания Mo не превышают 2.8 г/т (см. табл. 2). Повышенные концентрации Mo в микрозернистом пирите-Д могут свидетельствовать в пользу участия морской воды в его формировании [Butler, Nesbitt, 1999].

U. Повышенные содержания урана характерны для пойкилитового пирита-Д (до 2.7 г/т). В пирите-М зафиксированы его незначительные концентрации (0.1 г/т).

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АССОЦИИИ

Методом максимального корреляционного пути по матрице коэффициентов корреляции [Смирнов, 1981] для пойкилитового пирита-Д и субгедрального пирита-М определены минералого-геохимические ассоциации (табл. 3).

Для пирита-Д выявлено шесть геохимических ассоциаций. Первая ассоциация – Au, Ag, Вi и Те – связана с вкрапленностью самородного золота и теллуридов висмута. Вторая ассоциация представлена устойчивой парой Cu и U, отражающей пространственную корреляцию прожилков халькопирита и пойкилитов нерудных минералов в ядре пирита-Д. Третья ассоциация (Co + Ni + Tl) характеризует изоморфную примесь элементов в пирите. Цинк и свинец в четвертой ассоциации находятся вместе с Mg, Mo, Mn и Ti. Данная связь указывает на наличие включений сфалерита и галени-

Таблица 3. Ассоциации химических элементов в разновидностях пирита конкреций и метакристаллов кремнистых алевропелитов Юбилейного месторождения**Table 3.** Chemical element assemblages in various types of pyrite nodules and metacrystals of siliceous siltstone of Yubileynoe VMS deposit

Минерал	Ассоциации
Пирит-Д	I(Au+Ag+Bi+Te) + II(Cu+U) + III(Co+Ni+Tl) + IV(Mg+Mo+Zn+Mn+Ti+Pb) + V(W+V+Sn) + Cr – VI(Sb+As) – Si – Se
Пирит-М	I(W+V+U+Ti+Bi+Pb+Cr+Cu) + Sn – Mo + II(As+Sb) – III(Mn+Mg+Si) + Zn – IV(Tl+Ni) – V(Co+Te+Se) – VI(Ag+Au)
Пирит-Д + пирит-М	I(Au+Ag) – II(Bi+Cu+U) + III(Pb+Ti+Mn+Mg+Zn) + IV(Cr+V+W+Sn) + V(Mo+Tl+Ni+Co) + VI(Te+Se) – Si – VII(Sb+As)

та в пирите-Д, обогащенном элементами гидрогенной (Mo) и гиалокластогенной (Mg, Mn, Ti) группы. Пятая ассоциация еще раз демонстрирует концентрацию литогенных (W + V + Sn) элементов в пойкилитовом пирите-Д. Устойчивая пара Sb и As в шестой ассоциации связана с вкрапленностью блеклых руд, не зафиксированной нами при микронзондовом изучении пирита. Неясным остается отсутствие каких-либо связей Si с другими элементами, несмотря на многочисленные включения кварца в пирите-Д.

Первая характерная для пирита-М ассоциация (W + V + U + Ti + Bi + Pb + Cr + Cu) доказывает пространственное совмещение включений нерудных минералов и вкрапленности галенита и халькопирита (см. табл. 3). Примесь висмута, несмотря на наличие теллуридов висмута в пирите-М, скорее всего, связана с галенитом. Вторая ассоциация отражает наличие в субгедральном пирите-М вкрапленности блеклых руд. Третья ассоциация характеризует включения алюмосиликатов в пирите-М. Четвертая ассоциация, а также отсутствие значимой связи между Co и Ni демонстрирует наблюдаемую на микрокартах разобщенность в распределении этих элементов в кайме пирита-М. Пятая ассоциация отражает изоморфное вхождение Co, Te и Se в состав пирита. Шестая ассоциация свидетельствует о наличии в пирите-М вкрапленности самородного золота.

Методом максимального корреляционного пути по всей выборке LA-ICP-MS анализов пирита были выявлены общие минералого-геохимические ассоциации элементов-примесей (см. табл. 3). Первая ассоциация отражает характерную для обоих типов пирита устойчивую связь между Au и Ag. Вторая ассоциация указывает на взаимосвязь Bi, Cu и U. Эти элементы хорошо коррелируют друг с другом в обеих разновидностях пирита, что может свидетельствовать о пространственной связи между прожилками халькопирита и минералами висмута. Минеральная форма урана нами не была обнаружена, но, вероятно, представлена уранинитом. Третья группа элементов связана с характерной для пирита-Д ассоциацией галенита, сфалерита и не-

рудных минералов. Четвертая ассоциация показывает устойчивую концентрацию литогенных элементов (Cr, V, W, Sn) во всех разновидностях пирита конкреций и метакристаллов. Пятая и шестая ассоциации характеризуют изоморфную примесь элементов-примесей в пирите. Неясным остается отсутствие корреляции между Te и Bi – характерными элементами теллуридов. Устойчивая ассоциация Sb и As, наблюдаемая в обоих типах пирита, связана с вкрапленностью блеклых руд.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные данные дают нам возможность понять некоторые особенности роста и геохимической эволюции сульфидной минерализации. Кремнистые слои флангов Юбилейного месторождения содержат многочисленные конкреции, эвгедральные кристаллы и сегрегации пирита, не несущие признаков кластогенного происхождения. Подобные сульфидсодержащие кремнистые породы могли появиться при смешении мельчайших сульфидных частичек с фоновыми осадками. Принято считать, что главенствующую роль в процессе преобразования подобных пород играет диагенез [Масленников, 2006]. Предполагается, что изученные аутигенные конкреции и эвгедральные метакристаллы пирита формировались в несколько последовательных стадий.

Роль литогенеза в формировании сульфидных конкреций

Породы флангов рудной залежи, содержащие конкреции и метакристаллы пирита, сформированы из сульфидного, вулканогенного и гиалокластического материала, поступающего из разрушающихся сульфидных холмов и вулканических построек. Открытые для поступления морской воды сульфидные обломки в первую очередь подверглись процессу гальмиролиза. Гальмиролизом называется совокупность процессов механического, химического и биохимического преобразования осадков на поверхности дна при взаимодей-

ствии их с морской водой [Hummel, 1922]. Предполагается, что гальмиролиз может протекать и ниже поверхности осадка в зоне влияния морских вод [Фербридж, 1971]. Признаки гальмиролиза появляются после длительного взаимодействия осадка с океанской водой либо благодаря крайней химической несовместимости компонентов осадка с морской водой (сульфиды, гиалокласты). Гальмиролиз и растворение мелких рудокластов в верхней части сульфидно-гиалокластитовых слоев происходили в окислительных кислых условиях [Масленников и др., 2017a]. Миграция обогащенных поровых растворов в нижнюю бескислородную часть слоев, с восстановительными субнейтральными условиями среды, приводила к формированию насыщенных элементами-примесями конкреций пирита-Д. Растворяющиеся в стадии гальмиролиза сфалерит-халькопирит-пиритовые рудокласты с включениями теллуридов и самородного золота во многом предопределили геохимическую специализацию пиритовых конкреций. В первую очередь растворению подвергались обломки колломорфного и тонкозернистого пирита, их место занимали сегрегации псевдоморфного халькопирита. Происходило насыщение иловых растворов элементами-примесями, характерными для исходных рудокластов. Вулканические стекла в стадию гальмиролиза замещались смектитами [Maslennikov et al., 2012].

Дальнейшие процессы преобразования дегидратации, цементации осадка и превращения его в осадочную горную породу произошли в стадию диагенеза. Диагенез представляет собой совокупность процессов преобразования рыхлых осадков в осадочные горные породы [Геологический словарь, 1973]. Восстановительные условия диагенеза и наличие обогащенных металлами иловых вод обусловили быстрый рост микрозернистых ядер конкреций пирита-Д. В эту стадию происходил захват многочисленных включений кварца, плагиоклаза, гидрослюда и прочих нерудных минералов в пирите-Д. Несмотря на то что теллуриды характерны для более позднего пирита-М, предполагается, что часть минералов теллура сформировались в пирите-Д уже на стадии диагенеза.

Ядро микрозернистого пирита-Д конкреций и метакристаллов практически всегда обрастает каймой “гладкого” субгедрального пирита-М различной мощности. Появление пирита-М связывается с процессами катагенеза и, вероятно, раннего метабенеза. Данные процессы, протекавшие в условиях низких (катагенез) и повышенных (метабенез) температур и давлений, характеризуются уплотнением горной породы, растворением и перекристаллизацией большинства аутигенных минералов. В эти стадии происходило дорастание конкреций, образование прожилков и вкрапленности пирита-М в ядре микрозернистого пирита-Д. Предполагается, что формирование пирита-М осуществлялось за

счет замещения плотной литифицированной кремнистой породы в восстановительных щелочных условиях. При этом практически не проявлялся захват пойкилитов нерудных минералов. Щелочные условия способствовали растворению алюмосиликатов, а восстановительные поровые воды переводили в раствор большинство химических элементов. В первую очередь формировался субгедральный пирит-М, содержащий минимальное количество большинства элементов-примесей, за исключением As и Ni. По мере уменьшения процентного количества поровых вод в остаточных поровых металлоносных рассолах нарастала концентрация микроэлементов [Масленников и др., 2017a]. Это обусловило выпадение большинства элементов-примесей в виде теллуридов Bi, Ag, Au, Pb, Hg и самородного золота. Еще одним источником элементов для формирования аксессуарных минералов являлся растворяющийся микрозернистый пирит-Д. Рост конкреции завершался отложением обогащенного химическими элементами субгедрального пирита-М. Это подтверждается микрокартами распределения элементов-примесей конкреции и кристалла пирита, где во внешней части каймы отмечаются повышенные содержания Au, Ag, Sb, Cu, Zn, Co, Mo, Ca, Sn, Se, Cr, Na. Наличие в пирите-Д пятен, прожилков и апофизов пирита-М свидетельствует в пользу частичного растворения раннего пойкилитового пирита-Д и заполнения пустот более поздним “гладким” пиритом-М. С прожилками пирита-М связана вкрапленность теллуридов, самородного золота, пирротина, халькопирита, сфалерита и галенита. Лишенный вкрапленности редких минералов пирит-М, как и аналогичная разновидность пирита-Д, характеризуется повышенными содержаниями As, Mn и низкими концентрациями всех прочих элементов. Это может указывать на существование, как минимум, двух генераций пирита-Д и пирита-М. Формирование конкреций и метакристаллов пирита завершилось образованием каймы параллельно-шестоватого кварца, которая может свидетельствовать о собирательной перекристаллизации пирита [Япаскурт, 1999].

Сопоставление конкреций колчеданных месторождений мира

По сравнению с пиритом конкреций, обнаруженных в окисдно-железистых отложениях флангов Талганского колчеданного месторождения [Аюпова и др., 2014], пирит кремнистых алевропелитов Юбилейного месторождения содержит больше As, Ag, Au и особенно Te. Пирит Талганского месторождения в большей степени обогащен литофильными компонентами (Ti, W), а также Ni, Co, Cu, Zn. Сульфидные конкреции углеродистых алевропелитов Сафьяновского месторождения отличаются более высокими содержаниями V, Mn,

Co, Ni, Se, Ag, Bi, но уступают в концентрациях Te и Au [Масленников и др., 2016]. Конкреции пирита безрудных вулканогенно-осадочных толщ (улу-тауская свита) характеризуются близкими к пириту конкреций Юбилейного месторождения содержаниями пирита Co и Ni, повышенными концентрациями As, Mn и крайне низкими содержаниями прочих элементов [Аюпова и др., 2014]. Сульфидные конкреции колчеданного месторождения Лаханос (Турция) уступают пириту Юбилейного месторождения в концентрациях Mn, As, Se, Te, Au, но при этом обогащены Sb и в особенности Tl [Масленников и др., 2017a]. Пирит конкреций месторождения Брацемак-МакЛеод (Канада), по сравнению с пиритом Юбилейного месторождения, обогащен Co, Ni, Tl и обеднен Au и Te [Genna, Gaboury, 2015].

Зональность конкреций пирита кремнистых алевропелитов месторождения Юбилейное напоминает сульфидные конкреции из иллит-гематитовых госсанитов колчеданного месторождения Лаханос (Турция) и известковистых туффилов месторождения Брацемак-МакЛеод (Канада) [Genna, Gaboury, 2015; Масленников и др., 2017a]. В сравниваемых месторождениях конкреции содержат аналогичное ядро пойкилитового пирита, обрастающее каймой метакристаллического пирита и марказита (Лаханос) или метакристаллическим и субгедральным пиритом (Брацемак-МакЛеод). Микрохимия конкреций также имеет черты сходства: 1) повышенные содержания большинства халькофильных элементов (Cu, Pb, Ag, Au, Te, Bi и Sb) в ядрах конкреций; 2) наличие зоны во внешней части каймы конкреции, обогащенной большинством элементов-примесей (Sb, As, Mo, Ni и др.). Как и в канадской конкреции, в ядре микрозернистого пирита конкреций месторождения Юбилейное обнаружены прожилки халькопирита и сфалерита, с которыми могут быть связаны повышенные содержания Cu и Zn. Марказит-пиритовые конкреции месторождения Лаханос не содержат сфалерита и халькопирита, что может быть связано с формированием их в более кислых и окислительных условиях. Концентрация сфалерита в конкрециях месторождения Брацемак-МакЛеод, вероятно, связана с более высокой щелочностью среды, которая обеспечивалась примесью известковистого материала [Масленников и др., 2017a]. В конкрециях и метакристаллах Юбилейного месторождения обнаружена вкрапленность самородного золота и теллуридов Bi, Ag, Au, Hg, Pb, которые не характерны для канадских конкреций, а в турецких месторождениях место теллуридов занимают сульфосоли висмута [Аюпова и др., 2013]. Предполагается, что главную роль в обогащении конкреций и метакристаллов Юбилейного месторождения аксессуарными минералами сыграл состав исходных сульфидных рудокластов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Кремнистые алевропелиты рудоконтролирующего горизонта Второй рудной залежи медно-колчеданного месторождения Юбилейное содержат многочисленные аутигенные конкреции и метакристаллы пирита. Конкреции и метакристаллы имеют зональное строение: выделяется ядро пойкилитового микрозернистого пирита-Д, окруженное каймой субгедрального пирита-М. В диагенетическом ядре конкреции концентрируются химические элементы, характерные для пойкилитов кварца и алюмосиликатов (Si, Al, Mg, V, Cr), рутила и сфена (Ti), вкрапленности халькопирита (Cu), сфалерита (Zn), галенита (Pb, Sb, Bi), тетраэдрит-теннантита (As, Sb), самородного золота, петцита и гессита (Au, Ag, Te), теллуридов висмута (Te, Bi), алтаита (Pb, Te) и колорадоита. Также в микрозернистом пирите-Д повышены содержания изоморфных Co и Ni. Значительная часть каймы субгедрального пирита-М обеднена большинством химических элементов, за исключением Ni и As. Завершающая стадия роста конкреции сопровождалась обогащением субгедрального пирита как халькофильными (Au, Ag, Sb, Bi, Cu, Zn, Hg), так и литофильными (Ca, K, Na, Cr) элементами-примесями. Формирование каймы пирита-М сопровождалось частичным растворением микрозернистого ядра диагенетических конкреций и формированием вкрапленности халькопирита, сфалерита, пирротина, самородного золота и теллуридов Au, Ag, Bi, Pb, Hg в прожилках пирита-М. Так же, как и в конкреции, в эвгедральном метакристалле пирита наружная кайма пирита-М обогащена большинством элементов-примесей (Pb, Au, Ag, Sb, Cu, As, Mo, Cr и др.). Микрозернистое ядро метакристалла пирита при этом обогащено меньшим, по сравнению с конкрецией, количеством элементов-примесей (Pb, Bi, Te).

Метакристаллы и конкреции пирита развились в стадию диагенеза из сходных микроконкреций пирита-Д. Предполагается что в процессе катагенеза и, вероятно, метагенеза ядра метакристаллов в большей степени подверглись перекристаллизации и обрастанию субгедральным пиритом-М, чем конкреции пирита.

Конкреции кремнистых алевропелитов месторождения Юбилейное развивались по сходной модели с сульфидными конкрециями колчеданных месторождений Лаханос (Турция) и Брацемак-МакЛеод (Канада). Различия в минеральном составе конкреций могут быть связаны с вариациями физико-химических условий формирования и различным составом исходных сульфидных рудокластов. Полученные минералогические и геохимические данные существенно расширяют представление об особенностях развития сульфидного аутигенеза в рудовмещающих толщах колчеданных месторождений.

Авторы благодарны сотрудникам Института минералогии УрО РАН Н.Р. Аюповой, С.П. Масленниковой и И.Ю. Мелекесцевой за помощь в работе и ценные рекомендации, И.А. Блинову – за выполнение аналитических работ, геологам ООО “Башкирская медь” А.Е. Федодееву и М.С. Хасанову – за содействие в проведении полевых работ, сотруднику Университета Тасмании Л.В. Данюшевскому – за возможность проведения LA-ICP-MS анализов.

Исследования проведены в рамках проекта РФФИ № 17-05-00854 А.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Артемьев Д.А., Масленников В.В., Филиппова К.А. (2017) Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией в минералогическо-геохимических исследованиях Института минералогии УрО РАН. “*Металлогения древних и современных океанов-2017*”. Мат-лы науч. конф. Миасс: ИМинУрО РАН, 201-206.
- Аюпова Н.Р., Масленников В.В. (2005) Гальмиролититы Узельгенского колчеданосного поля (Южный Урал). Миасс: УрО РАН, 199 с.
- Аюпова Н.Р., Масленников В.В., Котляров В.А. (2013) Сульфовисмутиты в окисдно-железистых продуктах субмаринного окисления обломочных руд медно-цинково-колчеданного месторождения Лаханос (Турция). *Записки РМО*, **142**(2), 83-93.
- Аюпова Н.Р., Масленников В.В., Масленникова С.П. (2014) Диагенетическая сульфидная минерализация в окисдно-железистых отложениях колчеданных месторождений Урала. “*Металлогения древних и современных океанов-2014*”. Мат-лы науч. конф. Миасс: ИМинУрО РАН, 103-110.
- Викентьев И.В., Саенко А.Г., Карелина Е.В., Ежов А.И., Трубкин Н.В. (2011) Минералогические особенности руд медноколчеданного месторождения Юбилейное (Ю. Урал). *Вестн. РУДН. Сер. Инженерные исследования*, (1), 84-89.
- Воробьев В.В., Попов Е.В., Сапонов А.В., Антошкин Д.М., Попова Л.П. (1973ф) Отчет о детальной разведке Юбилейного медноколчеданного месторождения на Южном Урале в 1969–1973 гг. Ч. 1. Бурибай, 352 с.
- Геологический словарь. (1973) Т. 1. М.: Недра, 487 с.
- Зайков В.В., Масленников В.В., Теленков О.С., Санько Л.А. (1989) Железисто-кремнистые отложения Молодежного колчеданного месторождения (Южный Урал). *Кремнисто-железистые отложения колчеданосных районов*. Инф. материалы. Свердловск: УрО АН СССР, 109-127.
- Злотник-Хоткевич А.Г. (1989) Железистые и кремнисто-железистые осадки колчеданных месторождений. *Кремнисто-железистые отложения колчеданосных районов*. Инф. материалы. Свердловск: УрО АН СССР, 45-52.
- Косарев А.М., Светов С.А., Чаженина С.Ю., Шафигуллина Г.Т. (2016) Вариолитовые бониниты бурибайского вулканического комплекса, Южный Урал: Химия минералов. “*Металлогения древних и современных океанов-2016*”. Мат-лы науч. конф. Миасс: ИМинУрО РАН, 35-38.
- Косарев А.М., Серавкин И.Б., Холоднов В.В. (2014) Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданосной мегазоны на Южном Урале. *Литосфера*, (2), 3-25.
- Масленников В.В. (1991) Литологический контроль медно-колчеданных руд (на примере Сибайского и Октябрьского месторождений Урала). Свердловск: УрО РАН СССР, 139 с.
- Масленников В.В. (2006) Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМинУрО РАН, 384 с.
- Масленников В.В. (2012) Морфогенетические типы колчеданных залежей как отражение режимов вулканизма. *Литосфера*, (5), 96-113.
- Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Артемьев Д.А., Целуйко А.С. (2017а) Микропохимия марказит-пиритовой конкреции в иллит-гематитовых госсанитах медно-цинково-колчеданного месторождения Лаханос (Понтиды, Турция) по данным LA-ICP-MS. *Минералогия*, (3), 48-70.
- Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Масленникова С.П., Мелекесцева И.Ю., Целуйко А.С., Архиреева Н.С. (2017б) Сульфидные конкреции колчеданных месторождений: условия нахождения, типохимизм и факторы формирования. “*Металлогения древних и современных океанов-2017*”. Мат-лы науч. конф. Миасс: ИМинУрО РАН, 43-47.
- Масленников В.В., Мелекесцева И.Ю., Масленникова С.П., Масленникова А.В., Третьяков Г.А., Аюпова Н.Р., Сафина Н.П., Филиппова В.Н., Удачин В.Г., Аминов П.Г., Целуйко А.С. (2016) Дифференциация токсичных элементов в условиях литогенеза и техногенеза колчеданных месторождений. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 368 с.
- Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение. (1988) (Под ред. В.А. Прокина, Ф.П. Буслаева, М.И. Исмагилова и др.). Свердловск: УрО РАН, 241 с.
- Пуркин А.В., Денисова Т.А. (1987) Геологические критерии прогнозирования и поисков на Урале скрытых стратиформных медноколчеданных месторождений, сформированных по продуктам субмаринного выветривания базальтов. Свердловск: Уралгеология, 190 с.
- Сафина Н.П., Масленников В.В. (2009) Рудокластиты колчеданных месторождений Яман-Касы и Сафьяновское (Урал). Миасс: УрО РАН, 260 с.
- Смирнов В.И. (1981) Корреляционные методы при парагенетическом анализе. М.: Недра, 174 с.
- Фербридж Р.У. (1971) Фазы диагенеза и аутигенное минералообразование. *Диагенез и катагенез осадочных образований*. М.: Мир, 27-71.
- Целуйко А.С. (2014) Минералогическая эволюция кластогенных руд Юбилейного месторождения (Южный Урал). “*Уральская минералогическая школа-2014*”. Мат-лы науч. конф. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 261-266.
- Япаскурт О.В. (1999) Предметаморфические изменения осадочных пород в стратифере. Процессы и факторы. М.: ГЕОС, 260 с.
- Ярославцева Н.С., Масленников В.В., Сафина Н.П., Лещев Н.В., Сорока Е.И. (2012) Углеродсодержащие алевропелиты Сафьяновского медно-цинково-

- колчеданного месторождения (Средний Урал). *Литосфера*, (2), 106-125.
- Butler I.B., Nesbitt R.W. (1999) Trace element distribution in the chalcopyrite wall of black smoker chimney: insights from laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **3-4**, 335-345.
- Butler W.L., Rickard D. (1999) Framboidal pyrite formation via the oxidation of iron (II) monosulfide by hydrogen sulphide. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**, 2665-2672.
- Danyushevsky L., Robinson P., Gilbert S., Norman M., Large R., McGoldrick P., Shelley M. (2011) Routine quantitative multi-element analysis of sulphide minerals by laser ablation ICP-MS: Standard development and consideration of matrix effect. *Geochim. Explor. Environ. Anal.*, **11**, 51-60.
- Genna D., Gaboury D. (2015) Deciphering the hydrothermal evolution of a VMS system by LA-ICP-MS using trace elements in pyrite: an example from the Bracemac-McLeod deposits, Abitibi, Canada, and implication for exploration. *Econ. Geol.*, **110**, 2087-2108.
- Hummel K. (1922) Die Entstehungesenreicher Gesteindurch Halmurose. *Geol. Rundschau*, **13**, 40-81.
- Johum K.P., Willbold M., Raczek I., Stoll B., Herwig K. (2005) Chemical characterisation of the USGS Reference Glasses GSA-1G, GSC-1G, GSD-1G, GSE-1G, BCR-2G, BHVO-2G and BIR-1G using EPMA, ID-TIMS, ID-ICP-MS and LA-ICP-MS. *Geostand. Geoanalyt. Res.*, **29**, 285-302.
- Large R.R., Danyushevsky L., Hillit H., Maslennikov V., Meffere S., Gilbert S., Bull S., Scott R., Emsbo P., Thomas H., Singh B., Foster J. (2009) Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: implications for the timing of gold in orogenic and Carlin-style sediment-hosted deposits. *Econ. Geol.*, **104**, 635-668.
- Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Herrington R.J., Danyushevskiy L.V., Large R.R. (2012) Ferruginous and manganiferous haloes around massive sulphide deposits of the Urals. *Ore Geol. Rev.*, **47**, 5-41.
- Wilson S.A., Ridley W.I., Koenig A.E. (2002) Development of sulphide calibration standards for the laser ablation inductively-coupled plasma mass spectrometry technique. *J. Analyt. Atom. Spectrom.*, **17**, 406-409.
- Artem'ev D.A., Maslennikov V.V., Filippova K.A. (2017). Laser ablation inductively-coupled mass spectrometry in mineralogical-geochemical studies of the Institute of Mineralogy UB RAS. "Metallogeniya drevnikh i sovremennykh okeanov-2017". Materialy nauchnoi konferentsii [Metallogeny of ancient and modern oceans-2017. Proc. scientific conf.]. Miass, IMin UB RAS, 201-206. (In Russian)
- Ayupova N.R., Maslennikov V.V. (2005). *Gal'mirolitity Uzel'ginskogo kolchedanonosnogo polya (Yuzhnyi Ural)* [Halmyrolytites of the Uzelga massive sulfide bearing field, Southern Urals]. Miass, UrO RAN Publ., 199 p. (In Russian)
- Ayupova N.R., Maslennikov V.V., Kotlyarov V.A. (2013) Bismuth sulfosalts in the oxide-ferruginous products of submarine oxidation of clastic ores in the Lahanos massive sulfide deposit (Turkey). *Zapiski RMO*, **142**(2), 83-93. (In Russian)
- Ayupova N.R., Maslennikov V.V., Maslennikova S.P. (2014). Diagenetic sulfide mineralization in oxide-ferruginous rocks from massive sulfide deposits of the Urals. "Metallogeniya drevnikh i sovremennykh okeanov-2014". Materialy nauchnoi konferentsii [Metallogeny of ancient and modern oceans-2017. Proc. scientific conf.]. Miass, IMin UrO RAN, 103-110. (In Russian)
- Butler I.B., Nesbitt R.W. (1999) Trace element distribution in the chalcopyrite wall of black smoker chimney: insights from laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **3-4**, 335-345.
- Danyushevsky L., Robinson P., Gilbert S., Norman M., Large R., McGoldrick P., Shelley M. (2011) Routine quantitative multi-element analysis of sulphide minerals by laser ablation ICP-MS: Standard development and consideration of matrix effect. *Geochim. Explor. Environ. Anal.*, **11**, 51-60.
- Farbridge R.U. (1971) Phases of diagenesis and authigenic mineral formation. *Diagenез i katagenез osadochnykh obrazovaniy* [Diagenesis and anadiagenesis of sedimentary formations]. Moscow, Mir Publ., 27-71. (In Russian)
- Genna D., Gaboury D. (2015) Deciphering the hydrothermal evolution of a VMS system by LA-ICP-MS using trace elements in pyrite: an example from the Bracemac-McLeod deposits, Abitibi, Canada, and implication for exploration. *Econ. Geol.*, **110**, 2087-2108.
- Geologicheskii slovar'*. T. 1. [Geological dictionary. V. 1]. (1973) Moscow, Nedra Publ., 487 p. (In Russian)
- Hummel K. (1922) Die Entstehungesenreicher Gesteindurch Halmurose. *Geol. Rundschau*, **13**, 40-81.
- Japaskurt O.V. (1999). *Predmetamorficheskie izmeneniya osadochnykh porod v stratisfere. Protsessy i faktory* [Premetamorphic transformations of sedimentary rocks in stratosphere. Processes and factors]. Moscow, GEOS Publ., 260 p. (In Russian)
- Johum K.P., Willbold M., Raczek I., Stoll B., Herwig K. (2005) Chemical characterisation of the USGS Reference Glasses GSA-1G, GSC-1G, GSD-1G, GSE-1G, BCR-2G, BHVO-2G and BIR-1G using EPMA, ID-TIMS, ID-ICP-MS and LA-ICP-MS. *Geostand. Geoanalyt. Res.*, **29**, 285-302.
- Kosarev A.M., Seravkin I.B., Holodnov V.V. (2014) Geodynamic, petrological and geochemical aspects of zoning Magnitogorsk pyrite Megazone in the Southern Urals. *Litosfera*, (2), 3-25. (In Russian)
- Kosarev A.M., Svetov S.A., Chazhengina S.Yu., Shafigullina G.T. Variolite boninites of the Buribay volcanic complex, South Urals: mineral chemistry. "Metallogeniya drevnikh i sovremennykh okeanov-2016". Materialy nauchnoi konferentsii [Metallogeny of ancient and modern oceans-2016. Proc. scientific conf.]. Miass, IMin UrO RAN Publ., 3-25. (In Russian)
- Large R.R., Danyushevsky L., Hillit H., Maslennikov V., Meffere S., Gilbert S., Bull S., Scott R., Emsbo P., Thomas H., Singh B., Foster J. (2009) Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: implications for the timing of gold in orogenic and Carlin-style sediment-hosted deposits. *Econ. Geol.*, **104**, 635-668.

REFERENCES

- Maslennikov V.V. (1991) *Litologicheskii kontrol' medno-kolchedannykh rud (na primere Sibaiskogo i Oktyabr'skogo mestorozhdenii Urala)* [Lithological control of copper massive sulfide ores (after the example of Sibai and Oktyabrskoye deposits, Ural)]. Sverdlovsk, UrO AN SSSR Publ., 139 p. (In Russian)
- Maslennikov V.V. (2006) *Litogenez i kolchedanoobrazovanie* [Lithogenesis and massive sulfide deposits formation]. Miass, IMin UrO RAN Publ., 348 p. (In Russian)
- Maslennikov V.V. (2012) Morphogenetic types of massive sulfide deposits as a reflection of volcanic regimes. *Litosfera*, (5), 96-113. (In Russian)
- Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Artem'yev D.A., Tseluyko A.S. (2017a) Microtopochemistry of marcasite-pyrite nodule in illit-hematite gossanites of Lahanos massive sulfide deposit (Pontides, Turkey) by LA-ICP-MS data. *Mineralogy*, (3), 48-70.
- Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Herrington R.J., Danyushevskiy L.V., Large R.R. (2012) Ferruginous and manganiferous haloes around massive sulphide deposits of the Urals. *Ore Geol. Rev.*, 47, 5-41.
- Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Maslennikova S.P., Melekestseva I.Yu., Tseluiko A.S., Arkhireeva N.S. (2017b) Sulfide nodules of massive sulfide deposits: occurrence, geochemistry, and factors of formation. "Metallogeniya drevnikh i sovremennykh okeanov-2017". Materialy nauchnoi konferentsii [Metallogeny of ancient and modern oceans-2017. Proc. scientific conf.]. Miass, IMin UrO RAN Publ., 43-47. (In Russian)
- Maslennikov V.V., Melekestseva I.Yu., Maslennikova S.P., Maslennikova A.V., Tret'yakov G.A., Ayupova N.R., Safina N.P., Filippova K.A., Udachin V.N., Aminov P.G., Tseluyko A.S. (2016) *Differentsiatsiya toksichnykh elementov v usloviyakh litogeneza i tekhnogeneza kolchedannykh mestorozhdenii* [Differentiation of toxic elements during lithogenesis and technogenesis of massive sulfide deposits]. Yekaterinburg, RIO UrO RAN Publ., 368 p. (In Russian)
- Mednokolchedannye mestorozhdeniya Urala: Geologicheskoe stroenie* [Massive sulfide deposits of the Urals: Geological structure]. (1988) (Eds V.A. Prokin, F.P. Buslaev, M.I. Ismagilov et al.) Sverdlovsk, UrO AN SSSR Publ., 241 p. (In Russian)
- Purkin A.V., Denisova T.A. (1987). *Geologicheskie kriterii prognozirovaniya i poiskov na Urale skrytykh stratiformnykh mednokolchedannykh mestorozhdenii, sformirovannykh po produktam submarinnogo vyvetrивaniya bazal'tov* [Geological criteria of forecasting and searching of the stratiform copper-massive sulfide deposits of the Urals, formed in the process of submarine weathering of basalts]. Sverdlovsk, Uralgeologiya Publ., 260 p. (In Russian)
- Safina N.P., Maslennikov V.V. (2008). *Rudoklastity kolchedannykh mestorozhdenii Jaman-Kasy i Saph'yanovskoe (Ural)* [Ore clastites of the Yaman-Kasy and Saphyanovka VMS deposits (Ural)]. Miass, UrO RAN Publ., 260 p. (In Russian)
- Smirnov V.I. (1981) *Korrelyatsionnye metody pri parageneticheskom analize* [Correlation methods in paragenetic analysis]. Moscow, Nedra Publ., 174 p. (In Russian)
- Tseluiko A.S. Mineralogical evolution of clastic ores of Yubileinoe massive sulfide deposit (the Southern Urals). "Ural'skaya mineralogicheskaya shkola-2014". Materialy nauchnoi konferentsii [Urals mineralogical school-2014. Proc. scientific conf.]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN Publ., 261-266. (In Russian)
- Vikent'yev I.V., Saenko A.G., Karelina E.V., Ezhov A.I., Trubkin N.V. (2011) Mineralogical features of ore of copper-pyritic deposit Yubileinoe (the Southern Urals). *Vestnik RUDN, Ser. Inzhenernyye issledovaniya*, (1), 84-89. (In Russian)
- Vorob'ev V.V., Popov E.V., Saponov A.V., Antoshkin D.M., Popova L.P. (1973). *Otchet o detal'noi razvedke Yubileinogo mednokolchedannogo mestorozhdeniya na Yuzhnom Urale v 1969-1973 gg. T. 1.* [Report about detailed exploration of Yubileinoe VMS deposit in the Southern Urals in 1969-1973 years. V. 1]. Buribay, 352 p. (In Russian, unpublished)
- Wilson S.A., Ridley W.I., Koenig A.E. (2002) Development of sulphide calibration standards for the laser ablation inductively-coupled plasma mass spectrometry technique. *J. Analytical Atomic Spectrometry*, 17, 406-409.
- Yaroslavtseva N.S., Maslennikov V.V., Safina N.P., Leshchev N.V., Soroka E.I. (2012) Black shales of the Saf'yanovka massive sulfide deposit, Middle Urals. *Litosfera*, (2), 106-125. (In Russian)
- Zaykov V.V., Maslennikov V.V., Telenkov O.S., San'ko L.A. (1989). Ferruginous-siliceous sediments of Molodezhnoe massive sulfide deposit (South Ural). *Kremnisto-zhelezistye otlozheniya kolchedanonosnykh raionov* [Ferruginous-siliceous sediments of massive sulfide-bearing districts]. Sverdlovsk, UrO AN SSSR Publ., 109-127. (In Russian)
- Zlotnik-Khotkevich A.G. (1989) Ferruginous and siliceous-ferruginous sediments of the massive sulfide deposits. *Kremnisto-zhelezistye otlozheniya kolchedanonosnykh raionov* [Ferruginous-siliceous sediments of massive sulfide-bearing districts]. Sverdlovsk, UrO AN SSSR Publ., 45-52. (In Russian)

ЮБИЛЕИ

**ВИКТОР НИКОЛАЕВИЧ ПУЧКОВ.
К 80-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ**

Выдающийся советский и российский геолог Виктор Николаевич Пучков родился 17 августа 1938 года в г. Тула в семье агрономов. В 1955 г. он с золотой медалью закончил школу, а в 1960 г. – с отличием геологический факультет МГУ по специальности “Геологическая съемка и поиски полезных ископаемых”. В.Н. Пучков – доктор геол.-мин. наук (1978), профессор (1993), член-корреспондент РАН (2000), является крупным специалистом в области региональной геологии и геотектоники, автором и соавтором более 850 научных работ.

В жизни и научном творчестве Виктора Николаевича выделяется три крупных (по 15 лет и более) этапа. На первом из них по окончании МГУ он работал в Институте геологии Коми филиала АН СССР в городе Сыктывкар, где стал кандидатом наук, уделяя наибольшую часть времени исследованиям стратиграфии и тектоники севера Урала. На втором этапе своих исследований В.Н. Пучков был заведующим лабораторией региональной геологии и геотектоники в Институ-

те геологии и геохимии Уральского отделения АН СССР в Екатеринбурге (с 1974 по 1991 гг.), где в сфере его интересов был уже весь Уральский складчатый пояс, а также Тянь-Шань и Казахстан. В 1991 г. В.Н. Пучков был приглашен в Уфу и избран (а затем еще 4 раза через каждые 5 лет переизбран) директором Института геологии Уфимского научного центра РАН.

Мы поздравляем Виктора Николаевича со славным юбилеем, совпавшим с началом 4-го этапа его научной жизни – в настоящее время он вернулся в Екатеринбург и является главным научным сотрудником Института геологии и геохимии и по совместительству научным руководителем ИГ УФИЦ РАН.

Основные направления научных исследований В.Н. Пучкова – стратиграфия, тектоника, история геологического развития и геодинамика Урала и смежных территорий Средней Азии. Он развивал идеи неомобилизма на примере Урала, им впервые были выделены здесь рифтовые и батинальные комплексы. В.Н. Пучков – соавтор первой Тектонической карты Урала (1977), построенной на мобилистской основе. Итоги его исследований подведены в 2000 г. в книге “Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала”. В дальнейшем работа была продолжена, в результате чего в 2010 г. была опубликована монография “Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении)”, удостоенная в 2011 г. премии им. академика А.Д. Архангельского за региональные исследования.

В.Н. Пучковым внесен существенный вклад в расшифровку геологии батинальных зон, окаймлявших древние континенты планеты. За эти исследования ему присуждена медаль имени С.Н. Иванова “За выдающиеся достижения в области наук о Земле и достоинство” (удостоверение № 1).

В.Н. Пучков первым в нашей стране начал систематически изучать конодонты в терригенно-кремнистых комплексах складчатых областей, что позволило значительно усовершенствовать знания о стратиграфии и тектонике Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и других регионов. Полученные им, его учениками и последователями данные, изменившие привычные представления о возрасте многих свит и формаций этих регионов, вошли в унифицированные и корреляционные схемы и широко используются в практике геолого-съемочных работ. Его именем назван вид конодонтов – *Tanaisognathus puchkovi*.

В.Н. Пучков внес большой вклад в изучение плюм-тектоники Урала, являясь пионером и в этой области. В настоящее время он руководит Проектом РНФ “Структура, магматизм и металлогения западного склона Урала как отражение взаимодействия плюм-тектонических и плейт-тектонических процессов”. Виктор Николаевич является ответственным редактором ряда монографий и продолжающихся изданий, членом редколлегии шести научных журналов, в том числе “Геотектоника” и “Литосфера”, главным редактором журнала “Геологический вестник”. Под его руководством 13 аспирантов стали кандидатами геолого-минералогических наук.

В.Н. Пучков успешно сотрудничал и продолжает сотрудничать с геологами США, Германии, Испании, Великобритании, Франции и других стран. Он принимал активное участие в программах международного сотрудничества (“Геосинклинальный процесс и становление земной коры”, “Офиолиты Урала и Аппалачей”, “Нефтегазоносные провинции”, “ЕВРОПРОБА (Уралиды и варисциды)”, “МинУралс”, “Жеода”), в ряде проектов МПГК.

Награды и звания:

- 1968 г. – премия Коми комсомола за научные работы,
- 1993 г. – почетное звание адъюнкт-профессора Университета Южной Каролины США,
- 1999 г. – почетное звание “Заслуженный деятель науки Республики Башкортостан”,
- 2011 г. – премия им. А.Д. Архангельского РАН за выдающиеся научные работы по региональной геологии,
- 2012 г. – медаль ордена “За заслуги перед Отечеством” II степени,
- 2017 г. – почетная серебряная медаль им. С.Н. Иванова “За выдающиеся результаты в области наук о Земле и достоинство”.

Членство в геологических организациях:

- 2008 г. – почетный член Всероссийского геологического общества,
- действительный член ВПО, ВМО, EGU.

В.Н. Пучков – самый цитируемый геолог Урала. По РИНЦ, у него 7546 цитирований, коэффициент Хирша 34.

За плечами В.Н. Пучкова более 50 полевых сезонов в разных районах Урала, от Полярного до Южных Мугоджар. Кроме сотен статей по разным актуальным конкретным вопросам геологии, тектоники, стратиграфии и др., В.Н. Пучков автор ряда теоретических работ [1964, 1965, 1974, 1979, 1997; и др.] и блестящих обобщений по геологии Урала [1975, 1996, 2010; и др.]. Он один из главных авторов Тектонической карты Урала масштаба 1 : 1 000 000, созданной учеными ГИНа и ИГГ [Пейве и др., 1976], а эта карта была первой в мире, сделанной на принци-

пах новой глобальной тектоники. Виктор Николаевич также автор более 1000 находок конодонтов в кремнистых толщах, радикально изменивших представления о стратиграфии многих свит и зон Урала (а также Казахстана, Тянь-Шаня и других регионов). А это колоссальный, тяжелый и весьма высококвалифицированный труд (в среднем на одну новую точку с конодонтами уходит 1 полевой человеко-день, но есть и много важных находок конодонтов, потребовавших до 30 человеко-дней и более).

Часто говорят, что талантливый человек талантлив во всем. С этим не всегда можно соглашаться, но в случае с Виктором Николаевичем – работает! Так, он хорошо знает английский, французский, немецкий языки, плюс, немного хуже, еще три. Занимается переводами (английский, польский, чешский). Кроме того, что В.Н. Пучков умный человек и выдающийся исследователь, он еще и отличный фотограф, художник, рыбак, охотник, заядлый автомобилист, гитарист, певец, писатель (см., например, цикл его рассказов на сайте Института геологии Коми, где он работал много лет) и даже поэт! Несколько из “всероссийских народных” песен, поющих у костра (например, ...на Кольском, на Кольском, стою я на камешке скользком... и др.) написаны именно Виктором Николаевичем. В.Н. Пучков является членом Российского союза писателей. Пишет стихи, прозу, мемуары (“В Сыктывкаре. Первые годы”, “На грани фолы”, “Прощание с лошадьми”, “От рассвета до заката”, “Мои высокие широты, мои далекие костры”, “Отраженья”, “Я по Земле учусь ходить” (последний сборник издан в Канаде)). Он великолепно исполняет под гитару песни разных авторов и собственные. Много путешествовал по стране и за рубежом: побывал в 51 стране.

Мы желаем Виктору Николаевичу доброго здоровья и новых творческих свершений!

Коллеги, друзья

ОСНОВНЫЕ НАУЧНЫЕ РАБОТЫ

- Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечеухин В.М., Перфильев А.С., Пучков В.Н. (1976, 1977) Тектоническая карта Урала масштаба 1 : 1 000 000 (и объяснительная записка к ней). М.: ГУГК.
- Пучков В.Н. (1964) Происхождение рифтовых морей. *Изв. АН СССР, сер. геол.*, (3), 52-68.
- Пучков В.Н. (1965) О проблеме перемещения континентов. *Геотектоника*, (6), 95-110.
- Пучков В.Н. (1973) Находки конодонтов в Лемвинской зоне Полярного Урала и их стратиграфическое значение. *Докл. АН СССР*, **209**, 668-670.
- Пучков В.Н. (1974) Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозоидах Лавразии. Сыктывкар: ИГ КФ АН СССР, 44 с.
- Пучков В.Н. (1975) Структурные связи Приполярного Урала и смежной части Русской платформы. Л.: Наука, 208 с.

- Пучков В.Н. (1979) Баттальные комплексы пассивных окраин геосинклиналей. М.: Наука, 260 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Пучков В.Н., Иванов К.С. (1982) Геология аллохтонных баттальных комплексов Уфимского амфитеатра. Свердловск: УНЦ АН СССР, 61 с.
- Формирование земной коры Урала. (1986) (С.Н. Иванов, В.Н. Пучков, К.С. Иванов и др.). М.: Наука, 246 с.
- Puchkov V.N. (1996) The Paleozoic Geology of Asiatic Russia and adjacent areas. Paleozoic of the World. Amsterdam–London: Elsevier, 3-110.
- Puchkov V.N. (1997) Structure and geodynamics of the Uralian orogeny. Orogeny through time. Geological Society Special Publications No. 121. London, 201-234.
- Puchkov V.N. (2017) General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why. *Ore Geol. Rev.*, 85. doi:10.1016/j.oregeorev.2016.01.005

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Материалы статьи присылаются по электронной почте: lithosphere@igg.uran.ru. Бумажные материалы в 2-х экземплярах – почтовым отправлением (*простой* бандеролью) по адресу: 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15. Редакция журнала “Литосфера”

Журнал публикует статьи на русском и английском языках.

1. Рукописи принимаемых для публикации научных статей не должны превышать 2 авт. листов (16 стр. формата A4, текст статьи представляется в формате Word for Windows шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал одинарный, левое поле – 25 мм); принимаются также хроника и рецензии (не более 0.2 авт. л.). Рисунки, таблицы и фотографии прилагаются отдельно.

2. Рукопись должна быть скомпонована в следующем порядке: 1) индекс УДК; 2) название статьи; 3) инициалы и фамилии авторов; 4) полное название учреждений, в которых выполнялось исследование, с указанием почтового адреса и e-mail; 5) аннотация объемом 250–350 слов, содержащая следующие разделы: предмет исследования, материалы и методы, результаты, выводы; 6) ключевые слова.

3. 7) При представлении статьи на русском языке “шапка” работы, т.е. ее название, фамилии и имена авторов, названия и адреса учреждений переводятся на английский язык. Далее следует английская аннотация, текст которой не должен быть калькой русской аннотации, но должен иметь приблизительно тот же объем и ту же рубрикацию. После ключевых слов английской аннотации необходимо помещать перевод благодарностей и ссылок на гранты.

4. Далее следует: 8) русский текст статьи; 9) *ссылки на литературные источники приводятся в квадратных скобках в хронологическом порядке*; 10) благодарности указываются в конце статьи отдельным абзацем, ссылки на гранты выделяются курсивом; 11) список цитированной литературы дается в алфавитном порядке, вначале русские, затем, с пробелом в одну строку, иностранные источники. При наличии нескольких авторов необходимо указывать все фамилии.

5. В конце статьи помещается 12) References (список литературы, где русскоязычные источники транслитерируются и сопровождаются английскими переводами названий работ и источников публикации). Все цитированные источники даются одним списком в романском алфавите.

6. Все страницы должны быть пронумерованы.

7. Электронная версия, идентичная бумажной, должна состоять из файла текста и файлов иллюстраций, подписей к ним и таблиц.

8. К рукописи прилагаются: 1) направление в журнал от организации; 2) акт экспертизы; 3) сведения об авторах, включающие полные имена и отчества всех авторов, их номера телефонов и адреса с указанием контактного лица для связи при редакционной подготовке статьи.

Рисунки. Схемы и рисунки в журнале должны иметь минимальные размеры, соответствующие их информативности, но без потери наглядности. Размер и оформление однотипных рисунков должны быть единообразны по статье. Обозначения частей рисунка (а, б) и т.д. пишутся прямым русским шрифтом строчными буквами без пробела (рис. 1б). Для карт следует указывать масштаб. Векторные рисунки должны представляться в формате программы, в которой они сделаны (рекомендуется Corel Draw), если программа отличается от Corel Draw, необходимо дополнительно сохранять файлы рисунков в формате JPG и TIF. В этих же форматах (JPG, TIF) представляются фотографические материалы. Заголовки рисунков и подписи к ним приводятся на русском и английском языках.

Таблицы. Каждая таблица в бумажной версии размещается на отдельной странице. Заглавия столбцов пишут с прописной буквы. Повторяющиеся надписи заменяются кавычками: “–”; числа в столбцах повторяются. Примечания и сноски со звездочками под таблицами набирают прямым шрифтом, в конце ставят точку. После звездочки первое слово пишут с прописной

буквы без пробела. Таблицы (и рисунки) нумеруются арабскими цифрами в порядке их упоминания в тексте. Место первой ссылки на каждую таблицу (и рисунок) в тексте следует помещать на левом поле.

Таблицы, как и текст, даются в формате Word for Widows. Заголовки таблиц и примечания приводятся на русском и английском языках.

Для более детального ознакомления с правилами для авторов просим обращаться на официальный сайт: <http://lithosphere.ru>

AUTHOR'S GUIDE

The materials of the article are sent by e-mail: lithosphere@igg.uran.ru. Paper materials in 2 copies – by post (simple parcel post) at 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016. Editorial board of the “Lithosphere”.

“Lithosphere” publishes papers in Russian and English.

1. The journal accepts manuscripts for the publication of scientific articles up to 2 author's sheets (16 pages of A4 format, size 12 pt, 1.0 intervals, left margin – 25 mm); “Lithosphere” accepts also chronicles and reviews (no more than 0.2 auth. sh.). Figures, tables and photographs are attached separately.

2. The manuscript must be accompanied by: 1) sending to the journal from the authors depart surname; 2) information about the authors, including the full names and surname of all authors, their telephone numbers and addresses, indicating the contact person for communication during the editorial preparation of the article.

3. The manuscript should be arranged in the following order: 1) UDC index; 2) the title of the article; 3) the name and surname of the authors; 4) the full name of the institutions in which the study was carried out, indicating the postal address and e-mail; 5) abstract from 250, but not exceeding 350 words, containing the following sections: background, materials and methods, results, conclusions; 6) keywords; 8) the text of the article; 9) references to literary sources are given in square brackets in chronological order; 10) gratitude is indicated at the end of the article in a separate paragraph; links to grants are in italics; 11) list of the cited literature in alphabetical order. If there are several authors, all the surnames must be indicated.

4. All pages should be numbered.

5. Electronic and paper versions should be identical and consist of a text file, figures, figure captions and table files.

6. The text of the article is presented in the format Word for Windows type Times New Roman, size 12.

Figures. Schemes and drawings in the journal should have minimum dimensions corresponding to their informativeness, but without loss of clarity. The size and design of the same type of drawings should be uniform across the article. Legend of the parts of the drawing (a, b), etc. must be written in straight letters without a space: (Fig. 1b). For maps, you must specify the scale and denote the meridian. Vector drawings should be presented in the format of the program in which they are made (it is recommended Corel Draw), if the program differs from Corel Draw, then it is necessary to additionally save the drawing files in JPG and TIF format. In the same formats (JPG, TIF) photographic materials are presented.

Tables. Each table in the paper version is placed on a separate page. The column headings are written with a capital letter. Repeated inscriptions are replaced with quotation marks: “–”, the numbers in the columns are repeated. Notes and footnotes with the asterisks under the tables are typed in a straight print, at the end put a point. After the asterisk is not dashed, and the first word is written with a capital letter. The place of the first reference to each table (and figure) should be marked in the text in the left field. The tables, like text, are given in the format Word for Widows.

For more detailed information with the rules for authors, please contact the official website: <http://lithosphere.ru>

ЛИТОСФЕРА Том 18 № 4

Июль–Август 2018

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

Учредитель
Институт геологии и геохимии
Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации ПИ № 77-7039 от 28 декабря 2000 г.
в Министерстве печати и информации Российской Федерации

Технический редактор Е.И. Богданова
Корректоры Н.М. Катаева, М.О. Тюлюкова
Оригинал-макет Н.С. Глушковой
Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН № 91	Подписано в печать 13.09.2018	Формат 60 × 84 ¹ / ₈
Печать офсетная	Усл. печ. л. 20.9	Уч.-изд. л. 20.9
	Тираж 250	Заказ _____

Институт геологии и геохимии УрО РАН	Екатеринбург, 620016, ул. Акад. Вонсовского, 15
--------------------------------------	---

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии
ООО Универсальная Типография “Альфа Принт”
620049, г. Екатеринбург, переулок Автоматики, 2ж.
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru