

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

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

ЛИТОСФЕРА

Том 19 № 6 2019 Ноябрь—Декабрь

Основан в 2001 году
Выходит 6 раз в год

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

LITHOSPHERE (Russia)

Volume 19 No. 6 2019 November—December

Founded in 2001
Issued 6 times a year

Литосфера, 2019. Том 19, № 6

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 В.В. Мурзин

Ответственный секретарь Г.А. Мизенс

ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

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

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

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

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

Адрес издателя и редакции: 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), 2019. Volume 19, No. 6

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 of RAS)

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

Editors-in-chief Viktor A. Koroteev, Sergei L. Votyakov

Deputy Editor-in-chief Valerii V. Murzin

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

Editorial council: Albert V. Zubkov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Kirill S. Ivanov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei N. Kashubin (All-Russian Geological Institute, St. Petersburg, Russia); Sergei V. Kornilov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Artur A. Krasnobayev (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Kreshimir N. Malitch (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Vitalii N. Ogorodnikov (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Evgenii V. Pushkarev (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Aleksandr G. Talalai (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Vladimir V. Holodnov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Chernykh (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

Publisher and editorial address: 15 Acad. 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 19, № 6, 2019

Крупные и суперкрупные орогенные золотые месторождения: геодинамика, структура, генетические следствия <i>Ю. С. Савчук, А. В. Волков</i>	813
Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 1. Минералого-петрографические подходы и методы <i>А. В. Маслов, О. Ю. Мельничук, Г. А. Мизенс, Ю. В. Титов</i>	834
Геохронология и петро-геохимические особенности генезиса магматических комплексов золото-серебряных рудоносных систем Чукотского сектора Арктического побережья России <i>В. Г. Сахно, Л. С. Цурикова, С. О. Максимов</i>	861
Особенности осадконакопления и вулканизма Тастауской рифтовой структуры Центрального Казахстана <i>А. М. Курчапов, Т. Н. Хераскова</i>	889
Амфибол и биотит меланократовых пород из гранитоидных массивов Урала: состав, взаимоотношения, петрогенетические следствия <i>С. В. Прибавкин</i>	902
Поведение микроэлементов в кислотных вытяжках (уксусной, азотной и соляной) из терригенно-карбонатных пород укской свиты верхнего рифея Южного Урала <i>С. А. Дуб, Н. В. Чередниченко, Д. В. Киселева, Н. П. Горбунова, Т. Я. Гуляева, Л. К. Дерюгина</i>	919
Начальные стадии переограничения округлых природных алмазов при растворении в расплаве Fe-S при высоком давлении <i>В. М. Сонин, Е. И. Жимулев, А. А. Чепуров, Б. С. Помазанский, В. П. Афанасьев, А. И. Чепуров</i>	945
Юбилей	
Виктор Михеевич Нечеухин. К 90-летию со дня рождения	953
Авторский указатель за 2019 г.	955

Вниманию читателей

Оформить подписку журнала на 1-е полугодие 2020 года можно во всех отделениях Почты России (подписной индекс издания в Общероссийском каталоге "Почта России" – ПР857)

Contents

Volume 19, No. 6, 2019

Large and super-large orogenic golden deposits: Geodynamics, structure, genetic consequences <i>Yu. S. Savchuk, A. V. Volkov</i>	813
Provenance reconstructions. Article 1. Mineralogical and petrographic approaches and methods <i>A. V. Maslov, O. Yu. Melnichuk, G. A. Mizens, Yu. V. Titov</i>	834
Geochronological and geochemical features of magmatic gold- and silver-bearing complexes in the Chukotka sector of the Russian Arctic coast <i>V. G. Sakhno, L. S. Tsurikova, S. O. Maksimov</i>	861
Features of sedimentation and volcanism of the Tastauskaya rift structure in Central Kazakhstan <i>A. M. Kurchavov, T. N. Kheraskova</i>	889
Amphibole and biotite of melanocratic rocks from the Ural granitic massifs: composition, relationship, petrogenetic consequences <i>S. V. Pribavkin</i>	902
Trace element behaviour in acidic leachates (acetic, nitric and hydrochloric) from siliciclastic-carbonate rocks of the Upper Riphean Uk formation in the Southern Urals <i>S. A. Dub, N. V. Cherednichenko, D. V. Kiseleva, N. P. Gorbunova, T. Ya. Gulyaeva, L. K. Deryugina</i>	920
Incipient stages of transformation of round natural diamonds under dissolution in Fe-S melt at high pressure <i>V. M. Sonin, E. I. Zhimulev, A. A. Chepurov, B. S. Pomazanskiy, V. P. Afanasiev, A. I. Chepurov</i>	945
Jubilees	
To the 90th anniversary of Victor Mikheevich Necheukhin's birthday	953
Autor's Index for 2019	958

Orders

The current and preceding issues of the Journal can be ordered at
15 Acad. 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

УДК 553.4:553.261

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-813-833

Крупные и суперкрупные орогенные золотые месторождения: геодинамика, структура, генетические следствия

Ю. С. Савчук, А. В. Волков

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

Поступила в редакцию 19.12.2018 г., принята к печати 01.02.2019 г.

Объект исследования. Крупные и суперкрупные орогенные месторождения золота широко распространены на всех континентах. В работе охарактеризованы 24 гигантских объекта с запасами и ресурсами более 500 т металла. **Материалы и методы.** В основу работы легли собственные наблюдения авторов в пределах крупных и суперкрупных месторождений Средней Азии и Северо-Востока российской Арктики, а также изучение грандиозного объема литературы, посвященной крупнейшим золотым месторождениям мира. **Результаты.** Структурный анализ показывает, что история формирования этих месторождений включает две основные стадии. Ранняя – субдукционная – стадия характеризуется развитием пологих нарушений – надвигов, шарьяжей, вязких разрывов, зон смятия, а структурный парагенезис включает изоклинальные лежащие складки, кливаж осевой поверхности. Вторая – коллизивно-транспрессионная стадия – начинается с деформации ранее образованного шарьяжного сооружения в открытые и сжатые складки с крутыми осевыми поверхностями, где в результате дальнейшего сжатия развивается серия продольных разрывных нарушений. Косое столкновение взаимодействующих плит приводит к развитию сдвигового транспрессионного структурного парагенезиса, в котором преобладают секущие трещины. Установлено, что структуры разных стадий являются рудоконтролирующими и рудовмещающими на орогенных месторождениях золота. Привязка рудовмещающих нарушений к различным стадиям позволяет выделять месторождения разных типов, которые отличаются структурно-морфологическими особенностями. Рассмотрены основные характеристики выделенных типов месторождений. Образование этих месторождений происходило во время конвергентных процессов и рудоконтролирующие структуры являются поверхностным отражением перемещения блоков-террейнов по поверхности детачмента. **Выводы.** Сделан вывод, что поверхность детачмента представляет собой не только тектоническую зону, но и канал, осуществляющий связь между различными глубинными уровнями зоны субдукции, откуда поступают рудоносные гидротермы.

Ключевые слова: орогенные месторождения, золото, зеленокаменные пояса, складчатые пояса, геодинамика, структура, субдукция, коллизия, транспрессия

Благодарность

Работа выполнена при финансовой поддержке темы Госзадания ИГЕМ РАН “Металлогения рудных районов вулканоплутоногенных и складчатых орогенных поясов Северо-Востока России” и программы Президиума РАН № 48 “Месторождения стратегических и высокотехнологических металлов Российской Федерации: закономерности размещения, условия формирования, инновационные технологии прогноза и освоения”.

Large and super-large orogenic golden deposits: Geodynamics, structure, genetic consequences

Yurii S. Savchuk, Aleksandr V. Volkov

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences (IGEM RAS), 35 Staromonetny Lane, Moscow 119017, Russia

Received 19.12.2018, accepted 01.02.2019

Research subject. Large and super-large orogenic gold deposits are widely distributed across all continents. This work was aimed at characterizing 24 giant facilities with reserves and resources of more than 500 tons of metal. **Materials and methods.** The work was based on the authors' long-term fieldwork research into large and super-large gold deposits in Central Asia and the North-East of the Russian Arctic. In addition, an extensive bibliographic analysis of publications devoted to

Для цитирования: Савчук Ю.С., Волков А.В. (2019) Крупные и суперкрупные орогенные золотые месторождения: геодинамика, структура, генетические следствия. *Литосфера*, 19(6), 813–833. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-813-833

For citation: Savchuk Yu.S., Volkov A.V. (2019) Large and super-large orogenic golden deposits: Geodynamics, structure, genetic consequences. *Litosfera*, 19(6), 813–833. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-813-833

the largest gold deposits in the world was carried out. *Results.* A structural analysis showed that the formation of these deposits underwent two main stages. The early – subduction stage – was characterized by the development of gentle disturbances, such as thrusts, thrust nappies, viscous discontinuities and crushing zones, while the structural paragenesis included isocline lying folds and cleavage of the axial surface. The second stage – collision-transpression – began with the deformation of the previously formed structure into open and compressed folds with steep axial surfaces; as a result of further compression, a series of longitudinal discontinuous disturbances developed. An oblique collision of interacting plates lead to the development of shear transpression structural paragenesis, in which oblique cracks predominate. It is established that, in orogenic gold deposits, different stages were characterized by ore-controlling and ore-bearing structures. The binding of ore-bearing disturbances to different stages enabled isolation of deposits of various types that differ in structural and morphological features. The main characteristics of the identified types of deposits are provided. The formation of these deposits occurred during convergent processes, with the ore-controlling structures being a surface manifestation of the movement of block terrains along the surface of the detachment. *Results.* It is concluded that the surface of the detachment is not only a tectonic zone, but also a channel that provides a link between various deep levels of the subduction zone, from where ore-bearing hydrothermal fluids emerge.

Keywords: *Orogenic deposits, gold, green-stone belts, folded belts, geodynamics, structure, subduction, collision, transpression*

Acknowledgements

The work was financially supported by the State Project of IGEM RAS “Metallogeny of ore regions of volcanic-plutonic and folded orogenic belts of the North-East of Russia” and the program of the Presidium of RAS No. 48 “Deposits of strategic and high-tech metals of the Russian Federation: location patterns, formation conditions, innovative forecasting and development technologies”.

ВВЕДЕНИЕ

Орогенные месторождения золота (Groves et al., 1998) привлекают внимание исследователей всего мира, так как среди них в значительном количестве встречаются крупные и суперкрупные объекты. Месторождений с запасами и ресурсами более 500 т насчитывается 24, а содержащих более 1000 т золота – 7 (табл. 1, рис. 1): Мурунтау, Ашанти, Калгурли, Телфер, Хоумстейк, Сухой Лог, Наталка. Гигантские орогенные месторождения располагаются рядом с сутурными зонами или системами сдвигов, которые представляют собой швы между тектоническими террейнами и локализируются в пределах осложнений вдоль них в структурах второго порядка (Groves et al., 2016). Прямая генетическая связь между образованием этих месторождений и гранитоидным магматизмом отсутствует, но отмечаются пространственные взаимоотношения с лампрофировыми дайками. Возрастной диапазон золотой минерализации охватывает время от неогархей до мезозой-третичного периода.

В статье обсуждаются геодинамические обстановки и условия формирования наиболее изученных (в том числе и авторами) крупных и суперкрупных орогенных месторождений золота. Различия в геолого-структурных особенностях этих месторождений позволили авторам выделить однотипные обстановки их формирования, а также рассмотреть тенденции изменения последних в геологическом времени. На основе выполненных исследований предложены новые прогнозно-поисковые критерии для этой группы месторождений.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Среди орогенных месторождений выделяются (см. табл. 1, рис. 1) расположенные в древних архей-протерозойских зеленокаменных поясах (ЗП) и приуроченные к складчатым поясам (СП), разделяющим разномасштабные континентальные массивы.

Не вдаваясь в детали строения ЗП, отметим их наиболее важные признаки. Так, Г.Я. Абрамович (2009), вслед за В.Е. Хаином и М.Г. Ломизе (2005), при определении ЗП отмечает, что их внутренняя структура характеризуется интенсивной складчатостью и сериями надвигов, что приводит к неоднократному тектоническому повторению отдельных частей разреза. При этом предполагается аналогия ЗП с корой задуговых бассейнов, а появление в позднем архее известково-щелочных вулканитов и гранитов свидетельствует о субдукции этой субокеанской коры под протоконтинентальную, т.е. по существу о начале плитотектонического этапа в развитии Земли. В.Н. Кожевников (2000) интерпретирует архейские ЗП Карельского кратона как аккреционные орогены, а А.Б. Вревский (2011) указывает, что при изучении архейских ЗП необходима “документация пологих надвигов и “шеер” зон и их кинематический анализ для доказательства тектонического совмещения пространственно разобщенных в “плитной” геодинамике вулканогенно-осадочных комплексов”. Такой подход, вне зависимости от возраста пояса, позволяет использовать субдукционно-коллизийную модель развития при рассмотрении ЗП и для более поздних фанерозойских СП.

Анализ геодинамики становления СП позволяет идентифицировать их как аккреционные призмы, возникшие в результате субдукционно-

Таблица 1. Запасы и ресурсы гигантских орогенных месторождений золота, по (Bierlein et al., 2006; Государственный доклад..., 2018)

Table 1. Reserves and resources of the giant orogenic gold deposits of the world, according to (Bierlein et al., 2006; Gosudarstvennyi doklad..., 2018)

№ п.п.	Месторождение	Позиция	Возраст, млрд лет	Запасы и ресурсы золота, т
<i>Архей</i>				
1	Калгурли	Кратон Йилгарн	2.6–2.64	1984
2	Макинтайр-Холлинжер	Канадский щит	<2.67	987
3	Кэмпбелл-Ред Лейк	То же	<2.87...>2.71	799
4	Киркленд Лейк	—	<2.67	797
5	Гейта	Кратон Танзанийский	<2.64	788
6	Бульяххулу	То же	<2.64...>2.55	543
7	Доум	Канадский щит	<2.68	509
<i>Протерозой</i>				
8	Ашанти. Обуаси	Кратон Западно-Африканский	2.1	2070
9	Телфер	Ороген Патерсон	0.7–0.6	1564
10	Хоумстейк	Ороген Транс-Гудзон	1.75	1237
11	Лас-Кристинас	Амазонский кратон	2.14–2.06	964
12	Олимпиада	Сибирский кратон	0.921–0.915	958*
13	Кибали	Центрально-Африканский кратон	<2.5	945
14	Колар	Кратон Дхарвар	2.446	838
15	Морро-Вельо	Кратон Сан-Франциско	<0.8	654
<i>Фанерозой</i>				
16	Мурунтау	Тянь-Шанский ороген	>0.35–0.285	5290
17	Сухой Лог	Сибирский кратон	0.38–0.365	1943*
18	Наталка	Верхояно-Колымский ороген	0.135	1510*
19	Донлин-Крик	Аляска	0.074–0.068	793
20	Грасс Вэлли	Калифорния	0.145–0.14	664
21	Бендиго	Ороген Лачлан	0.44	660
22	Нежданнинское	Ороген Южно-Верхоянский	0.120	632*
23	Кумтор	Тянь-Шанский ороген	0.285	600
24	Линглонг Кэмп	Яньшанский ороген	0.123	500
	Итого			28 229

*Данные из (Государственный доклад..., 2018).

*Data from (Gosudarstvennyi doklad..., 2018).

коллизионных процессов, при закрытии малых океанических бассейнов – окраинных, задуговых морей. Процесс этот длительный: вначале происходит поглощение океанической коры с аккрецией офиолитовых чешуй, а затем к глубоководному желобу подходит континентальная часть субдуцирующей плиты. В таком месте пассивная континентальная окраина затягивается под вишее крыло (Хаин, Ломизе, 2005) и происходит “сдирание” верхнего осадочного слоя, сложенного преимущественно углеродистыми терригенными окраинно-континентальными отложениями. Образуется основное тело аккреционной призмы. Впоследствии при невозможности дальнейшего подвига во время коллизии образования, входящие в аккреционную призму, деформируются в открытые складки и возникает серия крутопадающих коллизионных разрывных нарушений.

Таким образом, аккреционные призмы (ЗП и СП) в процессе своего формирования проходят

разные стадии со сменой тектонических режимов. В ранней, *субдукционной*, стадии вначале происходит шарьирование сравнительно маломощных офиолитовых и островодужных аллохтонов и затем в процесс вовлекаются мощные чешуи, сложенные окраинно-континентальными и шельфовыми образованиями. Общим является присутствие зон региональных шарьяжей, разделяющих пластины и чешуи с отложениями разных (порой значительно удаленных друг от друга) геодинамических обстановок. Мощности этих тектонических зон сильно варьируют и доходят до сотен метров и более. Контактные части пластин обычно превращены в меланж, содержащий разновеликие блоки в различной степени переработанных пород. Часто следы этих деформаций проникают в тело аллохтонной пластины в виде вязких разрывов, зон расщепления и смятия, здесь фиксируются сильно сжатые складки, широко развит кливаж осевой поверхности (Эз, 1978; Паталаха, 1985). Порой в породах

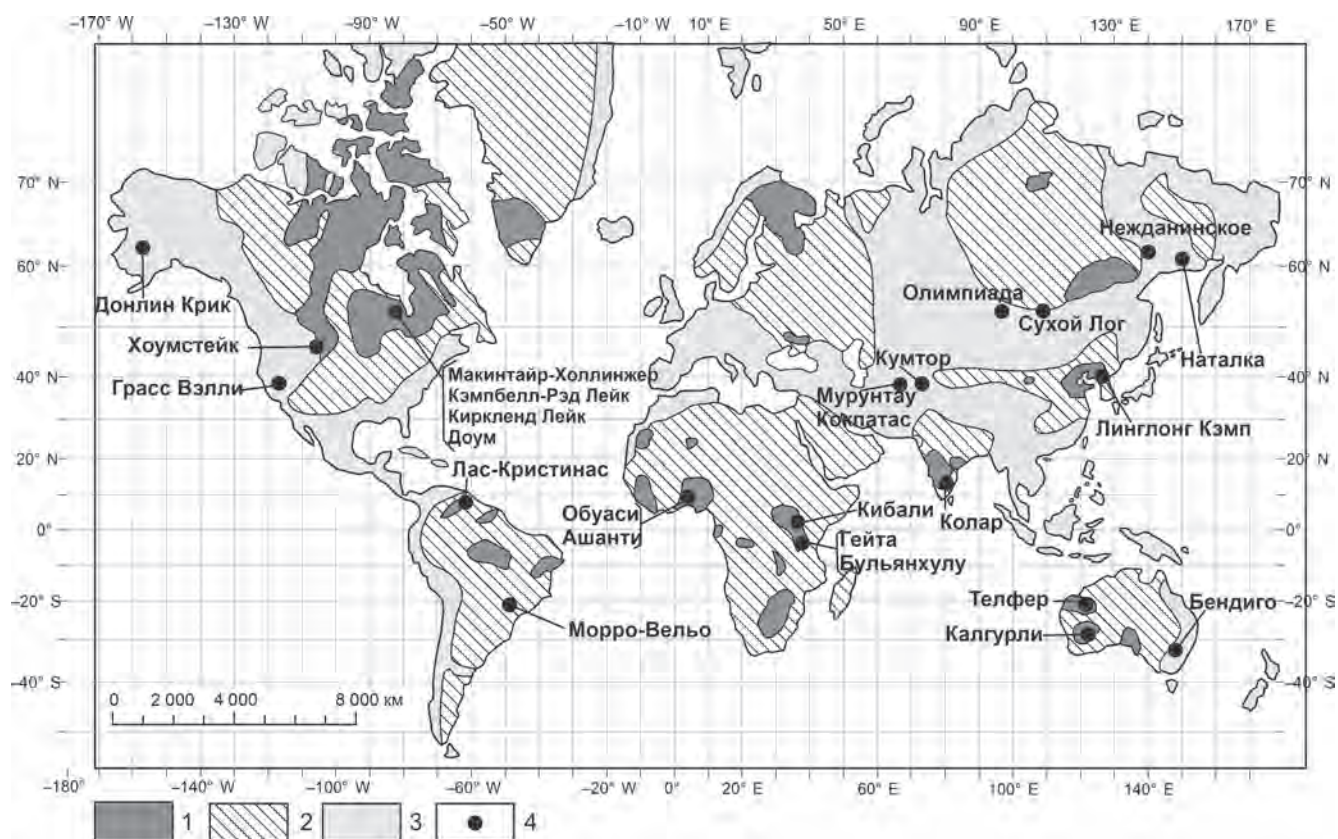


Рис. 1. Возраст пород фундамента и распределение гигантских орогенных месторождений, по (Bierlein et al., 2006) с изменениями.

1 – архей, 2 – протерозой, 3 – фанерозой, 4 – орогенные месторождения золота.

Fig. 1. The age of basement rocks and the distribution of giant orogenic deposits, by (Bierlein et al., 2006) with changes.

1 – Archean, 2 – Proterozoic, 3 – Phanerozoic, 4 – giant orogenic gold deposits.

фиксируются два этапа динамотермального метаморфизма, сопровождаемые как структурными, так и вещественными новообразованиями.

В следующую, коллизионную, а чаще *коллизивно-транспрессионную* стадию аллохтонные комплексы, совместно с разделяющими их шарьяжами, осложняются наложенными открытыми складками, что сопровождается внедрением гранитоидных массивов. Также проявляются региональные сдвиговые зоны большой протяженности, обычно конформные границам плит и реже поперечные, выраженные сериями разломов, напряженной складчатостью, дайковыми поясами. Структурный парагенезис этой стадии определяется наличием сдвиговой компоненты (Морозов, 2002) за счет косо-го взаимодействия сталкивающихся плит. Здесь, кроме магистральных разломов, присутствуют оперяющие сколовые трещины двух направлений, трещины отрыва и чешуйчатые взбросо-надвиги, контролирующие размещение золотой минерализации.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Как видно из изложенного, внутренняя структура аккреционных призм (а в нашем случае ЗП и СП) образована парагенезисами, возникшими на субдукционной и коллизионно-транспрессионной стадиях развития (табл. 2). Анализ этих парагенезисов с особым вниманием к элементам, контролирующим размещение золотого оруденения, позволяет выделить (Савчук, Мухин, 1993) соответственно два основных типа месторождений, а также объекты, где наблюдается совмещение рудных тел в структурах разных стадий. Основание для выделения этих типов – специфичность рудоконтроля, главную роль в котором принимают либо динамометаморфические шарьяжно-кливажные структуры субдукционной стадии, либо хрупкие разломно-трещинные зоны последующей коллизионно-транспрессионной стадии. Необходимость такого разделения определяется дифференцирован-

Таблица 2. Основные этапы деформаций на орогенных золотых месторождениях в ЗП и СП

Table 2. The main stages of deformations at orogenic gold deposits in the Greenstone and Folded Belts

№ п.п.	Индекс этапа	Характеристика этапа деформации	Структурный парагенезис	Вещественное и минеральное сопровождение
<i>Субдукционная стадия</i>				
1	Д ₁	Ранний этап шарьирования (проявлен не всегда)	Сланцеватость	Метаполосчатость, субсогласные кварцевые прожилки
2	Д ₂	Главный этап шарьирования	Шарьяжи между пластинами, вязкие разрывы, стреловидные, изоклинальные складки, кливаж, муллион структуры, линейность	Золото-сульфидная прожилково-вкрапленная минерализация или прожилково-жильная золото-кварцевая, золото-сульфидно-кварцевая минерализация в шарьяжах, вязких разрывах, по кливажу
<i>Коллизионно-транспрессионная стадия</i>				
3	Д ₃	Образование наложенных складок	Вблизи сутуры сильно сжатые и наклонные складки, кливаж в сжатых складках, на удалении открытые складки, будинаж, трещины отрыва в ядерной части открытых складок	Внедрение гранитоидов, кварцевые прожилки в трещинах
4	Д ₄	Заложение системы продольных и реже поперечных региональных сдвигов	Сдвиговые зоны, системы трещин син- и антитетических сколов, чешуйчатые надвиги, трещины отрыва, складчатые подгибы вблизи сдвигов	Внедрение даек пестрого состава, кварцевые жилы, прожилки
5	Д ₅	Смена знака перемещения вдоль региональных сдвигов	Приоткрытие трещин предыдущего этапа	Прожилково-вкрапленная или прожилково-жильная золото-сульфидно-кварцевая минерализация

Примечание. Пострудная тектоника здесь не рассматривается. В зависимости от времени проявления деформаций рядом с индексом этапа в виде верхнего индекса ставится буква: а – архейский, п – протерозойский, ф – фанерозойский. Ниже, при описаниях месторождений различных типов, приводится возрастная индексация этапов деформаций, например Д₂^п.

Note. Post-ore tectonics is not considered here. Depending on the time of the manifestation of deformations, a sign is placed near the index of the stage: a – Archean, p – Proterozoic, f – Phanerozoic. Below, when describing deposits of various types, the age indexation of deformation stages is given, for example, D₂^p.

ным подходом к металлогеническим построениям и поисково-разведочному процессу. Ниже рассмотрены основные особенности строения выделенных типов месторождений.

1. Субдукционный тип в ЗП (этап Д₂)

Наиболее яркий представитель субдукционного типа – месторождение **Хоумстейк** (Homestake) в США (Южная Дакота), расположенное на продолжении канадской золоторудной провинции Абитиб – архейского ЗП, погружающегося под протерозойские сланцевые отложения. В рудовмещающей формации (2.5 млрд лет) мощностью 30–120 м выделяются руды типа Хоумстейк (рис. 2), представляющие собой хлоритизированные участки куммингтоновых и сидероплезитовых сланцев, пронизанные жилами и неправильными телами кварца и содержащие обильную вкрапленность сульфидов с самородным золотом (Noble, 1950; Laznicka, 2006).

Главное рудное тело объединяет группу рудных столбов, вытянутых параллельно погружению шарниров складок. Выделяются минеральные ассоциации: 1) кварц-арсенопирит-хлоритовая, 2) кварц-пирротин-анкеритовая, 3) пирротиновая. Золото рассеяно в кристаллах арсенопирита, а также в небольшом количестве – в хлорите и пирротине. Строение рудных тел и описание формации Хоумстейк, имеющей тектонические границы с выше- и нижележащими образованиями (в том числе с выпадением отдельных частей разреза), позволяют высказать предположение о том, что она является тектонической зоной, содержащей складчатые обрывки слоев, кварцевые будины и вкрапленность сульфидов. Этот уровень можно интерпретировать как шарьяжную зону (этап Д₂^п), сопровождаемую мощными вязкими разломами по (Паталаха, 1985), разграничивающую разные формации и впоследствии, в коллизионную стадию, смятую в изоклинальные складки (этап Д₃^п).

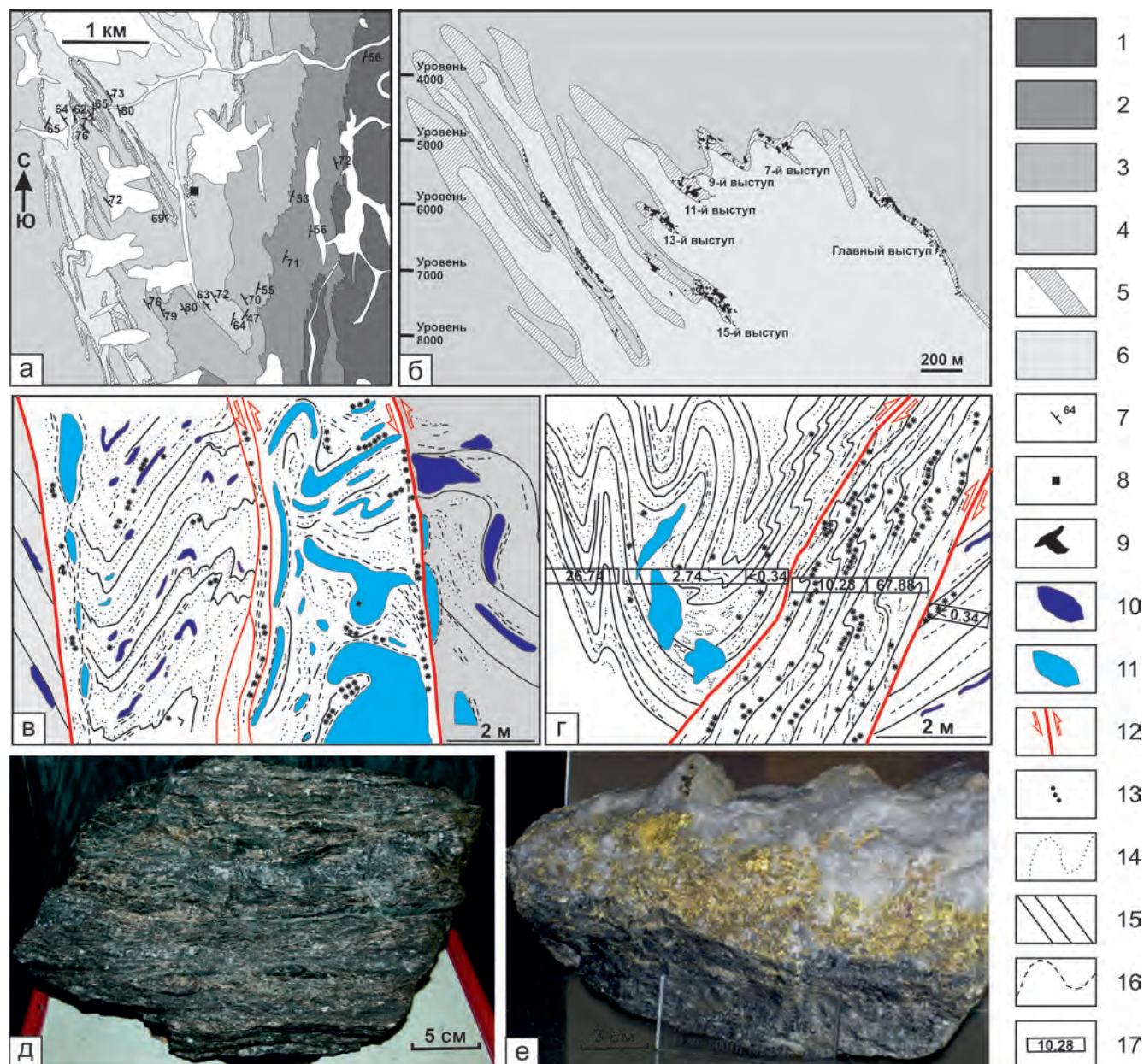


Рис. 2. Схема геологического строения (а), разрез (б) рудного поля Хоумстейк, по (Morelli et al., 2010), сечения рудных тел (в, г) в формации Хоумстейк на горизонте 5300 м, по (Caddey et al., 1991), и образцы (д, е) типичной руды (фото J.St. John; South Dakota School of Mines and Technology Museum of Geology, USA).

1–6 – формации палеопротерозоя: 1 – Гриззли, 2 – Флегрок, 3 – Нордвестерн, 4 – Эллисон, 5 – Хоумстейк, 6 – Пурман; 7 – элементы залегания пород; 8 – рудник Хоумстейк; 9 – рудные тела (на разрезе); 10–17 – на сечениях: 10 – кварцевые жилы и прожилки ранней стадии, 11 – кварцевые жилы и прожилки 2-й стадии, 12 – границы сдвиговой зоны и направление перемещения блоков, 13 – вкрапленность арсенопирита, 14 – пирротин, 15 – слоистость, 16 – биотитизация и хлоритизация, 17 – содержание золота в г/т. На фото: д – золотосодержащий сульфидсодержащий хлоритовый сланец; е – золото в кварцевом прожилке на контакте со сланцем (Главный выступ, уровень 3050, рудник Хоумстейк).

Fig. 2. Geological structure (a), section (б) of the Homestake ore field, by (Morelli et al., 2010), ore body sections (в, г) in the Homestay formation on the horizon of 5300 m (Caddey et al., 1991) and samples (д, е) of typical ore (photo by J.St. John; South Dakota School of Technology, Rapid City, South Dakota, USA).

1–6 – Paleoproterozoic formations: 1 – Grizzly, 2 – Flagrock, 3 – Northwestern, 4 – Ellison, 5 – Homestake, 6 – Poorman; 7 – elements of occurrence of rocks; 8 – Homestake mine; 9 – ore bodies (in the section); 10–17 – on sections: 10 – quartz veins and veinlets of the early stage, 11 – quartz veins and streaks of 2nd stage, 12 – the boundaries of the shear zone, 13 – dissemination of arsenopyrite, 14 – pyrrhotite, 15 – bedding, 16 – biotitization and chloritization, 17 – content of Au, ppm. In the photo: д – gold-bearing sulphide-containing chlorite shale, е – gold in a quartz vein on contact with shale (Main ledge, level 3050, Homestake mine).

Другое месторождение этого типа – **Кибали** (Kibali) в ЗП Мото Центральноафриканского кратона – расположено на северо-востоке Демократической Республики Конго (Harbidge, 2013). Выявлено в архейско-верхнепротерозойских доломитах и туфах кислого состава, слагающих синклиналь (этап D_3^n). Разведана серия “согласных” пластовых залежей в интенсивно тектонизированных (этап D_2^n) горизонтах, сложенных прожилковыми сульфидно-кварцевыми и вкрапленными сульфидными рудами. Сульфиды (3–5%) представлены пиритом, также присутствуют пирротин, арсенопирит, халькопирит, сфалерит и галенит. Золото преимущественно мелкое (до 0.1–0.2 мм), свободное и образующее включения в сульфидах.

2. Субдукционно-коллизийный тип в ЗП (этапы D_2 и $D_{4.5}$)

Ряд объектов имеет признаки совмещения оруденения, образованного во время субдукционной стадии (этап D_2), но также и более позднего отложения рудной минерализации в структурах последующих коллизийно-транспрессионных этапов (этапы $D_{4.5}$). Порой достаточно трудно провести баланс руд разного типа, поэтому такие объекты выделены отдельно и ниже приведены их основные характеристики.

На месторождении **Колар** (Kolar) в Индии рудовмещающая толща сложена неархейскими гнейсами, железистыми кварцитами, графитизированными и массивными амфиболитами (Krogstad et al., 1989). Породы слагают крыло сильно сжатой синклинали (этап D_3^n), представляющей собой узкий (4.5–6.5 км) ЗП, протягивающийся в субмеридиональном направлении на 80 км (рис. 3) в архейском кратоне Дарвар (Siva Siddaiah, Rajamani, 1989). Несколько золоторудных залежей локализованы в послойных срывах (этап D_2^n), проявившихся в амфиболовых сланцах и сопровождающихся складками волочения амплитудой 20–30 м. Залежи косо пересекаются разломами север-северо-западного простирания (этап $D_{4.5}^n$). Наиболее крупной является согласная со сланцеватостью залежь Чемпион Риф (см. рис. 3), представляющая собой зону выдержанного оруденения, прослеженную до глубины 3.2 км. Отдельные жилы и жильные зоны протягиваются с перерывами на 20 км при мощности 1–8 м. На верхних горизонтах преобладают линзы, простые и сложные складчатые (седловидные) жилы, а с глубиной наблюдается упрощение морфологии и внутренней структуры рудной зоны: преобладают простые, выдержанные по простиранию и мощности жилы. Рудные тела относятся к золото-кварцевому малосульфидному типу (Сафонов и др., 1988). Установлены две разновидности руд: золото-сульфидно-кварцевая с количеством сульфидов до 10% и средним содержанием золота

4–6 г/т; золото-кварцевая с сульфидами до 1% и содержанием золота 10–15 г/т. Наиболее широко распространены пирротин и арсенопирит, встречаются пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, шеелит. Золото находится в сростании с теллуридами (калаверит, гессит, алтаит).

По ряду признаков месторождение Колар отнесено к типу преобладания субдукционного (рудные тела по вязким разрывам этапа D_2^n , сохранившиеся в замках и утоненные или растянутые в крыльях) и, возможно, части коллизийного (этапы $D_{4.5}^n$) оруденения. О присутствии последнего может свидетельствовать преобладание кварцево-жильных тел на отдельных участках.

Другое месторождение, где проявлены разные типы оруденения, – **Бульянхулу** (Bulyanhulu) в Танзании, размещается в зеленокаменном поясе Сукумаленд (Kenyon, 1998). Здесь проявлены признаки совмещения раннего (межформационные нарушения – вязкие разломы этапа D_2^a , контролируемые экранированные руды) и коллизийного (прибортовые разломы – этапы $D_{4.5}^a$) оруденений.

3. Коллизийно-транспрессионный тип в ЗП (этапы $D_{4.5}$)

Коллизийно-транспрессионный тип золотых месторождений в ЗП развит широко: в Южной и Северной Америке, Африке и Австралии и контролируется крупными разрывными нарушениями этапов $D_{4.5}$.

Серия крупных месторождений Макинтайр-Холлинжер (McIntyre-Hollinger), Доум (Dome) и ряд других расположены в рудном поле Поркьюпайн ЗП Абитиби (Канада). Месторождения локализованы (рис. 4) в андезит-коматиит-базальтовой формации (AR_2). Породы смяты в антиклинальную складку (этап D_3^a), рассеченную рядом продольных и кососекущих зон расщепления (этап $D_{4.5}^a$) и гидротермально измененных пород (Robert, Poulsen, 1997). Эти зоны, плавно изгибаясь и соединяясь между собой, замыкают линзообразные блоки метавулканитов, в которых сформировалась система жилообразных залежей и прожилковых зон золото-пирит-турмалин-кварцевых руд (Константинов и др., 2000). На всем протяжении от зон расщепления периодически отделяются серии золоторудных тел северо-восточного и широтного, изредка субмеридионального простирания.

Рудные тела трех типов. Первый, преобладающий на нижних горизонтах, представлен прожилково-жильными зонами сульфидно-кварцевого и сульфидно-анкерит-кварцевого состава. На верхних горизонтах развиты рудные тела второго типа – метасоматические залежи вкрапленных руд. Третий тип рудных тел – массивные кварцевые жилы в штоках порфиров. Рудные тела сложены кварцем, турмалином, анкеритом и суль-

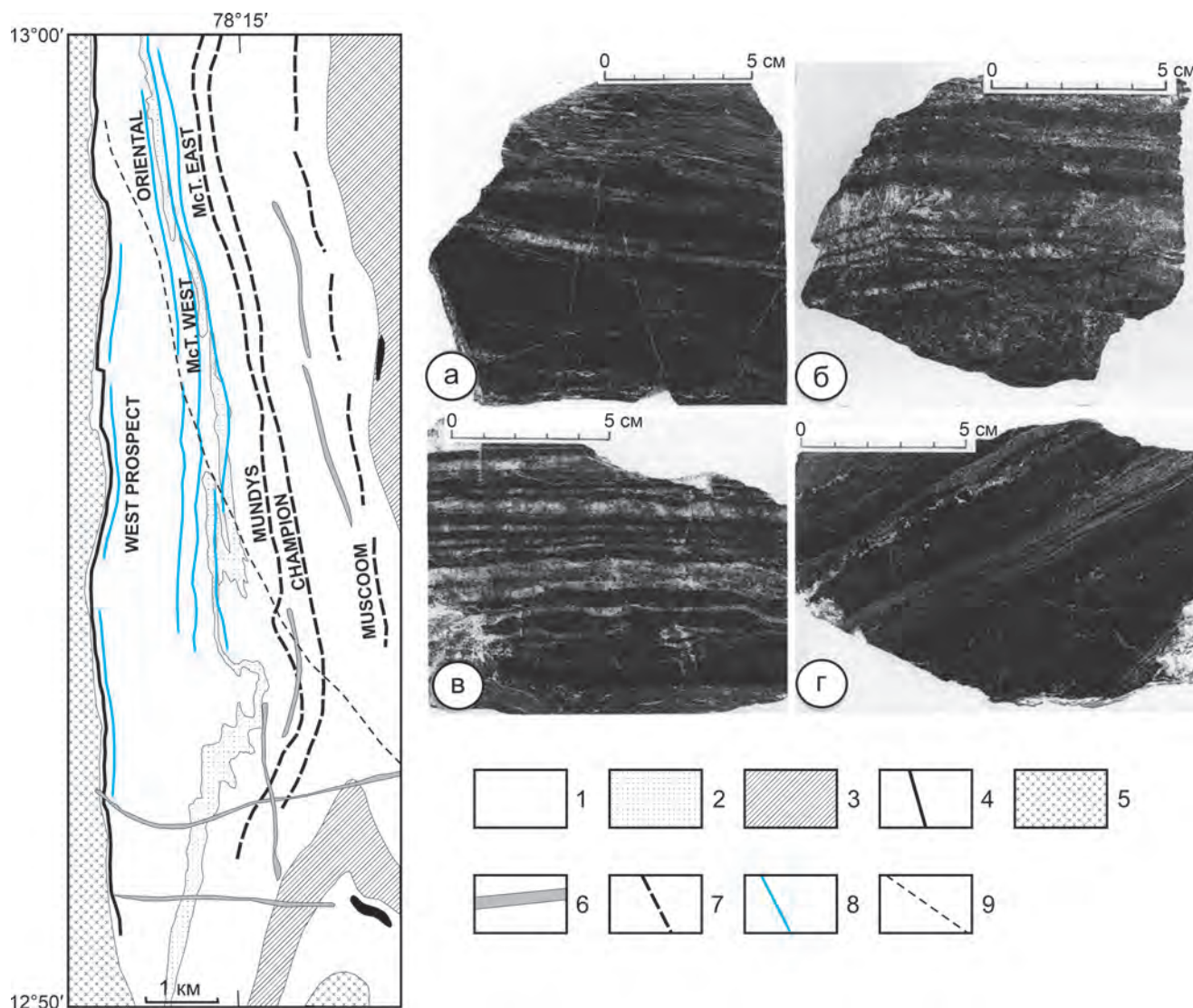


Рис. 3. Геологическая карта центральной части ЗП Колар и золото-сульфидные руды (Siva Siddaiah, Rajamani, 1989).

1 – метавулканыты основного состава, 2 – массивные амфиболиты, 3 – гнейсы “Чемпион”, 4 – железистые кварциты, 5 – гранито-гнейсы, 6 – дайки, 7 – золото-сульфидные залежи, 8 – золото-кварцевые жилы, 9 – разломы. На фото: а – слои сульфидов и кварца, залежь West Prospect; б – слои кварца и амфибола, залежь Oriental; в – структуры-будинаж в рудных слоях, залежь Oriental; г – слои магнетита и пирротина, залежь McTaggart West.

Fig. 3. Geological map of the central part of Kolar Greenstone Belts and typical gold-sulphide ores (Siva Siddaiah, Rajamani, 1989).

1 – basic metavolcanics, 2 – massive amphibolites, 3 – “Champion” gneisses; 4 – ferruginous quartzites, 5 – granite-gneiss, 6 – dikes, 7 – gold-sulphide deposits, 8 – gold-quartz veins, 9 – faults. In the photo: a – layers of sulphides and quartz, West Prospect deposit; б – layers of quartz and amphibole, Oriental deposit; в – boudinage structures in the ore layers, Oriental deposit; г – layers of magnetite and pyrrhotite, McTaggart West deposit.

фидами (до 4%): пиритом с подчиненным количеством пирротина, сфалерита, халькопирита, галенита, блеклых руд, арсенопирита, шеелита, молибденита и теллуридов. Золото свободное в кварце и в сульфидах.

Близкое строение имеют золоторудные месторождения – **Ред-Лейк** (Red Lake) и **Кемпбелл**

(Campbell). По данным (Robert, Poulsen, 1997), здесь рудоконтролирующими являются секущие северо-восточные и запад-северо-западные сдвиговые зоны (этапы D_{4-5}^a).

Месторождение **Калгурли** (Kalgoorlie) расположено в Западной Австралии, приурочено к кратону Йилгарн и локализовано в пределах ЗП Норсмен-

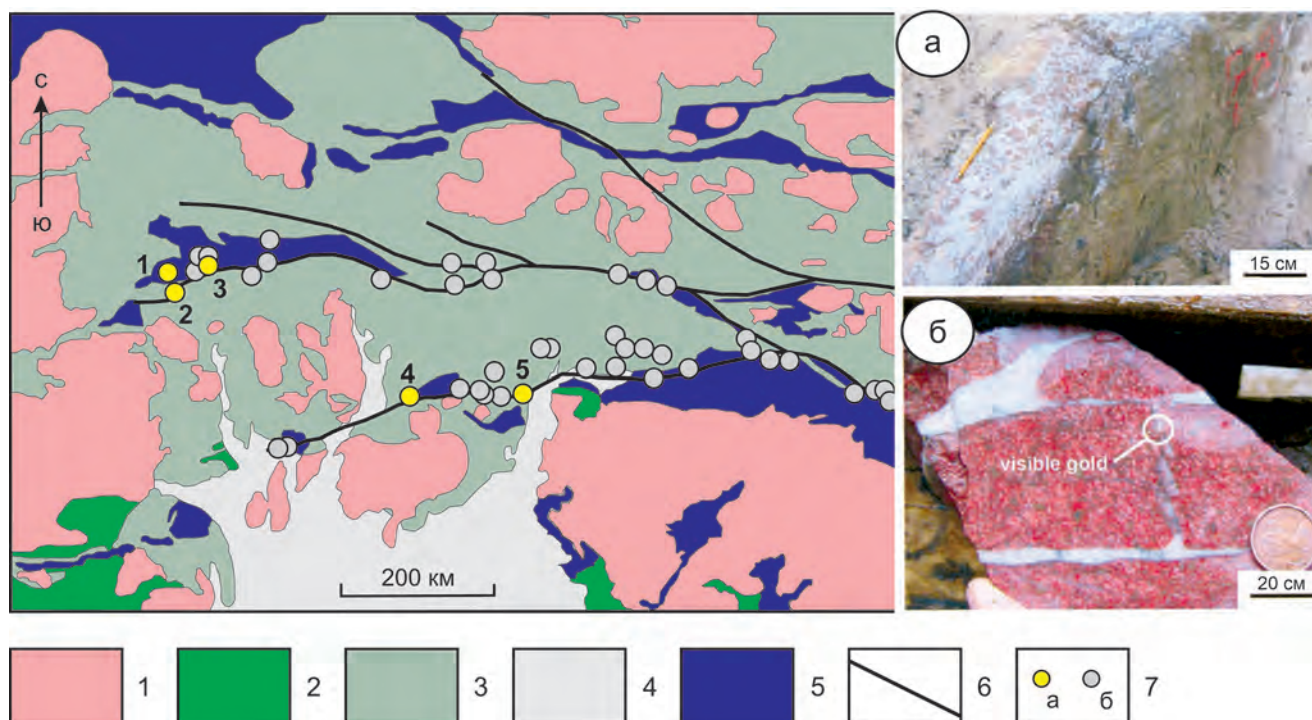


Рис. 4. Геологическая карта ЗП Абитибид с главными сдвиговыми зонами (этапы D_{4-5}^a), месторождениями золота и фото золоторудной минерализации, по (Dube, Gosselin, 2007) с упрощениями.

1 – гранитоиды; 2 – интрузии основных пород; 3 – вулканогенные породы; 4 – протерозойский чехол; 5 – терригенные породы; 6 – главные разломы; 7 – месторождения (а) и проявления (б) золота (1 – Макинтайр-Холлинжер, 2 – Доум, 3 – Памоур в сдвиговой зоне Поркьюпайн-Дестор; 4 – Кирклэнд Лейк, 5 – Керр-Аддисон в сдвиговой зоне Лардер Лейк-Кадиллак). На фото из месторождения Кирклэнд-Лейк: а – жила кварцевой брекчии; б – высокозолотоносные кварцевые прожилки в сиените, с видимым золотом, вкрапленным пиритом и теллуридами.

Fig. 4. Geological map of the Abitibi Greenstone Belts with the main shift zones (stages D_{4-5}^a), gold deposits and photos of gold mineralization, by (Dube, Gosselin, 2007) with simplifications.

1 – granitoids; 2 – intrusions of the basic rocks; 3 – volcanic rocks; 4 – Proterozoic cover; 5 – terrigenous rocks; 6 – main faults; 7 – deposits (a) and manifestations (b) of gold (1 – McIntyre-Hollinger, 2 – Dome, 3 – Pamour in the Pocupine-Destor fault zone, 4 – Kirkland Lake, 5 – Kerr-Addison in the fault zone Larder Lake-Cadillac). The photo from the Kirkland Lake deposit: a – quartz-breccia vein; b – high-gold quartz veinlets in syenite, with visible gold, disseminated pyrite and traces of tellurides.

Вилуна субмеридионального направления (Philips et al., 1996; Vielreicher et al., 2016). Оруденение развито в метабазах верхнеархейского возраста, на участке погружения синклинали Калгурли (этап D_3^a), осложненной продольным разломом (этап D_{4-5}^a) Голден-Майл. Рудоносная трещинная система прослеживается на 4 км при максимальной ширине 1–1.2 км до глубины около 1.5 км между несколькими субпараллельными ветвями разлома Голден-Майл север-северо-западного простирания. Она включает более 300 крутопадающих зон золотоносной вкрапленности сульфидов и теллуридов мощностью от 0.6 до 24 м. Золото встречается в виде микровключений в пирите, 15–20% золота содержится в теллуридах и часть свободное самородное.

Наиболее крупный объект Бразилии – месторождение **Морро-Вельо** (Morro Velho) – локализовано в горизонтах сидеритовых кварцитов, слюдисто-

анкеритовых и кварц-доломитовых сланцев возрастом 800 млн лет (Парк, Мак-Дормид, 1966). Оно контролируется мощной, многокилометровой, зональной рассланцевания (этап D_{4-5}^n), местами сопровождающейся кварцевыми метасоматитами. В крутопадающих зонах рассланцевания развито лентообразное рудное тело мощностью от 0.5 до 28 м, прослеженное на протяжении около 5 км и до глубины 2.5 км.

Крупнейшее месторождение золота Венесуэлы – **Лас-Кристинас** (Las Cristinas) – приурочено к ЗП Гвианского щита. Располагается в позднеархейско-раннепротерозойских вулканитах основного состава, слагающих крыло синклинали (Bernasconi, 1999). Оруденение локализовано в зоне рассланцевания (этап D_{4-5}^n) шириной 200–500 м, вытянутой в субмеридиональном направлении на 2.5 км и более. Выявлены 4 этажно расположенные наклонные пластообразные залежи прожилково-вкрапленных

руд в пирит-анкерит-серицит-хлоритовых метасоматитах. Главные рудные минералы ($\geq 5\%$) представлены пиритом и халькопиритом, также присутствуют пирротин, галенит, сфалерит, пентландит. Золото тонкое (от первых мкм до 0.1 мм), находится в виде включений в кварце, а также ассоциирует с сульфидами.

Таким образом, месторождения Макинтайр-Холлинжер, Доум, Кэмпбелл, Ред-Лейк, Калгурли, Морро-Вельо, Лас-Кристинас располагаются в древних архей-протерозойских ЗП. Контролируют рудную минерализацию оперяющие трещины и осложнения протяженных продольных и поперечных сдвиговых зон рассланцевания коллизионно-транспрессионной стадии (этап $D_{4.5}$). Особенность заключается в проявлении вдоль них даек и штоков пестрого состава, свидетельствующих о глубинности коллизионных швов.

4. Субдукционный тип в СП (этап D_2)

Месторождение **Кумтор** (Киргизия) находится на территории Срединного Тянь-Шаня, вблизи “линии Николаева” – сутуры восток-северо-восточного простирания протяженностью сотни километров. Месторождение приурочено к оперяющей линию Николаева Кумторской зоне смятия надвиговой природы длиной более 7 км и мощностью 300–400 м (Никоноров, 1993) с углами падения 25–55° к юго-востоку. Вкрапленно-прожилковое и штокверковое золотое оруденение локализуется в кремнисто-карбонатно-терригенных породах венда, выделяются две параллельные зоны деформаций и золотой минерализации мощностью десятки метров с падением (45–60°) на юго-восток, разделенные интервалом 30–50 м слабо минерализованной породы. Они имеют протяженность 700–1000 м, ширину 40–80 м, среднее содержание золота 2–4 г/т.

Месторождение **Сухой Лог** (рис. 5) приурочено к границе Сибирской платформы, находится в центральной части Мамско-Бодайбинского синклинория (Иванов, 2014), сложенного турбидитами среднего рифея-венда. В силурийское время они испытали сложную складчатость (этапы D_{1-2}^{Φ}) и была сформирована покровно-складчатая структура (Корольков, 2007; Зорин и др., 2008) при аккреции Баргузинского микроконтинента и Сибирского палеоконтинента.

Отмечается (Соколов, 1992), что в синклинии развиты надвиги, вязкие разрывы, кливаж и сжатые складки двух этапов деформаций (этапы D_{1-2}^{Φ}). Главной структурой является Сухоложская сильно сжатая асимметричная антиклиналь (см. рис. 5), осевая поверхность которой имеет субширотное простирание с падением на север (20–25°), а ее шарнир полого (0–15°) погружается на северо-запад (Золоторудные месторождения..., 2010). К осевой

зоне антиклинали приурочена тектоническая зона смятия (этап D_2^{Φ}) мощностью 50–250 м, падающая на север-северо-восток под углами 20–30°. Зона смятия характеризуется развитием мелких складок, будинаж-структур и многочисленных вязких разрывов по кливажу. Рудная залежь, контурами совпадающая с тектонической зоной смятия, пластообразная, мощность ее колеблется от 15 до 140 м. Она простирается в субширотном направлении на 3000 м и погружается к северо-северо-востоку под углами 15–35°, прослежена по падению на 1100–1500 м (Золоторудные месторождения..., 2010). Золотое оруденение представлено рассланцованными углеродистыми алевросланцами, содержащими рассеянные вкрапления, прожилки, гнезда карбонатов и сульфидов. Наиболее богатые руды (4.9 г/т Au) располагаются в местах пересечения пиритизированных пластов сланцев с осевой зоной складки, где они образуют рудные столбы вдоль погружающегося гребня антиклинали.

Месторождение **Телфер** (Telfer) в Австралии расположено в нижнепротерозойской терригенно-карбонатной толще (Некрасов, Дорожкина, 2015) и приурочено к пачке переслаивания песчаников и аргиллитовых сланцев, смятых в брахиантиклинальные складки (D_3^n) северо-западного простирания. Позиция и особенности пластовых рудных тел ярусного строения, прослеженных более чем на 1 км при мощности 1–3 м, указывают на их связь с разрывными структурами этапа D_2^n (надвиги, вязкие разрывы). Руды характеризуются кварц-доломит-пирит-халькопиритовым составом. Сульфиды (более 5%) представлены преимущественно пиритом и халькопиритом, в меньшем количестве присутствуют блеклая руда, энаргит, арсенопирит, сфалерит и галенит. Золото тонкодисперсное (5–30 мкм), образует включения в пирите и халькопирите.

Таким образом, месторождения субдукционного типа – Кумтор, Сухой Лог, Телфер – располагаются непосредственно в разрывных структурах этапа D_2 – в шарьяжных зонах и их разветвлениях и осложнениях, в зонах смятия и вязких разрывов, причем часто отмечается локализация вкрапленных руд в интенсивно рассланцованных черных сланцах по кливажным трещинам.

5. Субдукционно-коллизионный тип в СП (этапы D_2 и D_{4-5})

Месторождение **Ашанти** (Ashanti) в рудном поле Обуаси (Гана) расположено на Западно-Африканском щите, в пределах палеопротерозойского СП. Разрез сложен филлитами, граувакками и туфами, чередующимися с вулканитами разного состава. Месторождение локализовано в зоне рассланцевания (этап D_4^n) шириной 400–600 м, вблизи контакта вулканитов и осадочных пород. Орудене-

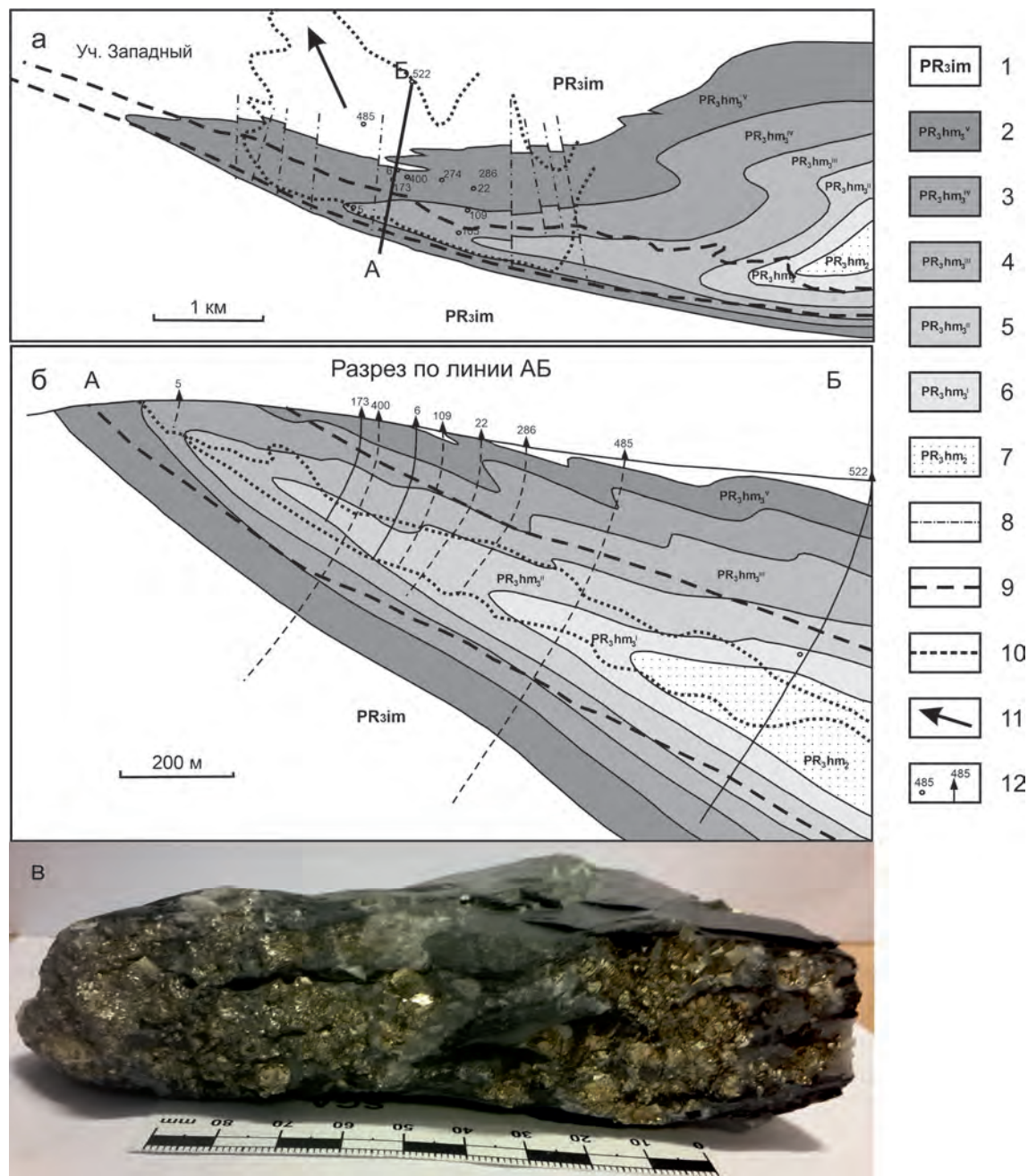


Рис. 5. Геологическая карта (а), разрез (б) месторождения Сухой Лог, по (Русинов и др., 2008) с дополнениями, и изменениями и типичная руда (в).

1 – имняхская свита (известняки, известково-сланцевые сланцы, известковистые песчаники и алевролиты); 2–6 – хомолхинская свита, верхняя подсвита: пакки разного соотношения переслаивающихся углеродистых филлитов, алевролитов и песчаников; 7 – хомолхинская свита, средняя подсвита, кварцитовидные песчаники с прослоями алевролитов и сланцев; 8 – тектонические нарушения; 9 – границы рудовмещающей зоны рассланцевания; 10 – контуры рудной залежи в проекции на горизонтальную плоскость и в разрезе; 11 – погружение рудной залежи; 12 – скважины и их номера, по материалам (Карпенко и др., 2006).

Fig. 5. Geological map (a), section (b) of the Sukhoi Log deposit, by (Rusinov et al., 2008) with additions and changes, and typical ore (v).

1 – Imnyakhskaya suite (limestone, lime-mica schists, calcareous sandstones and siltstones); 2–6 – Khomolkhinskaya suite, the upper part: bundles of different ratios of interlayer carbonaceous phyllites, siltstones and sandstones; 7 – Khomolkhinskaya suite, average part (quartzite-like sandstones with layers of aleurolite and shale); 8 – tectonic disturbances; 9 – the boundaries of the ore-hosting exfoliation zone; 10 – contours of ore deposit in projection on a horizontal plane and in a section; 11 – the dip of the ore deposit; 12 – borehole and their numbers, based on (Karpenko et al., 2006).

нию подвергся участок зоны протяженностью около 1.5 км, где проявилась серия сжатых складок с угловатыми шарнирами и крыльями, погружающимися под углами 60–80°. Шарниры складок вытягиваются в север-северо-восточном направлении. Региональная зона расщепления здесь изгибается и расщепляется на 3–4 субпараллельные ветви (Blenkinsop et al., 1994). Мощность ветвей 20–30 м, в их пределах степень расщепления филлитов резко возрастает, развиваются тектонические швы и плоскости скольжения с углистыми минералами и дайки габбро-диабазов.

На месторождении проявлено три этапа деформации (Fougerouse et al., 2017): первый (ранний) – образование сланцеватости (этап D_1^n); второй – изоклиальная складчатость (этап D_2^n), сопровождаемая вкрапленностью золотоносного арсенопирита во вмещающих породах; третий – зоны разломов (этап D_4^n) с мощными высокозолотоносными кварцевыми жилами. Выделяется (Константинов и др., 2000) два главных типа руд: сульфидные прожилково-вкрапленные и кварцевые жилы, содержащие свободное золото. Выявлены четыре жилы протяженностью до 800–1000 м и мощностью до 17 м. Это секущие, разветвляющиеся, плитообразные жилы с короткими (десяtkи метров при мощности 0.5–1.5 м) апофизами. Иногда вдоль висячей стенки жил наблюдается зона дробления, выполненная пиритизированным, окварцованным, графитизированным веществом. Оруденение прослежено до глубины 1500 м.

Месторождение **Бендиго** (Bendigo) расположено в Австралии (штат Виктория) в зоне Бендиго-Балларат (Sharpe, Mac'Geehan, 1990). Это субмеридиональный СП протяженностью 120 км и шириной 40–60 км, сложенный ордовикскими флишевыми и сланцевыми толщами, в среднем девоне смятыми в сжатые изоклиальные складки (этап D_2^f) и разбитыми многочисленными нарушениями (этап D_{4-5}^f). Среди рудных тел преобладают седловидные жилы, приуроченные преимущественно к замкам антиклиналей и реже – к замкам синклиналей, а также пластообразные залежи в согласных надвигах (этап D_2^f) и секущие жилы (этап D_{4-5}^f).

Месторождение **Олимпиада** (Новожилов и др., 1986, 2014) размещается в северной части Енисейского кряжа. Площадь сложена терригенно-карбонатными породами нижнего рифея, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций и прорванными телами гранитоидов (Генкин и др., 1994; Ли, 2003). Рудные тела залегают в горизонте слюдисто-карбонатно-кварцевых сланцев мощностью до 300–350 м в раздувах замков складок и первые десятки метров на их крыльях. На месторождении выделяется сжатая субширотная Медвежинская антиклиналь. Серия складок (этап D_2^n) второго порядка с пологими шарнирами (8–10°) и пологим кливажом осложня-

ет замок антиклинали (Журавлев, 2016). Руды месторождения образуют “субсогласные складчатости”, стратифицированные залежи (этап D_1^n) седловидной формы с максимальной мощностью в замках складок и с постепенным выклиниванием на крыльях. Крупная залежь (80% запасов) в антиклинали сложена вкрапленными пирит-арсенопирит-пирротиновыми рудами в теле кварцевых и кварц-карбонатно-березитовых метасоматитов. Аркообразная залежь мощностью до 400 м, следуя склонению шарнира, погружается в восточном направлении до глубины 800 м. Золотое оруденение других участков приурочено к единой стратиформной залежи, наследующей морфологию распространенных здесь лежащих складок, что обусловило проявление согласной со слоистостью зигзагообразной залежи вкрапленных руд золота. Золото установлено в сочетании с арсенопиритом и кварцем, реже с пиритом, марказитом, антимонитом, карбонатами, причем прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация составляет 3–5%.

Месторождение **Мурунтау** в Кызылкуме (Узбекистан) приурочено к догерцинским метаморфическим образованиям основания складчатого пояса Южного Тянь-Шаня, относящимся к различным фациальным зонам Кызылкумского палеобассейна. Процессы субдукции, отмечаемые в конце силурийского времени на его южной окраине, сопровождались образованием Тасказган-Бесапанской аккреционной призмы, позже (в карбоновое время) вошедшей в состав герцинид Южного Тянь-Шаня. В Тасказган-Бесапанской призме выделяется два метатерригенных аллохтонных комплекса, фактически два типа разреза – окраинно-континентальный и внутриокеанический, разделенных швом шарьяжа (Мухин и др., 1991). Месторождение (рис. 6) располагается в этом Главном шарьяже (этап D_2^f), к зоне которого приурочено тектоническое тело “Мурунтауской линзы” (Мухин и др., 1988). Это тектоническое тело вмещает золото-кварцевую минерализацию Главной рудоносной залежи Мурунтау (Золоторудное месторождение..., 1998). Мощность Главного шарьяжа доходит здесь до 1 км, и он распадается на несколько швов – вязких разрывов (мощностью 10–30 м), расчленяющих рудовмещающую толщу “Мурунтауской линзы”. Эти вязкие разрывы представляют собой зоны сгущения кливажа и интенсивной тектонизации. Вторичные изгибы поверхности шарьяжа и конформных ему вязких разрывов (этап D_3^k) определяют пластово-седловидную форму Главной рудоносной залежи Мурунтау.

Гигантский штокверк состоит из многочисленных элементов (см. рис. 6а–г). Установлено (Золоторудное месторождение..., 1998), что субсогласные кварцевые прожилки и метасоматиты (этап D_1^f) характеризуются невысокими средними содержаниями золота. В жилах по кливажу и вязких

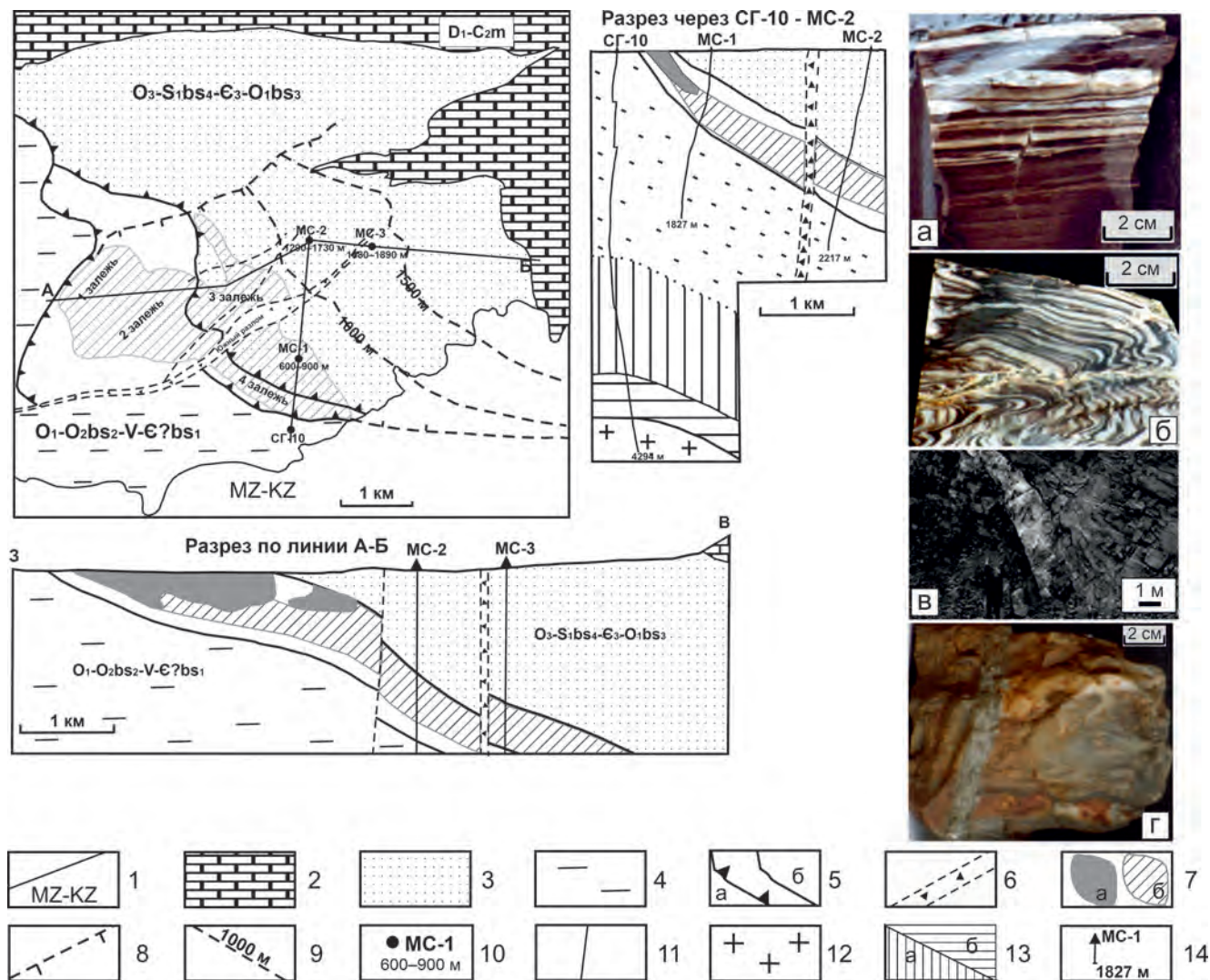


Рис. 6. Структурная схема Мурунтауской линзы и разрезы через нее. Фото руд месторождения.

1 – граница выходов домезозойского складчатого основания; 2 – девон-каменноугольные карбонатные породы; 3, 4 – бесапанская свита: 3 – окраинноконтинентального типа $E_3-O_2bs_3-O_3-S_1bs_4$ – песчаники и алевролиты слюдисто-кварцевые, переслаивание алевролитов углеродисто-кварцевых, пелитов углеродисто-слюдистых; 4 – внутриокеанического типа $V-C?bs_1-O_1-O_2'bs_2$ – метапесчаники и метаалевролиты слюдисто-кварц-полевошпатовые, переслаивание метаалевролитов биотит-серцит-кварцевых и сланцев углеродисто-биотит-кварцевых; 5 – Мурунтауская линза и ее шарьяжные границы на схеме (а) и разрезах (б); 6 – поздние крутопадающие разломы; 7 – рудоносная залежь: разведанная часть на разрезах (а), предполагаемая по результатам глубокого бурения на разрезах и проекция на дневную поверхность разведанной части (б); 8 – предполагаемые границы рудоносной залежи; 9 – изогипсы кровли рудоносной залежи (с учетом структурных данных и результатов бурения скважин-спутников); 10 – скважины-спутники МС-1, МС-2, МС-3 и отметки глубины вскрытия рудоносной залежи; 11 – линии разрезов; 12 – гранитоиды; 13 – контур развития роговиков (а) и скарновых (б) изменений; 14 – скважины и глубина до забоя.

Фото руд месторождения Мурунтау: а – полосчатый биотит-полевошпат-кварцевый метасоматит, с субогласными кварцевыми прожилками; б – полосчатый метасоматит смятый в складки; в – “стержневые жилы” в карьере Мурунтау; г – полосчатый биотит-полевошпат-кварцевый метасоматит, смятый в складку, пересечен кварц-арсенопиритовым прожилком. (фото W. Schuh; в – фото из (Goldfarb et al., 2014)).

Fig. 6. Block diagram of the Muruntau lens and cuts through it. Foto of ores.

1 – the boundary of the Pre-Mezozoic folded base; 2 – Devonian-Carbonaceous carbonate rocks; 3, 4 – Besapan suite: 3 – marginal continental type – $E_3-O_2bs_3-O_3-S_1bs_4$ – mica-quartz sandstones and siltstones, the intercalation of carbon-quartz aleurolites and carbonaceous mica pelites; 4 – intra-oceanic type $V-C?bs_1-O_1-O_2'bs_2$ – mica-quartz-feldspathic metasandstones and metasiltstones, interlaying of biotite sericite-quartz metasiltstone and carbonaceous-biotite-quartz schists; 5 – Muruntau lens and its thrust nappe borders on the diagram (a) and on the cuts (b); 6 – late steeply dipping faults, incl. Southern thrusts; 7 – ore-bearing deposit: the explored part on the cuts (a), the continuation on the cuts assumed by the results of deep drilling and the projection onto the surface of the explored part (b); 8 – estimated boundaries of the ore-bearing deposit; 9 – isohypses of the roof of the ore-bearing deposits (taking into account structural data and the results of drilling of satellite borehole); 10 – borehole-satellites MS-1, MS-2, MS-3 and the depth of opening of the ore-bearing deposits; 11 – cuts lines; 12 – granitoids; 13 – contours of the development of hornfels (a) and skarn (b) changes; 14 – borehole and bottomhole depth.

Foto of ores: а – banded biotite-feldspar-quartz metasomatite, with sub-consistent quartz veinlets; б – banded metasomatite crumpled in folds; в – “core veins” in Muruntau quarry; г – banded biotite-feldspar-quartz metasomatite, crushed into a fold, crossed by a quartz vein along cleavage, (photo Wolfram Schuh; в – photo from (Goldfarb et al., 2014)).

разрывах (этап D_2^{Φ}), внутрипластовых секущих жилах и метасоматитах (этап D_3^{Φ}), “стержневых” жилах (этап D_4^{Φ}) сравнительно высокие средние содержания золота. Также высокие содержания золота отмечены в более поздних (герцинских) жилах и альбит-серицит-хлорит-кварцевых метасоматитах с арсенопиритом, развитых локально в зонах северо-восточных разломов (этап D_5^{Φ}).

Неравномерность развития элементов структуры в объеме месторождения (Савчук и др., 1987) и разная золотоносность контролируемой ими минерализации создают “местные” особенности выделяемых четырех обобщенных рудных залежей. Первая рудная залежь расположена на северо-западе, основу ее составляют рудные тела, согласные со слоистостью, определяющей пологий и согласный характер залежи, имеют сравнительно невысокие и равномерные содержания золота. Вторая рудная залежь занимает центр карьера, связана с зоной северо-восточного разлома, где развиты секущие “стержневые” жилы с высокими содержаниями золота. Третья рудная залежь вскрыта восточными уступами карьера и подземными горными выработками, основой являются субсогласные рудные тела и, в небольшом количестве, крупные жильные тела. Четвертая рудная залежь изучена на поверхности и в подземных горных выработках, здесь широко проявились жильные тела в зонах вязких разрывов. Отметим, что на всех участках лишь небольшую долю (10–15%) составляют секущие рудные тела, которые можно связать с сульфидсодержащими ассоциациями (см. рис. 6г).

Таким образом, месторождения Ашанти, Бендигго, Олимпиада и Мурунтау отнесены к типу совмещения синкинематического оруденения (этапы D_{1-2}), располагающегося в зонах шарьяжей и вязких разрывов и часто имеющего увеличенную мощность в замках складок и пережатую в крыльях (что характерно для пород, испытавших динамотермальный метаморфизм) и секущего коллизионно-транспрессионного (этапы D_{4-5}) оруденения (наличие угловатых складок, наложение рудной минерализации на дайки пестрого состава и др.).

6. Коллизионно-транспрессионный тип в СП (этапы D_{4-5})

Крупнейшее на Аляске золоторудное месторождение **Донлин-Крик** (Donlin Creek) располагается в центральной части СП Кускокуим. Оруденение приурочено к региональному северо-восточному сдвигу, контролирующему штоки и дайки фельзит-порфиоров, гранит-порфиоров и риодацитов, прорывающих нижнемеловую толщу песчаников, аргиллитов и глинистых сланцев (Goldfarb et al., 2004). Выделяется более 10 жильно-прожилковых рудных зон, приуроченных к мощному правостороннему сдвигу (этап D_{4-5}^{Φ}). Наиболее крупная рудная

зона протяженностью более 2 км имеет мощность 100–150 м. В метасоматитах даек и штоков развиты круто наклоненные линейные прожилковые и штокверковые рудные тела мощностью от 3–5 до 10–25 м.

Месторождение **Нежданнинское** (Гамянин и др., 2001) располагается в Южном Верхоянье, где Н.А. Горячев (1998) выделяет Аллах-Юньский золото-кварцевый пояс. Рудовмещающие нижнепермские углеродистые алевролиты с прослоями песчаников смяты в антиформу северо-восточной ориентировки. Ее осевая часть осложнена субпараллельными близмеридиональными зонами смятия и дробления, имеющими вертикальное или крутое (70–80°) падение. Отмечаются дайки диоритовых порфириров и лампрофиров. Рудные тела, локализующиеся в разломах (этап D_{4-5}^{Φ}), относятся к трем структурно-морфологическим типам: минерализованные зоны смятия и дробления, насыщенные вкрапленностью (до 10–15%) арсенопирита и пирита, оперяющие плитообразные жилы и штокверкоподобные жильные зоны, с глубиной переходящие в единичные жилы (Горячев, 1998). Наиболее богатое оруденение локализовано в плитообразных кварцевых жилах, сформированных в трещинах отрыва и скола, оперяющих главные рудные зоны (Гамянин и др., 2001).

Месторождение **Наталка** располагается в Верхояно-Колымском СП, возникшем в результате столкновения в конце поздней юры–начале раннего мела Верхоянской пассивной окраины Сибирского палеоконтинента, со сложно построенным коллажем из чешуй разного состава и происхождения, объединенных в Колымо-Омолонский супертеррейн (Парфенов и др., 2001). Образовавшееся коллизионное сооружение сложено терригенными породами пермского возраста.

Золотые месторождения здесь приурочены к областям влияния региональных сдвигов (этап D_4^{Φ}) северо-западного простирания (Горячев, 1998). В наиболее рудоносном Центрально-Колымском золоторудном регионе (рис. 7) выделяется Тенькинский глубинный разлом сдвиговой природы (Шахтыров, 1997), который контролирует несколько рудно-россыпных узлов, в том числе Омчакский с месторождением Наталка. Непосредственно на поверхности выделяется Омчакский разлом крутого (70–75°) северо-восточного падения, представленный серией субпараллельных и оперяющих трещин, зон дробления и развальцевания. К разломам приурочены дайки спессартитов. Для месторождения Наталка (Гончаров и др., 2002; Месторождение Наталкинское, 2006) основная структура – это разрывная зона (этап D_{4-5}^{Φ}) северо-западной ориентировки, к югу приобретающая плавный перегиб в широтном направлении, где сочленяется с Омчакским разломом. Падение рудовмещающих взбросов северо-восточное, 45–60°, с постепенным вы-

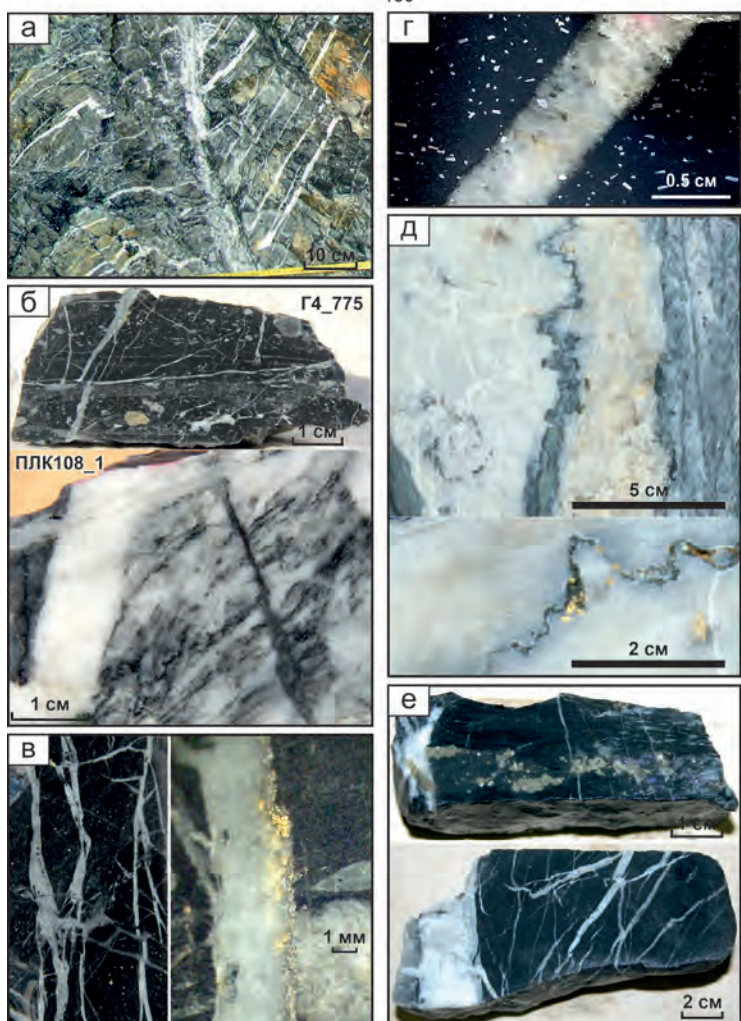
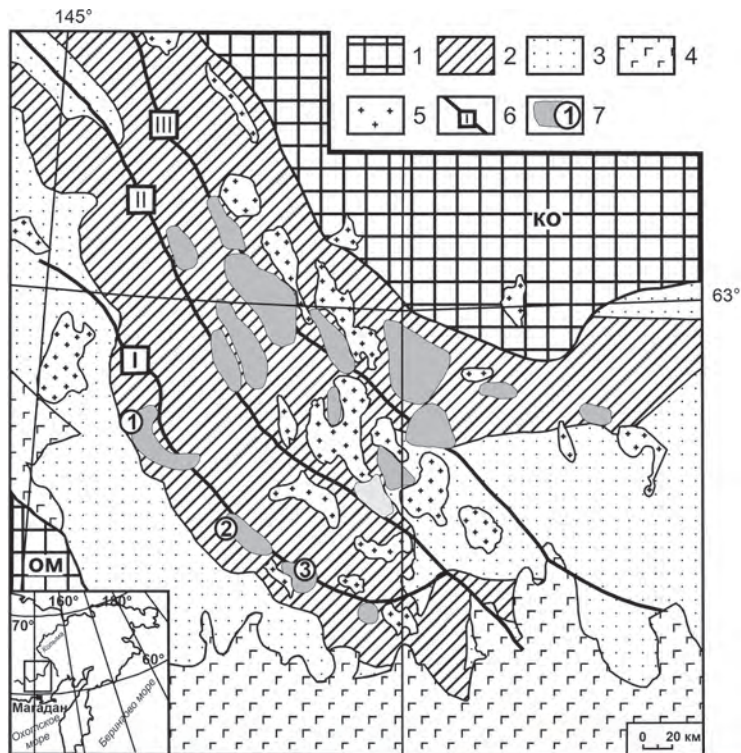
Рис. 7. Схема геологического строения Центрально-Колымского золоторудного региона, по (Стружков и др., 2009) с изменениями, и руды золотых месторождений.

1 – террейны (ОМ – Охотский кратонный терреин, КО – Колымо-Омолонский супертерреин); 2 – отложения континентального склона; 3 – отложения шельфа; 4 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП); 5 – гранитоиды; 6 – региональные разломы (I – Тенькинский, II – Чай-Юрьинский, III – Дебинский); 7 – рудно-россыпные узлы вдоль Тенькинского разлома (1 – Дегдеканский, 2 – Омчакский, 3 – Пионерский). На врезке – положение Центрально-Колымского региона. На фото: а – жильно-прожилковые руды месторождения Наталка (фото М.В. Наталенко (Золоторудные месторождения..., 2010)); б – прожилково-вкрапленные руды месторождения Павлик; в – прожилковидные выделения золота в секущих кварцевых прожилках (месторождения Павлик и Наталка); г – вкрапленные руды месторождения Делювиальное; д – жильные руды месторождения Жданное; е – жильковые и вкраплено-прожилковые руды месторождения Дразное.

Fig. 7. Scheme of the geological structure of the Central Kolyma gold ore region, according, by (Struzhkov et al., 2009) with changes and typical ores of the main gold deposits.

1 – terranes (OM – Okhotsk cratonal terrane, KO – Kolyma-Omolon superterrane); 2 – deposits of the continental slope; 3 – shelf deposits; 4 – Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt (OCVB); 5 – Late Jurassic–Early Cretaceous granitoids; 6 – regional faults (I – Ten'ka, II – Chai-Yur'in, III – Debin); 7 – main ore-placer knots (RDL) along the Ten'ka fault (1 – Degdekan, 2 – Omchak, 3 – Pioneer). The inset shows the position of the Central Kolyma region. In the photo: a – vein-veinlets ore of the Natalka deposit (photo M.V. Natalenko (Zolotrudnye mestorozhdeniya..., 2010)); б – vein-impregnated ores of the Pavlik deposit; в – streaky gold in intersecting quartz veins and in their bandages (deposits Pavlik and Natalka); г – interspersed ores of the Deluvial deposit; д – vein ores of the Zhdannoe deposit; е – vein and intersized and vein ores of the Drazhnoye deposit.

полаживанием вниз. Мощность швов составляет 0.5–2.0 м, они сопровождаются дроблением и развальцеванием пород в зоне шириной 3–20 м с тонкосетчатым окварцеванием. В плане рудные зоны, заключенные между этими разрывными структурами, образуют пучок протяженностью около 5 км и шириной 100–200 м на северо-западе, до 600 м на юго-востоке. Среди рудной минерализации выделяются: взбросо-сдвиговые зоны с углеродистыми милонитами и сульфидной вкрапленностью, а также зоны объемной трещиноватости, смятия и дробления в межразломном пространстве, с развитием кварцевых и кварц-карбонатных прожилков. Такие особенности характерны для погружающегося на северо-восток рудного штокверка.



На месторождении **Линглонг** (Linglong) в Китае большая часть руд заключена в милонитизированных контактах докембрийских метаморфических пород или в многочисленных сближенных маломощных кварцевых прожилках, секущих гранитоиды мезозойского возраста (Goldfarb, Santosh, 2014). Руды золото-пирит-кварцевые, малосульфидные, содержания металла – первые граммы на тонну – повышаются в более поздних минеральных парагенезисах.

Золотые месторождения коллизионного типа контролируются протяженными крупными разрывными нарушениями и системами оперяющих трещин, развивающимися по схеме транспрессионных сдвигов, причем в ранний этап D_4 обычно происходит внедрение даек и штоков пестрого состава, а уже в следующий этап D_5 – отложение золотоносной минерализации. Такие особенности обусловили размещение на некоторых месторождениях части рудной минерализации в дайках пестрого состава (Донлин-Крик) или гранитоидных породах (Линглонг).

ОБСУЖДЕНИЕ. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Крупные и суперкрупные орогенные месторождения различных типов, несмотря на размещение в ЗП и СП разных возрастов, имеют следующие структурные особенности. Для **субдукционного типа** рудоконтроль осуществляется динамометаморфическими структурами этапов D_1 и D_2 – зонами шарьяжей между аллохтонными комплексами, локальными надвигами (так называемые “вязкие разрывы”), зонами смятия, кливажирования; характерны многоярусные пластово-седловидные, наклонные соскладчатые залежи. Основу рудных залежей составляют: а) жильно-прожилково-метасоматические золото-кварцевые, золото-сульфидно-кварцевые руды (Кибали, Мурунтау, Кумтор, Бендиги) и б) прожилково-вкрапленные золото-сульфидные руды (Хоумстейк, Сухой Лог, Олимпиада). По времени образования это оруждение предвещает гранитоидный магматизм I- и S-типа (Буряк, 1975; Коновалов, 1985; Соколов, 1992). Более поздними являются дайки пестрого состава, пересечение которыми рудной минерализации установлено на ряде золотых месторождений (Мурунтау). Таким образом, субдукционный тип орогенных месторождений золота имеет четкие временные рамки в пределах тектонического процесса формирования аккреционной призмы, контролируется определенными шарьяжными структурами и подчиняется элементам их пространственного положения, что и позволяет выделять самостоятельную группу этих объектов.

Коллизионно-транспрессионный тип месторождений контролируется продольными и реже

поперечными к складчатому поясу региональными сдвиговыми структурами этапов D_{4-5} . Для них характерны: серии параллельных нарушений, сравнительно большая мощность (десятки–первые сотни метров) и значительная протяженность (до десятков километров и более) тектонизированной зоны, значительная сдвиговая компонента при общем вертикальном характере перемещения с крутыми углами наклона ($70-90^\circ$). Тектоническая зона выражена рассланцованными и брекчированными образованиями либо углеродистыми милонитами с зажатыми разновеликими блоками менее тектонизированных пород. Вдоль разломов порой развиты дайки пестрого состава, характерные для ранних этапов развития сдвиговых нарушений. В следующие этапы зафиксировано отложение кварцево-жильно-прожилковой и сульфидно-вкрапленной (пирит, арсенопирит) минерализации. Для взбросо-сдвигов характерен транспрессионный структурно-вещественный парагенезис, представляющий собой закономерное сочетание субвертикальных разрывов, надвигов, наложенной складчатости (Морозов, 2002), закономерно размещенных в пространстве магматических тел и жильных образований. Особенности структурного парагенезиса определяют морфологию рудных тел и залежей, их сочетание и положение в пространстве. Для наиболее крупных месторождений этого типа рудоконтролирующими являются оперяющие основные сдвиги наклонные и пологопадающие листрические разломы, с объемными трещинными зонами между ними, для которых характерны корытообразные залежи метасоматически-прожилково-вкрапленных руд золото-сульфидно-кварцевой и золото-сульфидной формаций.

В ряде случаев на крупных месторождениях проявлены руды как субдукционного, так и коллизионно-транспрессионного типа, причем часто трудно подсчитать их баланс. Обычно ранние руды субдукционной стадии слагают крупнообъемные тела со сравнительно низкими содержаниями золота, а развитые на их фоне более поздние локальные жильные образования характеризуются высокими содержаниями.

Д. Гровсом с соавторами предложена общая схема локализации орогенных золотых месторождений в различных структурных позициях (Groves et al., 2016). Если сопоставить эту схему с выделяемыми нами различными типами месторождений, то в ней находят свое место и субдукционный тип – “субсогласные залежи в замках складок”, а также рудные тела в “вязких разрывах и зонах смятия” и коллизионно-транспрессионный тип – секущие тела в разломах и трещинных структурах.

Традиционно генезис крупных орогенных золоторудных месторождений в ЗП и СП рассматривался с позиций магматической модели, в которой ведущая роль отводится магме разного состава,

которая являлась главным источником как гидротермальных растворов, так и рудного компонента, например, гранитный плутон (Groves et al., 2016). Основанием для этого стали: присутствие высокотемпературных метасоматитов, сложные и неоднозначные временные и пространственные соотношения оруденения с магматическими продуктами разного состава, повышенное содержание некоторых элементов (Горячев, 2014) и др. Позже развивались представления о метаморфогенном генезисе этих месторождений. Оценки потенциальных возможностей рудообразования магматических и метаморфических процессов привели к необходимости создания моделей, объединяющих обе гипотезы, учитывающих как сингенетическую золотосодержащую вмещающих толщ, так и высокую температуру процессов экстракции металла из них. Большинство современных исследователей развивают метаморфогенно-деформационную модель. Обобщившие эти представления Д. Гровс и М. Сантош (Groves, Santosh, 2016) отмечают, что источник золота орогенных месторождений неясен и предлагают общую графическую модель, которая иллюстрирует зональность и пространственные соотношения различных типов орогенного золотого оруденения: от золото-кварцевого внизу в высокотемпературной зоне, затем золото-мышьяк-теллур-вольфрамового и вверху – золото-сурьмяного; завершается процесс отложением ртутно-сурьмяных и ртутных руд. Подобная зональность нами была продемонстрирована на примере рудных объектов Кызылкума (Савчук, 1990; Савчук, Мухин, 1993). Таким образом, хотя последний вариант схемы Д. Гровса и М. Сантоша (Groves, Santosh, 2016) учитывает “зону хрупко-пластичного перехода”, роль различных структур не расшифрована и акцентированы лишь глубинные разломы, пересекающие континентальную кору и достигающие мантии. В связи с этим очевидна важность определения генезиса рудоконтролирующих структур, особенно выявления значения ранних из них – первично пологих шарьяжей, надвигов, вязких разрывов, зон смятия, кливажа, связанных с зонами субдукции. Более поздние структуры – транспрессионные сдвиги-взбросы – имеют листрический характер и достигают глубин лампрофировых выплавок. Но те и другие развиваются во время конвергентных процессов и являются поверхностным отражением перемещения блоков-террейнов по поверхности детачмента при сокращении поперечных размеров аккреционных призм. Вероятно, эта поверхность представляет собой не только тектоническую зону, но и канал, осуществляющий связь между различными глубинными уровнями зоны субдукции, откуда поступают рудоносные гидротермы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Позиция крупных и суперкрупных орогенных месторождений золота определяется локализацией в ЗП и СП в основании аккреционных призм, сформированных вулканогенными (ЗП) или углеродистыми песчано-сланцевыми (СП) окраинно-континентальными отложениями. Значительные вариации структурных форм объясняются геодинамической историей региона, а рудная минерализация локализуется в структурах субдукционной и коллизионно-транспрессионной стадий. Золотое оруденение на месторождениях часто полихронное, после рудоотложения в шарьяжно-кливажных нарушениях, в последующие этапы развития, в локальных трещинных структурах происходило образование богатых рудных тел. Это может свидетельствовать об унаследованном развитии рудообразующей системы или о перераспределении золота во время последующих тектонических процессов, сопровождавшихся гидротермальной активностью.

Для ЗП характерны золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые как субдукционные и субдукционно-коллизионные, так и коллизионно-транспрессионные орогенные месторождения. В более молодых СП преобладают золото-сульфидно-кварцевые и золото-сульфидные объекты (без учета Мурунтау) со значительной долей коллизионно-транспрессионных месторождений.

В результате анализа тектонических позиций и структурных особенностей крупных и суперкрупных орогенных месторождений золота выделено в каждом из двух классов (в ЗП и СП) по три типа – субдукционный (этапы деформаций D_1 и D_2), субдукционно-коллизионный (этапы деформаций D_2 и D_{4-5}) и коллизионно-транспрессионный (этапы деформаций D_{4-5}). Таким образом, предлагается четкая привязка золотого рудообразования к субдукционно-коллизионным процессам на основе детального структурного анализа месторождений, с определением последовательности развития и генетической природы рудоконтролирующих нарушений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамович Г.Я. (2009) Понятия и термины геотектоники и глобальной металлогении: словарь-справочник. Иркутск: Изд-во Иркутск. гос. ун-та, 161 с.
- Буряк В.А. (1975) Метаморфогенно-гидротермальный тип промышленного золотого оруденения. Новосибирск: Наука, 144 с.
- Вревский А.Б. (2011) Архейские зеленокаменные пояса – геологические и изотопно-геохимические факты и геодинамические спекуляции. *Геология Карелии от архея до наших дней*. Петрозаводск: Ин-т геологии КарНЦ РАН, 33-36.
- Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. (2001) Нездандинское золоторудное месторождение – уникаль-

- ное месторождение Северо-Востока России. М.: ГЕОС, 230 с.
- Генкин А.Д., Лопатин В.А., Савельев Р.А., Сафонов Ю.Г., Сергеев Н.Б., Керзин А.Л., Цепин А.И., Амшутц Х., Афанасьева З.Б., Вагнер Ф., Иванова Г.Ф. (1994) Золотые руды месторождения Олимпиада (Енисейский край, Сибирь). *Геол. рудн. месторождений*, **36**(2), 111-136.
- Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. (2002) Наталкинское месторождение – золоторудный гигант России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 250 с.
- Горячев Н.А. (1998) Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 210 с.
- Горячев Н.А. (2014) Благоприятнометалльный рудогенез и мантийно-коровое взаимодействие. *Геология и геофизика*, **55**(2), 323-332.
- Государственный доклад. О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2016 и 2017 гг. (Гл. редактор Е.А. Киселев). (2018) М.: ФГБУ ВИМС, 372 с.
- Журавлев В.В. (2016) Положение шарниров складок в структуре Олимпиадинского золоторудного поля и их рудоконтролирующее значение. *Разведка и охрана недр*, (4), 21-26.
- Золоторудное месторождение Мурунтау. (1998) Ташкент: Фан, 539 с.
- Золоторудные месторождения России (Ред. М.М. Константинов). (2010) М.: Акварель, 349 с.
- Зорин Ю.А., Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Пресняков С.Л., Сергеев С.А. (2008) Силурийский возраст главных складчатых деформаций рифейских отложений Байкало-Патомской зоны. *Докл. АН*, **423**(2), 1-6.
- Иванов А.И. (2014) Золото Байкало-Патомы (геология, оруденение, перспективы). М.: ФГУП ЦНИГРИ, 215 с.
- Карпенко И.А., Мигачев И.Ф., Михайлов Б.К., Петраш Н.Г. (2006) Современная геолого-экономическая оценка месторождения Сухой Лог. *Руды и металлы*, (2), 22-27.
- Кожевников В.Н. (2000) Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦРАН, 223 с.
- Коновалов И.В. (1985) Формационные условия золотой метаморфогенно-гидротермальной минерализации. Новосибирск: Наука, 97 с.
- Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф. (2000). Золоторудные гиганты России и мира. М.: Науч. мир, 272 с.
- Корольков А.Т. (2007) Геодинамика золоторудных районов юга Восточной Сибири. Иркутск: Изд-во Иркутск. гос. ун-та, 251 с.
- Ли Л.В. (2003) Олимпиадинское месторождение вкрапленных золото-сульфидных руд (Эталонные модели рудных месторождений Сибири). Красноярск: КНИИГИМС, 120 с.
- Месторождение Наталкинское. (2006) Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Т. 3. Стратегические виды рудного сырья Востока России. Кн. 1. М.: ИГЕМ РАН, 427 с.
- Морозов Ю.А. (2002) Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии. *Геотектоника*, (6), 3-24.
- Мухин П.А., Каримов Х.К., Савчук Ю.С. (1991) Палеозойская геодинамика Кызылкумов. Ташкент: Фан, 148 с.
- Мухин П.А., Савчук Ю.С., Колесников А.В. (1988) Положение Мурунтауской линзы в структуре метаморфических толщ Южного Тамдытау (Центральные Кызылкумы). *Геотектоника*, (2), 64-72.
- Некрасов Е.М., Дорожкина Л.А. (2015) Особенности размещения и геологическая позиция крупнейших золоторудных месторождений мира. *Изв. высш. учебн. заведений. Геология и разведка*, (5), 32-39.
- Никоноров В.В. (1993) Новый тип золотого оруденения в Кыргызстане. *Геол. рудн. месторождений*, **35**(5), 450-454.
- Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М., Яблокова С.В., Арефьева В.И. (2014) Уникальное промышленное золото-сульфидное месторождение Олимпиада в верхнепротерозойских терригенных отложениях. *Руды и металлы*, (3), 47-64.
- Новожилов Ю.И., Стороженко А.А., Гаврилов А.М., Яблокова С.В., Варгунина Н.П., Шерман М.Л., Лопатин В.А., Арефьева В.И. (1986) Олимпиадинское месторождение. *Золоторудные месторождения СССР*. Т. 3. М.: ЦНИГРИ, 126-146.
- Парк Ч.Ф., Мак-Дормид Р.А. (1966) Рудные месторождения. М.: Мир, 544 с.
- Парфенов Л.М., Оксман В.С., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Третьяков Ф.Ф., Трунилина В.А., Дейкуненко А.В. (2001) Коллаж террейнов Верхояно-Колымской орогенной области. *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия)*. М.: МАИК Наука Интерпериодика, 199-255.
- Паталаха Е.И. (1985) Тектонофациальный анализ. М.: Недра, 120 с.
- Русинов В.Л., Русинова О.В., Кряжев С.Г., Щегольков Ю.В., Алышева Э.И., Борисовский С.Е. (2008) Околорудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе. *Геол. рудн. месторождений*, **50**(1), 1-44.
- Савчук Ю.С. (1990) Субдукционно-гидротермальное рудообразование и металлогеническая зональность (на примере Кызылкумов). *Минералого-геохимические критерии поисков месторождений полезных ископаемых в рудных районах Тянь-Шаня*. Ташкент: САИ-ГИМС, 93-106.
- Савчук Ю.С., Мухин П.А. (1993) Эволюция рудных процессов в структуре аккреционной призмы Южного Тянь-Шаня (Кызылкумский геодинамический полигон). *Геотектоника*, (6), 63-81.
- Савчук Ю.С., Проценко В.Ф., Колесников А.В. (1987) Минеральные комплексы в каркасе структур Мурунтау. *Зап. Узб. отд. ВМО*. (40), Ташкент: Фан, 30-33.
- Сафонов Ю.Г., Васудев В.Н., Сринивасан Р., Чухров Ф.В. (1988) Золоторудное поле Колар (Индия). М.: Наука, 232 с.
- Соколов С.К. (1992) Рифтовые и шельфовые комплексы протерозойского Бодайбинского прогиба и закономерности размещения золотого оруденения. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИМГРЭ, 27 с.
- Стружков С.Ф., Наталенко М.В., Цимбалюк Н.В. (2009) Уникальные золоторудные регионы Витватерсранд (ЮАР) и Центрально-Колымский (Россия) – сопоставительный анализ. *Минеральные ресурсы России. Экономика и управление*, (4), 72-81.

- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. (2005) Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 560 с.
- Шахтыров В.Г. (1997) Тенькинский глубинный разлом: тектоническая позиция, инфраструктура, рудоносность. *Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Азии*. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 62-64.
- Эз В.В. (1978) Структурная геология метаморфических комплексов. М.: Недра, 191 с.
- Bernasconi A. (1999) The Geology of Las Cristinas Gold Deposit – Km 88, Venezuela. *Global Tectonics and Metallogeny*, 7(2), 91-94.
- Bierlein F.P., Groves D.I., Goldfarb R.J., Dubé B. (2006) Lithospheric controls on the formation of provinces hosting giant orogenic gold deposits. *Mineral. Depos.*, (40), 874-886.
- Blenkinsop T.G., Mumm A.S., Kumi R., Sangmor S. (1994) Structural geology of the Ashanti gold mine, Obuasi, Ghana. Metallogenesis of selected gold deposits in Africa. *Geol. Jajrb. D.*, 100, 679 p.
- Caddey S.W., Bachman R.L., Campbell T.J., Reid R.R., Otto R.P. (1991) The Homestake gold mine, an early Proterozoic iron-formation-hosted gold deposit, Lawrence County, South Dakota. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1857-J., 76 p.
- Dube B., Gosselin P. (2007) Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits (Ed. W.D. Goodfellow). *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral deposits Division, Special Publication*, (5), 49-73.
- Fougerouse D., Mickethwaite S., Ulrich S., Miller J., Godel B., Adams D.T., McCuaig T.C. (2017) Evidence for Two Stages of Mineralization in West Africa's Largest Gold Deposit: Obuasi, Ghana. *Econ. Geol.*, 112, 3-22.
- Goldfarb R.J., Ayuso R., Miller M.L., Ebert S.W., Marsh E.E., Petsel S.A., Miller L.D., Bradley D., Johnson C., McClelland W. (2004) The Late Cretaceous Donlin Creek Gold Deposit, Southwestern Alaska: Controls on Epizonal Ore Formation. *Econ. Geol.*, 99(4), 643-671.
- Goldfarb R.J., Santosh M. (2014) The dilemma of the Jiaodong gold deposits: are they unique? *Geosci. Front.*, (5), 139-153.
- Goldfarb R.J., Taylor R.D., Collins G.S., Goryachev N.A., Orlandini O.F. (2014) Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia. *Gondw. Res.*, 25, 48-102.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. (1998) Orogenic gold deposits – a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol. Rev.*, 13, 7-27.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Santosh M. (2016) The conjunction of factors that lead to formation of giant gold provinces and deposits in non-arc settings. *Geosci. Front.*, (7), 303-314.
- Groves D.I., Santosh M. (2016) The giant Jiaodong gold province: The key to a unified model for orogenic gold deposits? *Geosci. Front.*, (7), 409-417.
- Harbidge P. (2013) The Giant Kibali gold deposit. *Randgold Resources. New Gengold Conf. Pan Pacifik Perth.*, 57-68.
- Kenyon M. (1998) Review of the Bulyanhulu gold deposit, Tanzania. *Pathways '98*, 41-43.
- Krogstad E.J., Balakrishnan S., Mukhopadhyay D.K., Rajamani V., Hanson G.N. (1989) Plate Tectonics. 2.5 billion years ago: Evidence at Kolar, South India. A report. *Science*, 243, 1337-1340.
- Laznicka P. (2006) Giant Metallic Deposit. Springer, 746 p.
- Morelli R.M., Bell C.C., Creaser R.A., Simonetti A. (2010) Constraints on the genesis of gold mineralization at the Homestake Gold Deposit, Black Hills, South Dakota from rhenium–osmium sulfide geochronology. *Mineral. Depos.*, 45, 461-480.
- Noble J.A. (1950) Ore mineralization in the Homestake gold mine, Lead, South Dakota. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 61(3), 221-252.
- Phillips G.N., Groves D.I., Kerrich R. (1996) Factors in the formation of the giant Kalgoorlie gold deposit. *Ore Geol. Rev.*, (10), 295-317.
- Robert F., Poulsen K.H. (1997) World-class Archaean gold deposits in Canada: An overview, *Austral. J. Earth Sci.*, 44(3), 329-351.
- Sharpe E.N., Mac'Geehan P.J. (1990) Bendigo Gold-field. *Geology of the Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea*. Ed. F.E. Hughes, 2, 1287-1296.
- Siva Siddaiah N., Rajamani V. (1989) The Geologic Setting, Mineralogy, Geochemistry, and Genesis of Gold Deposits of the Archean Kolar Schist Belt, India. *Econ. Geol.*, 84, 2155-2172.
- Vielreicher N.M., Groves D.I., McNaughton N.J. (2016) The giant Kalgoorlie Gold Field revisited. *Geosci. Front.*, (7), 359-374.

REFERENCES

- Abramovich G.Ya. (2009) *Ponyatiya i terminy geotektoniki i global'noi metallogenii: slovar'-spravochnik* [Concepts and terms of geotectonics and global metallogeny: a dictionary]. Irkutsk, Publishing house Irkutsk. St. Univ., 161 p. (In Russian)
- Bernasconi A. (1999) The Geology of Las Cristinas Gold Deposit – Km 88, Venezuela. *Global Tectonics and Metallogeny*, 7(2), 91-94.
- Bierlein F.P., Groves D.I., Goldfarb R.J., Dubé B. (2006) Lithospheric controls on the formation of provinces hosting giant orogenic gold deposits. *Mineral. Depos.*, (40), 874-886.
- Blenkinsop T.G., Mumm A.S., Kumi R., Sangmor S. (1994) Structural geology of the Ashanti gold mine, Obuasi, Ghana. Metallogenesis of selected gold deposits in Africa. *Geol. Jajrb. D.*, (100), 679 p.
- Buryak V.A. (1975) *Metamorfogenno-gidrotermal'nyi tip promyshlennogo zolotogo orudeneniya* [Metamorphic-hydrothermal type of industrial gold mineralization]. Novosibirsk, Nauka Publ., 144 p. (In Russian)
- Caddey S.W., Bachman R.L., Campbell T.J., Reid R.R., Otto R.P. (1991) The Homestake gold mine, an early Proterozoic iron-formation-hosted gold deposit, Lawrence County, South Dakota. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1857-J., 76 p.
- Dube B., Gosselin P. (2007) Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits (Ed. W.D. Goodfellow). *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral eposits Division, Special Publication*, (5), 49-73.

- Ez V.V. (1978) *Strukturnaya geologiya metamorficheskikh kompleksov* [Structural geology of metamorphic complexes]. Moscow, Nedra Publ., 191 p. (In Russian)
- Fougerouse D., Micklethwaite S., Ulrich S., Miller J., Godel B., Adams D.T., McCuaig T.C. (2017) Evidence for Two Stages of Mineralization in West Africa's Largest Gold Deposit: Obuasi, Ghana. *Econ. Geol.*, (112), 3-22.
- Gamyranin G.N., Bortnikov N.S., Alpatov V.V. (2001) *Nezhdaninskoe zolotorudnoe mestorozhdenie – unikal'noe mestorozhdenie Severo-Vostoka Rossii* [Nezhdaninskoye gold deposit is a unique deposit in the North-East of Russia]. Moscow, GEOS Publ., 230 p. (In Russian)
- Genkin A.D., Lopatin V.A., Savel'ev R.A., Safonov Yu.G., Sergeev N.B., Kerzin A.L., Tsepin A.I., Amshutts K.H., Afanas'eva Z.B., Vagner F., Ivanova G.F. (1994) Gold ores of the Olympiada deposit (Yenisei Ridge, Siberia). *Geol. Rudn. Mestorozhdenii*, **36**(2), 111-136. (In Russian)
- Goldfarb R.J., Ayuso R., Miller M.L., Ebert S.W., Marsh E.E., Petsel S.A., Miller L.D., Bradley D., Johnson C., McClelland W. (2004) The Late Cretaceous Donlin Creek Gold Deposit, Southwestern Alaska: Controls on Epizonal Ore Formation. *Econ. Geol.*, **99**(4), 643-671.
- Goldfarb R.J., Santosh M. (2014) The dilemma of the Jiaodong gold deposits: are they unique? *Geosci. Front.*, (5), 139-153.
- Goldfarb R.J., Taylor R.D., Collins G.S., Goryachev N.A., Orlandini O.F. (2014) Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia. *Gondw. Res.*, (25), 48-102.
- Goncharov V.I., Voroshin S.V., Sidorov V.A. (2002) *Natalkinskoe mestorozhdenie – zolotorudnyi gigant Rossii* [Natalka deposit – Russia's gold giant]. Magadan, SVKNII DVO RAN Publ., 250 p. (In Russian)
- Goryachev N.A. (1998) *Geologiya mezozoiskikh zoloto-kvartsevykh zhil'nykh pojasov Severo-Vostoka Azii* [Geology of Mesozoic gold-quartz vein zones of North-East Asia]. Magadan, SVKNII DVO RAN, 210 p. (In Russian)
- Goryachev N.A. (2014) Noble metal ore genesis and mantle-crust interaction. *Geol. Geofiz.*, **55**(2), 323-332. (In Russian)
- Gosudarstvennyi doklad. O sostoyanii i ispol'zovanii mineral'no-syr'evykh resursov Rossiiskoi Federatsii v 2016 i 2017 godakh. (Gl. redaktor Ye.A. Kiselev) [State report. On the status and use of mineral resources of the Russian Federation in 2016 and 2017. (Ch. editor E.A. Kiselev)]. (2018) Moscow, FBGU VIMS Publ., 372 p.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. (1998) Orogenic gold deposits – a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol. Rev.*, (13), 7-27.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Santosh M. (2016) The conjunction of factors that lead to formation of giant gold provinces and deposits in non-arc settings. *Geosci. Front.*, (7), 303-314.
- Groves D.I., Santosh M. (2016) The giant Jiaodong gold province: The key to a unified model for orogenic gold deposits? *Geosci. Front.*, (7), 409-417.
- Harbidge P. (2013) The Giant Kibali gold deposit. Randgold Resources. *New Gengold Conf. Pan Pacific Perth.*, 57-68.
- Ivanov A.I. (2014) *Zoloto Baikalo-Patoma (geologiya, orudenenie, perspektivy)* [Baikal-Patom gold (geology, mineralization, prospects)]. Moscow, FGUP TSNIGRI Publ., 215 p. (In Russian)
- Karpenko I.A., Migachev I.F., Mikhailov B.K., Petrash N.G. (2006) [Modern geological and economic assessment of the Sukhoi Log deposit]. *Rudy i metally*, (2), 22-27. (In Russian)
- Kenyon M. (1998) Review of the Bulyanhulu gold deposit, Tanzania. *Pathways '98*, 41-43.
- Khain V.E., Lomize M.G. (2005) *Geotektonika s osnovami geodinamiki* [Geotectonics with the basics of Geodynamics]. Moscow, KDU Publ., 560 p. (In Russian)
- Konovalov I.V. (1985) *Formatsionnye usloviya zolotoi metamorfogenno-gidrotermal'noi mineralizatsii* [Formational conditions of gold metamorphic-hydrothermal mineralization]. Novosibirsk, Nauka Publ., 97 p. (In Russian)
- Konstantinov M.M., Nekrasov Ye.M., Sidorov A.A., Struzhkov S.F. (2000) *Zolotorudnye giganty Rossii i mira* [Gold giants of Russia and the world]. Moscow, Nauch. Mir Publ., 272 p. (In Russian)
- Korol'kov A.T. (2007) *Geodinamika zolotorudnykh raionov yuga Vostochnoi Sibiri* [Geodynamics of gold ore regions of the south of Eastern Siberia]. Irkutsk, Publishing house Irkutsk St. Univ., 251 p. (In Russian)
- Kozhevnikov V.N. (2000) *Arkheiskie zelenokamennnye poiyasa Karel'skogo kratona kak akkretionnye orogeny* [Archean greenstone belts of the Karelian craton as accretionary orogens]. Petrozavodsk, Kar NTs RAN, 223 p. (In Russian)
- Krogstad E.J., Balakrishnan S., Mukhopadhyay D.K., Rajamani V., Hanson G.N. (1989) Plate Tectonics. 2.5 billion years ago: Evidence at Kolar, South India. A report. *Science*, (243), 1337-1340.
- Laznicka P. (2006) Giant Metallic Deposit. Springer, 746 p.
- Li L.V. (2003) *Olimpiadinskoe mestorozhdenie vkraplenykh zoloto-sul'fidnykh rud (Etalonnnye modeli rudnykh mestorozhdenii Sibiri)* [Olimpiada deposit of disseminated gold-sulfide ores (Reference models of Siberian ore deposits)]. Krasnoyarsk, KNIIGIMS Publ., 120 p. (In Russian)
- Mestorozhdenie Natalkinskoe. Krupnye i superkrupnye mestorozhdeniya rudnykh poleznykh iskopaemykh. T. 3. Strategicheskie vidy rudnogo syr'ya Vostoka Rossii. Kn. 1* [Natalka deposit. Large and super-large deposits of ore minerals. V. 3. Strategic types of ore raw materials of the East of Russia. Book 1]. (2006) Moscow, IGEM RAN, 427 p. (In Russian)
- Morelli R.M., Bell C.C., Creaser R.A., Simonetti A. (2010) Constraints on the genesis of gold mineralization at the Homestake Gold Deposit, Black Hills, South Dakota from rhenium–osmium sulfide geochronology. *Mineral. Depos.*, (45), 461-480.
- Morozov Yu.A. (2002) Structural role of transpression and transtension. *Geotektonika*, (6), 3-24. (In Russian)
- Mukhin P.A., Karimov Kh.K., Savchuk Yu.S. (1991) *Paleozoiskaya geodinamika Kyzylkumov* [Paleozoic geodynamics of Kyzylkum]. Tashkent, Fan Publ., 148 p. (In Russian)
- Mukhin P.A., Savchuk Yu.S., Kolesnikov A.V. (1988) The position of the Muruntau lens in the structure of metamorphic strata of South Tamdytau (Central Kyzylkum). *Geotektonika*, (2), 64-72. (In Russian)
- Nekrasov E.M., Dorozhkina L.A. (2015) Peculiarities of location and geological position of the largest gold ore de-

- posits in the world. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geologiya i razvedka*, (5), 32-39. (In Russian)
- Nikonov V.V. (1993) A new type of gold mineralization in Kyrgyzstan. *Geol. Rudn. Mestorozhdenii*, **35**(5), 450-454. (In Russian)
- Noble J.A. (1950) Ore mineralization in the Homestake gold mine, Lead, South Dakota. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **61**(3), 221-252.
- Novozhilov Yu.I., Gavrilov A.M., Yablokova S.V., Aref'eva V.I. (2014) Olympiadninskoe unique industrial gold-sulfide deposit in the Upper Proterozoic terrigenous deposits. *Rudy i metally*, (3), 47-64. (In Russian)
- Novozhilov Yu.I., Storozhenko A.A., Gavrilov A.M., Yablokova S. V., Vargunin N.P., Sherman M.L., Lopatin V.A., Aref'eva V.I. (1986) Olimpiada deposit. *Zolotorudnye mestorozhdeniya SSSR. T. 3* [Gold deposits of the USSR. V. 3]. Moscow, TSNIIGRI Publ., 126-146. (In Russian)
- Parfenov L.M. (2001) Tectonic evolution Earth crust of Yakutiya in the context of geodynam of north of Pacific Ocean framing and metallogenic belts. *Tektonika, geodinamika i metallogeniya territorii Respubliki Sakha (Yakutiya)* [Tectonics, geodynamics and metallogeny of the territory of the Republic of Sakha (Yakutia)]. Moscow, MAIK Nauka Interperiodika Publ., 499-512.
- Parfenov L.M., Oksman V.S., Prokop'ev A.V., Timofeev V.F., Tret'yakov F.F., Trunilina V.A., Deikunenko A.V. (2001) Collage of terranes of the Verkhoyansk-Kolyma orogenic region. *Tektonika, geodinamika i metallogeniya territorii Respubliki Sakha (Yakutiya)* [Tectonics, geodynamics and metallogeny of the territory of the Republic of Sakha (Yakutia)]. Moscow, MAIK Nauka Interperiodika Publ., 199-255. (In Russian)
- Patalakha E.I. (1985) *Tektonofatsial'nyi analiz* [Tectonofacial analysis]. Moscow, Nedra Publ., 120 p. (In Russian)
- Park Ch.F., Mak-Dormid R.A. (1966) *Rudnye mestorozhdeniya* [Ore deposits]. Moscow, Mir Publ., 544 p. (In Russian)
- Phillips G.N., Groves D.I., Kerrich R. (1996) Factors in the formation of the giant Kalgoorlie gold deposit. *Ore Geol. Rev.*, (10), 295-317.
- Robert F., Poulsen K.H. (1997) World-class Archean gold deposits in Canada: An overview, *Austral. J. Earth Sci.*, **44**(3), 329-351.
- Rusinov V.L., Rusinova O.V., Kryazhev S.G., Shchegol'kov Yu.V., Alysheva E.I., Borisovskii S.E. (2008) Near-ore metasomatism of terrigenous carbonaceous rocks in the Lena gold ore district. *Geol. Rudn. Mestorozhdenii*, **50**(1), 1-44. (In Russian)
- Savchuk Yu.S. (1990) Subduction-hydrothermal ore formation and metallogenic zonation (on the example of Kyzylkum). *Mineralogo-geokhimicheskie kriterii poiskov mestorozhdenii poleznykh iskopayemykh v rudnykh raionakh Tyan'-Shanya* [Mineralogical and geochemical criteria for the search for mineral deposits in the ore regions of the Tien Shan]. Tashkent, SAIGIMS Publ., 93-106. (In Russian)
- Savchuk Yu.S., Mukhin P.A. (1993) The evolution of ore processes in the structure of the accretionary prism of the Southern Tien Shan (Kyzylkum geodynamic test site). *Geotektonika*, (6), 63-81. (In Russian)
- Savchuk Yu.S., Protsenko V.F., Kolesnikov A.V. (1987) Mineral complexes in the framework of Muruntau structures. *Zap. Uzb. otd. VMO*, **40**. Tashkent, Fan Publ., 30-33. (In Russian)
- Safonov Yu.G., Vasudev V.N., Srinivasan R., Chukhrov F.V. (1988) *Zolotorudnoye pole Kolar (Indiya)* [Kolar gold field (India)]. Moscow, Nauka Publ., 232 p. (In Russian)
- Shakhtyrov V.G. (1997) Tenkin deep fault: tectonic position, infrastructure, orebearing. *Geologicheskoe stroenie, magmatizm i poleznye iskopayemye Severo-Vostochnoi Azii* [Geological structure, magmatism and minerals of Northeast Asia]. Magadan, SVKNII DVO RAN Publ., 62-64. (In Russian)
- Sharpe E.N., Mac'Geehan P.J. (1990) Bendigo Gold-field. *Geology of the Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea* (Ed. F.E. Hughes), (2), 1287-1296.
- Siva Siddaiah N., Rajamani V. (1989) The Geologic Setting, Mineralogy, Geochemistry, and Genesis of Gold Deposits of the Archean Kolar Schist Belt, India. *Econ. Geol.*, (84), 2155-2172.
- Sokolov S.K. (1992) *Riftovye i shel'fovye komplekсы proterozoiskogo Bodaibinskogo progiba i zakonornosti razmeshcheniya zolotogo orudneniya*. Diss. ... kand. geol.-min. nauk [Rift and shelf complexes of the Proterozoic Bodaibo deflection and patterns of placement of gold mineralization. Cand. geol. and min. sci. dis.]. Moscow, IMGRE Publ., 27 p. (In Russian)
- Struzhkov S.F., Natalenko M.V., Tsimbalyuk N.V. (2009) Unique gold ore regions of Witwatersrand (South Africa) and Central Kolyma (Russia) – comparative analysis. *Mineral'nye resursy Rossii. Ekonomika i upravlenie*, (4), 72-81. (In Russian)
- Vielreicher N.M., Groves D.I., McNaughton N.J. (2016) The giant Kalgoorlie Gold Field revisited. *Geosci. Front.*, (7), 359-374.
- Vrevskii A.B. (2011) Archean greenstone belts – geological and isotope geochemical facts and geodynamic speculations. *Geologiya Karelii ot arkheya do nashikh dnei* [Geology of Karelia from Archean to the present]. Petrozavodsk, Institute of Geology Publ., KarNTs RAN, 33-36. (In Russian)
- Zhuravlev V.V. (2016) The position of the fold joints in the structure of the Olympiadninskoe gold ore field and their ore-controlling importance. *Razvedka i okhrana neдр*, (4), 21-26. (In Russian)
- Zolotorudnoye mestorozhdenie Muruntau* [Gold ore deposit Muruntau]. (1998) Tashkent, Fan Publ., 539 p. (In Russian)
- Zolotorudnye mestorozhdeniya Rossii* [Gold ore deposits of Russia]. (2010) (Ed. M.M. Konstantinov). Moscow, Akvarel' Publ., 349 p. (In Russian)
- Zorin Yu.A., Mazukabzov A.M., Gladkochub D.P., Don-skaya T.V., Presnyakov S.L., Sergeev S.A. (2008) Silurian age of the main folded deformations of the Rhiphean deposits of the Baikal-Patom zone. *Dokl. Akad. Nauk*, **423**(2), 1-6. (In Russian)

Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 1. Минералого-петрографические подходы и методы

А. В. Маслов^{1,2}, О. Ю. Мельничук¹, Г. А. Мизенс¹, Ю. В. Титов³

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

²Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2

³Филиал ООО "ЛУКОЙЛ-Инжиниринг" "КогалымНИПИнефть" в г. Тюмени, 628481, г. Когалым, ул. Центральная, 19/17

Поступила в редакцию 24.01.2019 г., принята к печати 11.04.2019 г.

Объект исследований. В первой статье из серии обзора методов реконструкции состава пород питающих провинций рассмотрены подходы и приемы интерпретации данных минералого-петрографического исследования песчаных пород, направленные на реконструкцию состава пород-источников обломочного материала (петрофонда). **Материалы и методы.** В качестве материала, иллюстрирующего особенности применения различных диаграмм, использованы данные подсчета количества различных типов аллотигенных компонентов каркаса песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея и басинской свиты верхнего венда Южного Урала, кодинской и устькодинской свит верхнего девона Среднего Урала, а также сортымской свиты нижнего мела Большехетской впадины Западно-Сибирского осадочного мегабассейна. **Результаты.** Установлено распределение точек состава песчаников указанных литостратиграфических подразделений. **Выводы.** Выявлено, что только по составу пород кодинской, устькодинской и сортымской свит можно в той или иной мере обоснованно судить о составе размывавшегося во время их формирования петрофонда, тогда как состав псаммитов бирьянской подсвиты зильмердакской свиты и басинской свиты в существенной мере трансформирован.

Ключевые слова: песчаники, методы реконструкции состава пород-источников сноса, рифей, венд, верхний девон, нижний мел, Южный Урал, Средний Урал, Западно-Сибирский осадочный мегабассейн, Большехетская впадина

Благодарность

Авторы выражают благодарность анонимному рецензенту, учет советов и замечаний которого, несомненно, пошел данной публикации на пользу, а также искренне признательны Н.С. Глушковой, выполнившей иллюстрации к этой работе.

Исследования проведены в соответствии с темой № АААА-А18-118053090044-1 Государственного задания ИГТ УрО РАН.

Provenance reconstructions. Article 1. Mineralogical and petrographic approaches and methods

Andrey V. Maslov^{1,2}, Oleg Yu. Melnichuk¹, Gunar A. Mizens¹, Yury V. Titov³

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, Ufimian Federal Research Centre of RAS, 16/2 K. Marx st., Ufa, 450077 Russia

³Branch of "LUKOIL-Engineering Ltd." "KogalymNIPIneft" in Tyumen, 19/17 Central'naya st., Kogalym, 628481 Russia

Received 24.01.2019, accepted 11.04.2019

Research subject. This is the first in the series of four articles, which aims to review existing provenance reconstruction tools. **Methods and materials.** The data obtained during evaluation of different sandstone allothigenous components was used as a basis for analysis. The data was collected from the Upper Riphean Zilmerdak Formation Bir'yan Member and the Upper Vendian Bassa Formation (Southern Urals); the Upper Devonian Kodinka and Ust'kodinka formations (Middle Urals); the Lower Cretaceous Sortym Formation (Western Siberian sedimentary megabasin, Bolshekhetskaya depression). **Results.** The sandstone composition patterns of the lithostratigraphic units under study allowed the most common prove-

Для цитирования: Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А., Титов Ю.В. (2019) Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 1. Минералого-петрографические подходы и методы. *Литосфера*, 19(6), 834-860. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-834-860

For citation: Maslov A.V., Melnichuk O.Yu., Mizens G.A., Titov Yu.V. (2019) Provenance reconstructions. Article 1. Mineralogical and petrographic approaches and methods. *Litosfera*, 19(6), 834-860. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-834-860

© А.В. Маслов, О.Ю. Мельничук, Г.А. Мизенс, Ю.В. Титов, 2019

nance features to be established by means of comparing data obtained by various diagrams. *Conclusions.* It is established that only the Kodinka, Ust'kodinka and Sortym sandstone compositions can be used as a source for rock reconstruction analysis, while the Bir'yan and Basa sandstone compositions have undergone massive transformations.

Keywords: sandstones, provenance reconstruction methods, Riphean, Vendian, Upper Devonian, Lower Cretaceous, Southern Urals, Middle Urals, West Siberian sedimentary megabasin, Bolshekhetskaya depression

Acknowledgements

The authors express their sincere gratitude to an anonymous reviewer for their valuable comments and recommendations, which have improved the overall quality of our paper. We also appreciate the contribution of N.S. Glushkova, who helped us to prepare illustrative materials.

The work was conducted within the framework of the project AAAA-A18-118053090044-1 of the Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences.

ВВЕДЕНИЕ

Выявление источников материала для формирования терригенных пород обычно предполагает применение подходов и методов из нескольких геологических дисциплин – седиментологии, стратиграфии, минералогии, геохимии, петрологии изверженных пород, геохронологии и др. Исследования в данном направлении ориентированы на выяснение расположения, природы и состава комплексов пород-источников обломочного материала (петрофонда), путей транспортировки последнего до конечных водоемов стока и факторов, которые влияют на состав терригенных пород (рельеф, климат, тектонические обстановки) (Граувакки, 1972; Петтиджон и др., 1976; Гринсмит, 1981; Петтиджон, 1981; Логвиненко, 1984; Blatt, 1985; Бергер, 1986; Graham et al., 1986; Шванов, 1987; Leitch, Cawood, 1987; Селли, 1989; Naughton et al., 1991; Кузнецов, 2011; Япаскурт, 2016; Sediment Provenance..., 2017; и др.).

Сведения об источниках обломочного материала играют важную роль в палеогеографических реконструкциях (в том числе и в областях со сложной тектоникой), в корреляции осадочных последовательностей и определении особенностей формирования их основных характеристик, анализе эволюции различных (рифтогенных, орогенных и др.) геологических систем, построении разнообразных тектонических и геодинамических моделей. Данные по составу пород-источников сноса для тонкозернистых обломочных/глинистых пород являются важным инструментом мониторинга состава и эволюции континентальной коры (Тейлор, МакЛеннан, 1988; Rudnick, Gao, 2003; и др.). Важную роль играют сведения о составе пород питающих провинций для разграничения различных осадочных систем в одном бассейне, а также для верификации палеоклиматических реконструкций. Незаменимы данные, получаемые в результате детальных исследований псаммитов, и для реконструкции истории формирования различных магматических комплексов, тектонических обстановок формирования осадочных последовательностей, а также общих зако-

номерностей формирования крупных фрагментов континентальной коры. В последнем случае важную роль играют также геохимические и изотопные характеристики тонкозернистых обломочных пород (установлено, что примерно 90% современной континентальной коры было сформировано уже к концу протерозоя, а примерно такой же процент постархейских осадочных образований является результатом рециклинга/каннибализма более древних пород (Veizer, Jansen, 1985; Naughton et al., 1991; и др.)).

В последние десятилетия традиционные петрографические методы реконструкции состава пород питающих провинций (путем изучения состава конгломератов, гравелитов и песчаников) все чаще дополняются литогеохимическими (анализом спектров распределения редкоземельных элементов, исследованием значений разнообразных индикаторных отношений редких и рассеянных элементов) и изотопно-геохимическими подходами (например, изучением Sm-Nd изотопной систематики глинистых пород и песчаников, датированием треков деления, установлением изотопного возраста обломочных цирконов, монацитов, апатитов, слюд и амфиболов) и др.

В наших сообщениях мы не будем касаться вопросов выяснения пространственного положения источников сноса, отсылая читателей к соответствующим работам (Батурин, 1947; Акимова, 1967; Гринсмит, 1981; Петтиджон, 1981; и др.), а также “традиционного” (Преображенский, Саркисян, 1954; Кухаренко, 1961; Акимова, Казак, 1965; Гриффитс, 1971; Логвиненко, 1984; Кузнецов, 2007; и др.) анализа минералов тяжелой фракции. Мы отдаем себе отчет и в том, что в силу многочисленности и разнообразия методов реконструкции состава пород на палеоводосборах, а также ограниченности объема статей они будут освещены в значительной степени неравномерно и, скорее всего, не все.

ИЛЛЮСТРАТИВНЫЙ МАТЕРИАЛ

Для наглядного представления материала на большинстве из приведенных в настоящих публи-

кациях диаграмм показано расположение фигуративных точек пород бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея и басинской свиты верхнего венда Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала), кодинской и устькодинской свит верхнего девона восточного склона Среднего Урала, а также верхней (валанжинской) части сортынской свиты Большехетской впадины Западно-Сибирского осадочного мегабассейна (рис. 1). Следует отметить, что в большей степени это касается настоящей и следующей за ней статей данного обзора, в которой будет рассмотрена реконструкция состава источников сноса по литогеохимическим данным. В этой связи ниже приведена характеристика не только песчаников, являющихся основным объектом данной статьи, но и глинистых пород, данные по которым проанализиро-

ваны в нашей следующей публикации (Маслов и др., 2020, в печати).

Бирьянская подсвита (мощность от 800 до 2500 м) является базальным подразделением зильмердакской свиты (Стратотип рифея..., 1983; Маслов, 1988). Она сложена преимущественно крупно- и среднезернистыми песчаниками с подчиненными прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов, мелкозернистых песчаников, алевритов и глинистых сланцев. Среди песчаников преобладают аркозовые, граувакково-аркозовые и полевошпато-кварцевые разности (Олли, 1948; Акимова, 1966; Маслов, 1983, 1990; Гареев, Маслов, 1992). Содержание кварца в песчаниках варьирует от 55 до 95%, обломков пород и полевых шпатов – соответственно от 2 до 30 и от 1–2 до 35%. Обломки пород в каркасе песчаников бирьянской под-

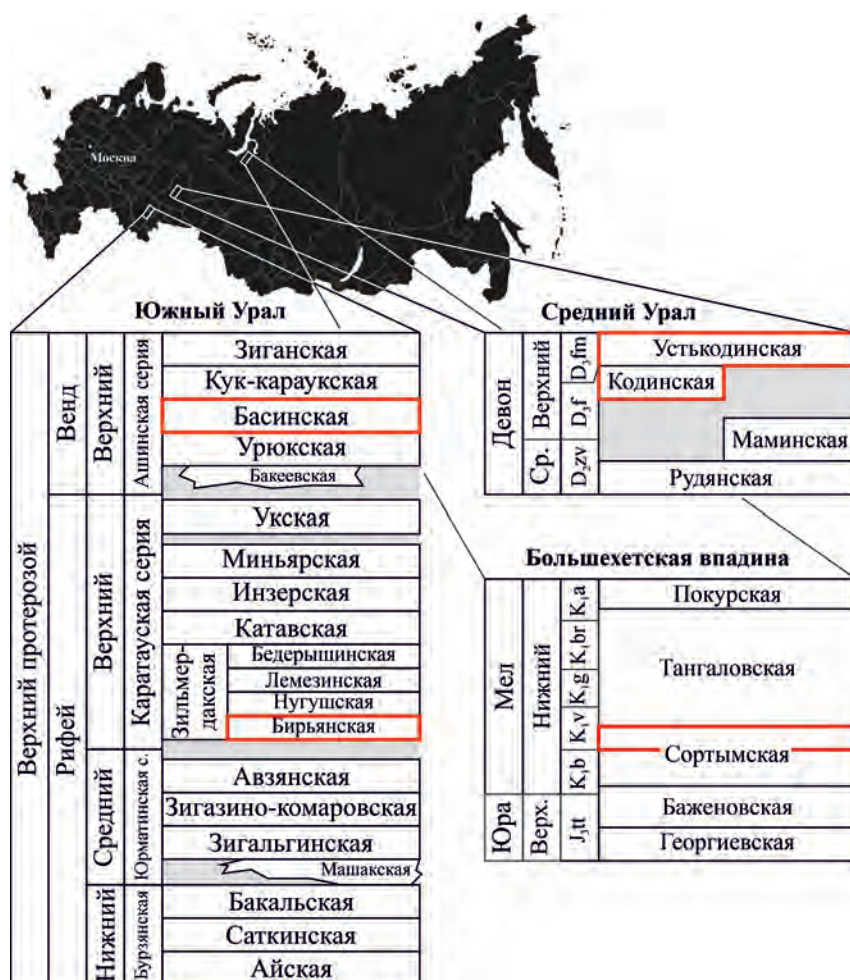


Рис. 1. Обзорная схема (основа заимствована с сайта <https://sklyarov.studio/projects/vector-map-russia>) и стратиграфическая принадлежность объектов (выделены красными контурами), иллюстрирующих основные положения настоящей и следующих статей данного обзора.

Fig. 1. Overview scheme (the basis is borrowed from the site: sklyarov.studio/projects/vector-map-russia) and the stratigraphic position of objects (marked with red contours), illustrating the main provisions of this and the following articles of this review.

свиты представлены в основном микрокварцитами различных структурных типов, кварцевыми песчаниками с крустификационным кварцевым цементом, кварцевыми и полевошпато-кварцевыми алевролитами, слюдистыми и слюдисто-кварцевыми сланцами, поликристаллическим кварцем, встречаются также фрагменты полициклического кварца с реликтами каевок регенерации. Иногда можно видеть микропегматиты, фрагменты микропертитовой структуры и основной массы кислых эффузивов (Маслов, 1983, 1990). Глинистые породы данного уровня стратотипа рифея принадлежат преимущественно хлороит-гидрослюдистым и гидрослюдистым сланцам (Маслов, 1988). Постседиментационные преобразования песчаников бирьянской подсвиты соответствуют в основном глубинному катагенезу (Кац, Генина, 1976; Анфимов, 1978, 1988; Кац, 1978; Маслов, 1983).

Басинская свита (до 1000 м) представлена преимущественно песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и глинистыми сланцами. Псаммиты этой свиты, в соответствии с классификацией (Шутов, 1967; Граувакки, 1972), относятся в основном к кварцевым грауваккам¹; подчиненную роль играют кремнекластито-кварцевые разности. Среди обломков пород преобладают эффузивы (вариолиты, диабазовые, плагиоклазовые и трахитовые порфириты), кварциты, микропегматиты, глинистые породы и кремни. Полевые шпаты представлены преимущественно плагиоклазами (Беккер, 1968). Основная ткань глинистых пород представлена тонкодисперсным микрочешуйчатым агрегатом гидрослюды и слабоокристаллизованного пелитового материала, интенсивно пигментированного тонкодисперсным гематитом. По данным (Сульман, Демчук, 1978), в глинистых породах данного уровня ашинской серии присутствуют Mg-Fe-хлорит и гидрослюда 2М. Постседиментационные преобразования песчаных пород свиты в целом соответствуют глубинному катагенезу с реликтами начального (Анфимов, 1988).

Кодинская и устькодинская свиты (мощность каждой порядка 1000 м) сложены песчаниками и аргиллитами, реже алевролитами и конгломератами. Пласты карбонатных пород редки, и встречаются в основном в разрезе кодинской свиты. Песчаники обеих свит по петрографическому составу отвечают петрокластическим кварц-полевошпатовым грауваккам (Мельничук, 2018а, б). Содержание зерен кварца в них составляет порядка 10–30% от суммы главных аллотипических компонентов, полевых шпатов (преимущественно

средних и кислых плагиоклазов) – 25–35%, обломков пород – до 70%. Среди последних преобладают кислые, основные и средние вулканы, намного реже встречаются интрузивные разности (гранодиориты, диориты), а также серпентиниты и полностью хлоритизированные обломки вулканического стекла (?). Обломки метаморфических и осадочных пород составляют не более 15–20% от общего количества литокластов. Как правило, это кварциты и микрокварциты, встречаются также слюдяные сланцы и аргиллиты; количество обломков кремней варьирует от 5 до 10%. Цемент в песчаниках хлоритовый или кальцитовый. Рассматриваемые породы в значительной степени похожи на псаммиты западного типа разреза зилаирской серии Южного Урала, сформировавшиеся за счет размыва микроконтинента Уралтау (Мизенс, 2000а, б, 2002; Мельничук, Фазлиахметов, 2017). В составе глинистых пород кодинской и устькодинской свит преобладают гидрослюды и смешанослойные образования ряда гидрослюда–сметит (Мельничук, 2017; Мельничук, Рянская, 2017). Количество Fe-Mg хлорита составляет 10–30%, редко встречается каолинит (до 2%). Алевритовая примесь (25–45%) представлена кварцем и кислым плагиоклазом. Считается, что накопление рассматриваемых отложений происходило в результате размыва одного источника сноса (Мельничук, Рянская, 2017; Мельничук, 2017). Перед поднятием на поверхность отложения претерпели глубинный катагенез (Мельничук и др., 2018).

Сортимская свита (мощность до 1400 м) в пределах Большехетской впадины (Уренгойский структурный район) представляет собой чередование аргиллитоподобных глин и песчаников с преобладанием тех или иных литотипов в отдельных пачках. Песчаные породы свиты, речь о которых идет в настоящей работе, имеют валанжинский возраст и являются граувакковыми аркозами с содержанием зерен кварца (нередко регенерированных) от 25 до 40%, полевых шпатов (кислые плагиоклазы и калиевые полевые шпаты) – 45–60%, обломков пород – 10–20%. Последние, в основном, представлены эффузивами кислого состава, в подчиненном количестве присутствуют метаморфические породы – микрокварциты и кристаллические сланцы, изредка встречаются обломки основных/средних эффузивов, кремни, пертитовые и мирмекитовые сростки. Поступление терригенного материала в Большехетскую впадину при формировании сортимской свиты происходило с северо-востока из Енисей-Хатангского прогиба и с востока – с Сибирской платформы (Титов, 2012). Цементом в песчаниках являются цеолиты, хлорит, кальцит и гидрослюды. Песчаники претерпели преобразования, характерные для глубинного катагенеза (Титов и др., 2019).

¹ С учетом данных (Willner et al., 2001) для верхневендских отложений в целом среди песчаников данного уровня ашинской серии присутствуют также полевошпато-кварцевые граувакки и мезомиктовые разности псаммитов.

МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЯ КОЛИЧЕСТВЕННОГО СОСТАВА КОМПОНЕНТОВ ПЕСЧАНИКОВ

Традиционно в российской и зарубежной литературе изучение минералогического состава песчаников в шлифах в целях их классификации и/или реконструкции состава пород в источниках сноса представляет собой точечный подсчет (point counting) необходимого количества зерен вдоль нанесенных на покровное стекло параллельных линий с последующим отнесением распознанных обломков/зерен/кристаллов к определенной категории/группе в соответствии с принятой исследователем классификацией. Линии наносятся перпендикулярно слоистости через одинаковое расстояние, не сколько превышающее максимальный размер обломков (Van der Plas, Tobi, 1965), либо равное среднему размеру зерен (Шванов, 1987). Необходимым при подсчете является такое количество точек/обломков/зерен/кристаллов, при котором ошибки, совершаемые исследователем, не будут существенно влиять на конечный результат. Как правило, это количество составляет от 300 (минимум, см. (Van der Plas, Tobi, 1965)) до 600 на шлиф. Матрикс и цемент при описанном подходе не учитываются.

С середины 1970-х до начала 1980-х гг. в публикациях зарубежных авторов для подобных целей используются два метода подсчета состава песчаников – классический (или наиболее близкий к нему “индианский”²) метод (Ingersoll et al., 1984; Weltje, 2002)) и метод Гацци–Дикинсона, разработанные независимо друг от друга П. Гацци (Gazzi, 1966) и В.Р. Дикинсоном (Dickinson, 1970). Результаты, получаемые при применении указанных подходов, различны. Во всех деталях их сравнение приведено в работах Ж.Г. Зуффа (Zuffa, 1980, 1985), Р.В. Ингерсолла с соавторами (Ingersoll et al., 1984) и в дискуссии, развернувшейся после их публикации (см., например, (Weltje, 2002) и др.). В нашей статье мы охарактеризуем только главные особенности и различия методов, а также то, как в их рамках исследователи пытались справиться с вариацией минерального состава песчаников, возникающей в результате изменения размерности зерен (Allen, 1962).

При использовании классического подхода исследователь отдельно считает зерна кварца, полевых шпатов и обломков пород. Под последними в данном случае понимаются зерна, состоящие из двух и более фаз или кристаллов. При этом ни одна из фаз не занимает более 90% площади такого зерна (это требование особенности важно для зерен

тонко- и мелкопесчаной размерности) и/или размер обозначенных фаз/кристаллов больше 0.0625 мм (актуально для средне- и крупнопесчаных зерен). В противном случае такие зерна следует относить к другой категории, за исключением поликристаллических кварцевых разностей (микрокварциты, кварциты, кремни, некоторые кислые эффузивы(?)). Следует отметить, что: 1) обломки карбонатных пород не учитываются при данном подходе; 2) рекомендуется исследовать только одну определенную фракцию песчаников, например, 0.20–0.35 мм (подробнее см. (Шванов, 1987)); это позволяет так или иначе нивелировать эффект изменения минерального состава, в том числе при сравнении песчаников разных объектов; 3) метод был разработан в первую очередь для того, чтобы оценить степень изменений состава песчаной фракции в результате выветривания и транспортировки (Weltje, 2002). Классический метод практически повсеместно используется отечественными исследователями (см. следующий раздел) и авторы настоящей публикации не являются исключением.

Метод Гацци–Дикинсона нацелен на минимизацию эффекта изменения минерального состава за счет своеобразного разбиения обломков пород при подсчетах. Так, мономинеральные кристаллы/зерна, имеющие песчаную размерность и являющиеся составной частью более крупного обломка, считаются отдельно, в связи с чем такая категория обломков, как плутонические породы, при использовании этого метода отсутствует, так как при подсчете при попадании в перекрестие окуляра они будут просто кварцем, полевыми шпатами либо чем-то иным. Другие обломки пород, вмещающие кристаллы песчаной размерности, должны быть отнесены к обломкам пород либо к какой-то иной категории в зависимости от того, что попадает в перекрестие окуляра. Соответственно, крупные литокласты вулканических пород в составе еще более крупных обломков осадочных пород (например, песчаников) должны быть учтены в соответствующей категории. Зерна, являющиеся включениями либо частью более крупных обломков и имеющие размерность менее 0.0625 мм, не считаются отдельно. Обломки карбонатных пород при подсчетах по методу Гацци–Дикинсона так же, как и ранее, не учитываются.

Применение метода Гацци–Дикинсона приводит к смещению фигуративных точек более грубых песчаников на треугольных диаграммах, например F–Q–L или F–Q_m–L_t (см. далее), ближе к стороне “кварц–полевые шпаты”. Для тонкозернистых разностей и кварцевых либо полевошпат-кварцевых песчаных пород изменения не столь значительны (Ingersoll et al., 1984). Отмечается также, что данный метод более удобен для подсчета состава песчаников по сравнению с классическим или “индианским”, в особенности для плохо сортированных

² Индианская школа обязана своим названием работам профессора Л.Дж. Саттнера (например, (Suttner, 1974)) из исследовательского Индианского университета, расположенного в г. Блумингтон, штат Индиана.

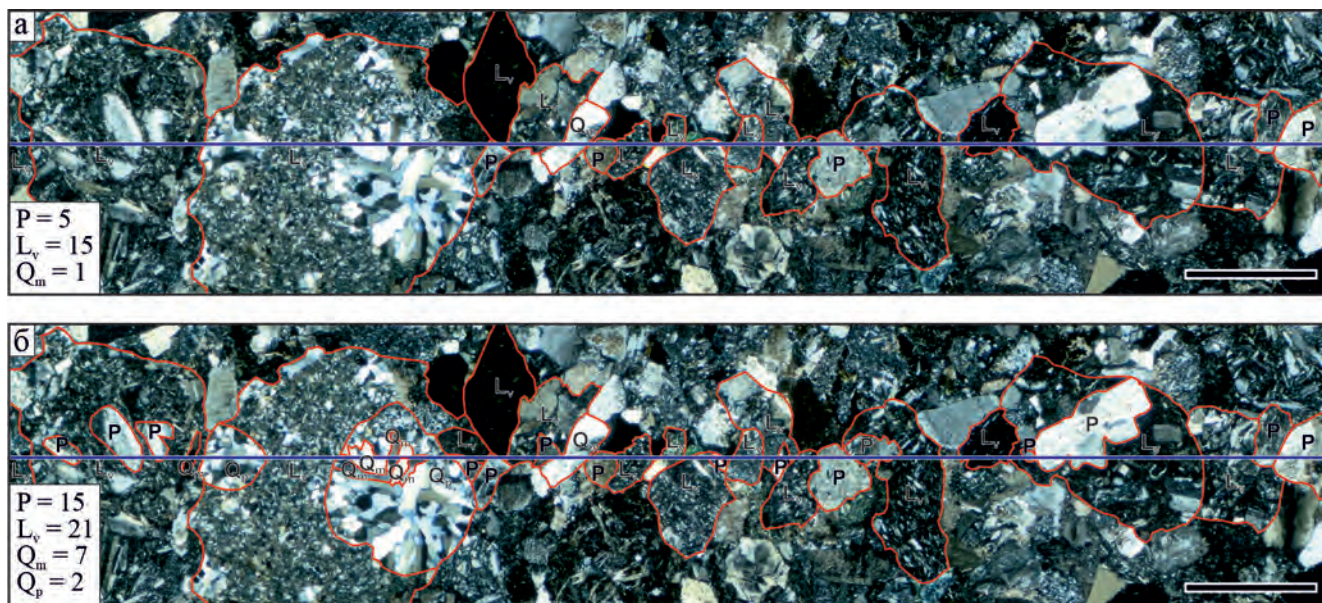


Рис. 2. Пример количественного подсчета состава песчаника классическим методом (а) и методом Гацци–Дикинсона (б).

Q_m – зерна монокристаллического кварца; Q_p – то же, поликристаллического кварца; P – обломки плагиоклазов; L_v – то же, вулканических пород. Красными контурами показаны обломки/зерна/кристаллы, которые удовлетворяют двум условиям – их пересекает подсчетная линия (синего цвета) и они учитываются при исследовании. В качестве примера использован образец верхнедевонских песчаников кодинской свиты (полевошпатовые граувакки). Длина масштабной линейки 1 мм.

Fig. 2. Example of the sandstone quantitative composition estimation by the using of classical (or Indiana) method (a) and Gazzi–Dickinson method (б).

Q_m – monocrystalline quartz; Q_p – polycrystalline quartz; P – plagioclase feldspar; L_v – volcanic lithics. Some fragments/grains/crystals have red contour cause they are fulfil two conditions – crossed by the blue counting line and count towards the method. We used the Upper Devonian Kodinka Formation sandstone (feldspathic graywacke) as test item. Scale length 1 mm.

грубых разностей (Ingersoll et al., 1984). На рис. 2 показан пример подсчета зерен разных типов обоими методами в песчаниках кодинской свиты.

Наличие в песчаных породах карбонатных обломков учитывается в модификации метода Гацци–Дикинсона, предложенной Ж.Г. Зуффа (Zuffa, 1980, 1985) (метод Гацци–Зуффа, согласно (Weltje, 2002)). Обломки пород при этом подразделяются на 4 типа – карбонатные (в том числе фоссилии) и силикластические, имеющие вне- и внутрибассейновое происхождение. Данный метод наиболее актуален для песчаников смешанного (карбонатно-силикластического либо силикластически-карбонатного) состава (hybrid sandstones).

КЛАССИФИКАЦИОННЫЕ ДИАГРАММЫ КАК ИНСТРУМЕНТ РЕКОНСТРУКЦИИ СОСТАВА ПОРОД В ОБЛАСТЯХ СНОСА

Г. Мильнер (1968, с. 433–443) считает, что “Исследование любых отложений с геологической точки зрения нельзя считать полным, если помимо изучения качественного состава и количественных соотношений компонентов в породе не проведено определение *источников сноса* и их влияние на па-

леогеографию областей осадконакопления. Без такого исследования любая петрографическая работа теряет точность и практическую ценность. ... Определяя источник сноса, нужно изучать не только тяжелые минералы, но и более крупные компоненты пород, такие как валуны, гальки и другие крупные обломки. ... Присутствие или отсутствие в осадках породообразующих минералов находится в прямой зависимости от их химической и физической устойчивости ...”.

Как отмечено В.Д. Шутовым (Граувакки, 1972, с. 9), классификация терригенных пород “...должна способствовать общей генетической типизации терригенного вещества и отразить максимальное количество генетических признаков с тем, чтобы с их помощью выяснять пути формирования ... отложений”. Наибольший эффект при этом может быть получен при использовании основного классификационного треугольника (“кварц–полевые шпаты–обломки пород”) в сочетании с дополнительными/дочерними треугольниками для полевых шпатов и обломков пород (рис. 3, 4). Указанные диаграммы “...несут информацию, необходимую для классификационного разделения песчаников и выяснения основных условий их формирования... ..”.

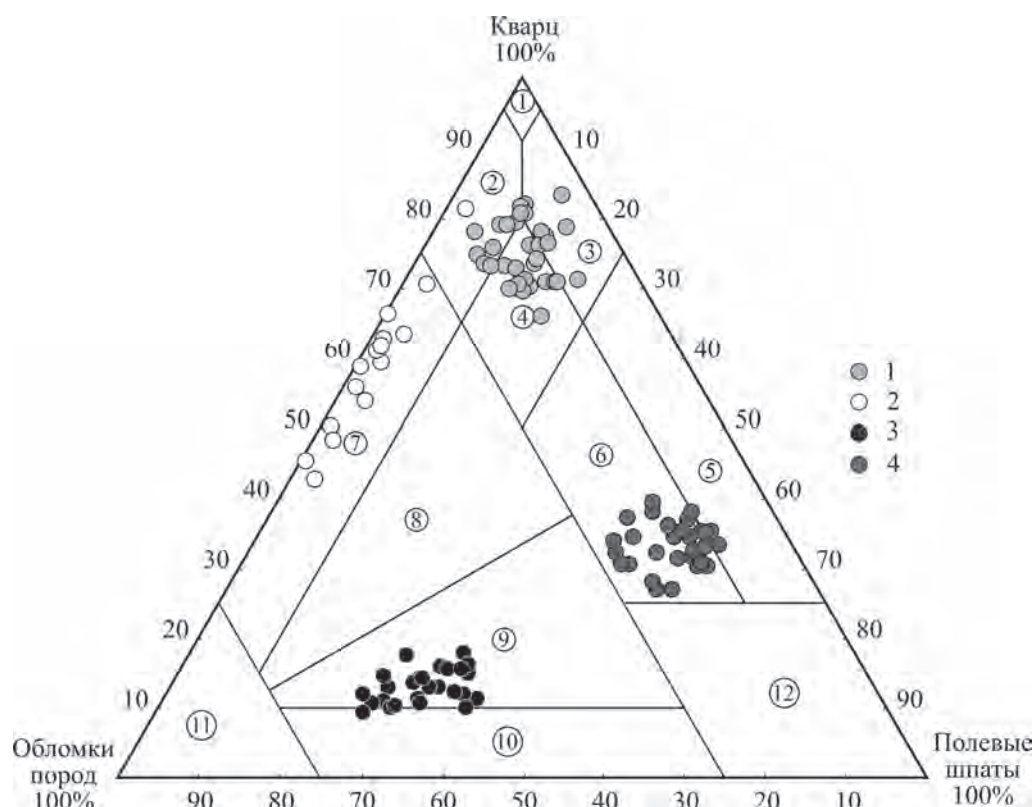


Рис. 3. Классификационная диаграмма “кварц–полевые шпаты–обломки пород” (Шутов, 1967; Граувакки, 1972) с нанесенными на нее фигуративными точками песчаников.

1 – бирьянская подсвита зильмердакской свиты верхнего рифея, 2 – басинская свита верхнего венда Южного Урала, 3 – кодинская и устькодинская свиты верхнего девона Среднего Урала, 4 – верхняя (валанжинская) часть сортымской свиты нижнего мела Большехехетской впадины Западно-Сибирский осадочного мегабассейна. Классификационные поля песчаников (цифры в кружках): 1 – мономиктовые кварцевые; 2 – кремнекластито-кварцевые; 3 – полевошпат-кварцевые; 4 – мезомиктовые; 5 – собственно аркозовые; 6 – граувакково-аркозовые; 7 – кварцевые граувакки; 8 – полевошпат-кварцевые граувакки; 9 – кварц-полевошпатовые граувакки; 10 – полевошпатовые граувакки; 11 – собственно граувакки; 12 – поле песчаников не чисто терригенного происхождения (кристаллотуфы).

Fig. 3. Classification diagram “quartz–feldspars–rock fragments” (Shutov, 1967; Grauvakki, 1972) with the data points of the sandstones.

1 – the Bir’yan sub-formation of the Zilmerdak Formation, Upper Riphean, 2 – the Upper Vendian Basa Formation the Southern Urals, 3 – the Upper Devonian Kodinka and Ust’kodinka formations of the Middle Urals, 4 – the upper (Valanginian) part of the Sortym Formation, the Lower Cretaceous of the Bolshekhetskaya Depression, West-Siberian sedimentary megabasin. Sandstone classification fields (number in cercles): 1 – monomiktic quartz; 2 – siliciclastic-quartz; 3 – feldspar-quartz; 4 – mesomycitic; 5 – arkose proper; 6 – greywacke-arkose; 7 – quartz greywackes; 8 – feldspar-quartz greywackes; 9 – quartz-feldspar greywackes; 10 – feldspar greywackes; 11 – greywacke proper; 12 – the field of sandstones are not of purely terrigenous origin (crystallo-tuffs).

только минералогические поля, образуемые набором фигуративных точек, являются тем элементом, который несет достаточную информацию о генетических условиях образования породы”. Положение полей состава песков/песчаников на диаграмме “кварц–полевые шпаты–обломки пород” вместе с данными, полученными при анализе дочерних треугольников, дают более или менее точные сведения о характере размывавшихся пород в области сноса. Смешение материала, поступающего в область седиментации из различных источников сноса, также отражается на основном и дочерних треугольниках.

Значительную площадь на основной диаграмме занимают поля фигуративных точек песков/песчаников, возникших за счет разрушения *эффузивных пород*. Они расходятся от вершины “обломки пород” к центру треугольника и в сторону двух других вершин. Считается, что такая ориентировка полей связана с тонкозернистым характером материнских пород, ведущим при разрушении к освобождению зерен кварца и полевого шпата в первичном соотношении. Вдоль стороны “обломки пород–кварц” концентрируются поля песчаников, образованные преимущественно в результате разрушения кислых эффузивов и яшмовидных пород.

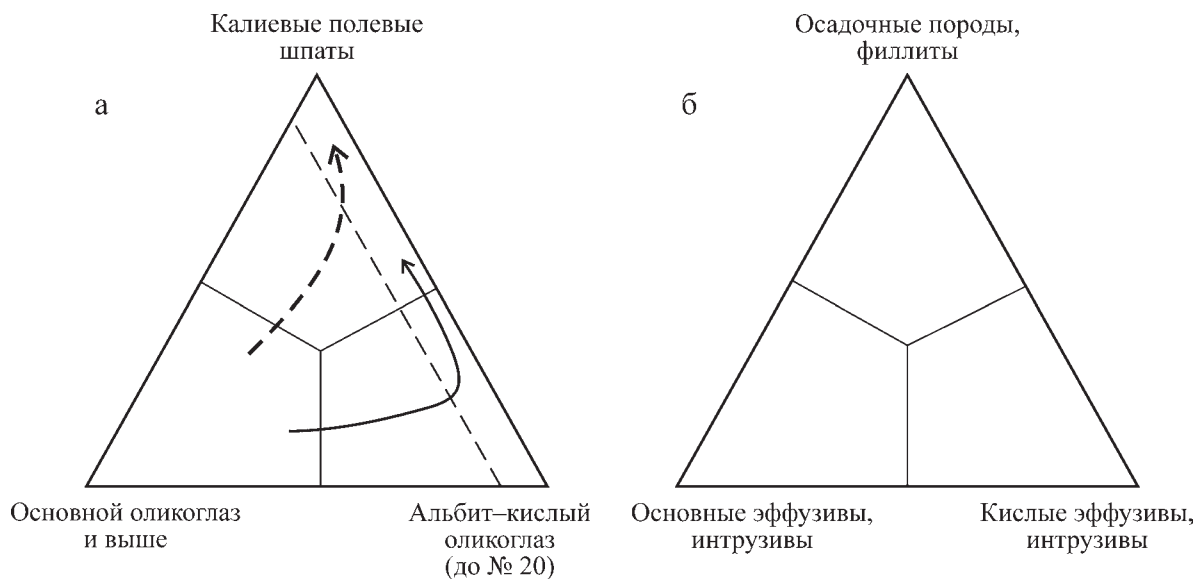


Рис. 4. Дочерние к диаграмме на рис. 3 треугольники, детализирующие состав ее вершин (а – полевых шпатов, б – обломков пород).

Стрелки на части “а” показывают главное (сплошная линия) и второстепенное (прерывистая линия) направления минералогического созревания ассоциации полевых шпатов.

Fig. 4. Affiliated triangles to the Fig. 3 diagram detailing the composition of its vertices (a – feldspar, б – rock fragments).

The arrows on the part “a” show the main (solid line) and secondary (dashed line) directions of the mineralogical maturation of the feldspar association.

Примерно такое же положение на основной диаграмме занимают поля песков/песчаников, образованных в результате разрушения *терригенных отложений* складчатых областей, так как источниками кластики для них выступали полимиктовые толщи, в составе которых значительную роль играли и эффузивно-осадочные образования. Поля фигуративных точек песков/песчаников, образованных в результате разрушения собственно *вулканогенно-обломочных пород*, преимущественно располагаются вдоль основания диаграммы “кварц–полевые шпаты–обломки пород”.

Состав полевых шпатов отражает как исходный состав материнских пород (начальные этапы формирования главным образом полимиктовых песчаных пород), так и процессы “созревания” минерального состава песков/песчаников при неоднократном переотложении кластики: калиевые полевые шпаты (наиболее химически устойчивые) → кислые плагиоклазы, до № 20 → основные плагиоклазы, выше № 20 (наименее стойкие). Присутствие в песчаниках основных плагиоклазов указывает на петрогенный характер пород, такие песчаники возникают преимущественно в результате разрушения средних и основных изверженных пород. Песчаники с преобладанием калиевых полевых шпатов образованы, как правило, за счет разрушения *полнокристаллических* кислых, средних и щелочных изверженных по-

род/гранитоидов, а также метаморфических пород высоких степеней метаморфизма. Пески и песчаники, в составе которых преобладают кислые плагиоклазы, – результат эрозии вторично измененных изверженных и метаморфических пород.

Анализ обломков пород, уточняющих тип материнских образований, имеет большое значение главным образом для песчаников, формировавшихся в процессе непосредственного разрушения изверженных и метаморфических образований (т.е. пород первого седиментационного цикла/пегрогенных/пород граувакковой группы). Ввиду существенного многообразия пород различных питающих провинций “...приходится концентрировать внимание на обломках, принадлежащих к трем основным генетическим группам: осадочным, кислым и основным изверженным и метаморфическим породам. ... Более детальное определение обломков пород связано иногда со значительными трудностями и содержит элемент субъективизма...” (Граувакки, 1972, с. 12–13).

Ф.Дж. Петтиджоном (1981, с. 605–611) подчеркнуто, что ответ на вопрос о составе пород в питающих провинциях “...дает главным образом изучение состава гравелитовых обломков и песчаников, которое непосредственно указывает на тип пород источников сноса. Однако состав осадков отличается от состава исходных пород в области сноса,

поскольку обломочный материал [того или иного]³ района был просеян через “геологическое сито” и претерпел существенные изменения в результате селективной утери одних компонентов и обогащения другими..., абразии при транспортировке, а также изменения или растворения на стадии диагнеза... [Состав кластических осадков] зависит отчасти от состава материнских пород, а отчасти – от их зрелости, которая является показателем степени осуществления процессов химического выветривания в направлении их полного завершения. ...Задача петролога сводится к тому, чтобы, исследовав конечный фракционированный [осадок], определить, откуда он привнесен (расстояние и направление транспортировки), установить тип породы или пород, из которых он образовался... Каждому типу материнской породы, как правило, соответствует свой особый набор минералов, который является “ключом” к определению характера этой породы. Однако состав осадка [контролируется] не только характером материнской породы; он является также функцией климата и рельефа области сноса ..., которые определяют зрелость [осадков] ... состав продуктов выветривания и образующихся в конечном итоге осадков является результатом чаще всего комбинированного влияния рельефа и климата на исходные породы; любые выводы, касающиеся этих факторов или типа материнской породы, должны основываться на химическом и минералогическом составе осадков. ... В среднем песчаники, по оценке Крынина..., на 30% состоят из переработанного материала, на 25% – из нового материала вулканического происхождения и на 45% – из материала метаморфических источников сноса...

...Одним из наиболее информативных ... компонентов [песчаников] являются обломки пород; их тщательное изучение должно быть неотъемлемой частью исследований по определению питающих провинций. ... [Обломки] пород несут больше информации об источниках сноса, чем какие-либо другие типы зерен, хотя в некоторых случаях их бывает трудно идентифицировать...

...Многие неясные вопросы могут быть решены, если в разрезе присутствуют конгломераты. ... Определенные типы гальки и их соотношения указывают как на тип материнской породы, так и на дальность транспортировки; менее устойчивые обломки по мере увеличения этого расстояния быстро разрушаются. Однако, поскольку различные материнские породы обладают разной способностью к образованию обломков и неодинаковой устойчивостью к абразии, соотношения, наблюдаемые в галечниках, нельзя рассматривать как прямое отражение относительного содержания определенных пород в области сноса...

³ Здесь и далее в квадратных скобках дана наша редакция оригинального авторского текста.

...Для определения источников сноса используются также легкие и тяжелые минералы... [Последние оказались] исключительно важным средством определения характера материнской породы ... Как и в случае с компонентами галечников, состав ... тяжелых минералов может изменяться не только за счет потери менее стабильных минералов в процессе выветривания, но и в результате селективных потерь как при абразии в процессе транспортировки, так и вследствие растворения уже после осадконакопления...

[Некоторое значение] для изучения питающих провинций могут иметь ... глинистые минералы. ...Однако глинистые минералы подвержены изменениям после отложения и захоронения, поэтому ... менее пригодны для изучения источников сноса, чем обломочные компоненты песков или галька в галечниках” (Петтиджон, 1981)⁴.

По мнению В.Н. Шванова (1987), состав песка (как минеральный, так и химический) только на самых ранних этапах образования (и во всех климатических зонах) близок к составу материнской породы. Хотя уже на палеоводосборах (в корях выветривания) и при переносе песчаной кластики она заметно обогащается кварцем. Параллельно наблюдается быстрая дифференциация компонентов песков по химической устойчивости и механической прочности, что ведет к невозможности использовать для реконструкции состав материнских пород соотношения компонентов с разными абразивными и химическими свойствами. В самом общем виде можно выделить четыре группы песчаников (породы начальной, умеренной, значительной и глубокой дифференциации), достоверность реконструкций состава размывавшихся в источниках сноса образований для которых заметно различаются. Для песчаников первой группы могут быть установлены почти все породы питающей провинции; наибольшее значение при этом имеет диагностика состава плагиоклазов, присутствие санидина, микроклина, пертитов, разнообразных эффузивов и других обломков). Песчаники второй группы, по представлениям В.Н. Шванова, лишены существенной части информации о составе материнских пород.

⁴ Мы понимаем, что этот абзац может показаться читателю не совсем относящимся к тематике настоящей работы, однако так как в следующих статьях нашего обзора речь идет и о глинистых породах, то следует отметить, что, несмотря на скептическое отношение Ф.Дж. Петтиджона (1981) к глинистым минералам как к источникам данных о составе пород в источниках сноса, такая информация широко используется при исследовании современных донных осадков морей и океанов (Griffin et al., 1968; Курносов, Мурдмаа, 1978; Ehrmann et al., 1992; Левитан и др., 1995, 2003, 2007; Nürnberg et al., 1995; Petschick et al., 1996; Rossak et al., 1999; Wahsner et al., 1999; Winkler et al., 2002; Патеев и др., 2008; Krylov et al., 2008; Vogt, Knies, 2008, 2009; и др.).

Состав обломков в песчаниках третьей группы позволяет судить о размывавшихся на палеоводосборах породах весьма приблизительно. Наконец, песчаники глубокой степени дифференциации не позволяют сделать сколько-нибудь обоснованные выводы о составе пород питающих провинций.

В опубликованной в 1987 г. монографии В.Н. Шванов приводит несколько модифицированную диаграмму В.Д. Шутова, на которой выделено семь полей, соответствующих основным петрографическим видам песчаников (рис. 5). Поле граувакк отвечает породам, полученным в результате разрушения различных горных пород при слабом химическом выветривании и недалеком переносе. Поле аркозов также отвечает продуктам физического выветривания, претерпевшим слабый перенос, но

полученным при разрушения интрузивных, эффузивных и метаморфических пород преимущественно кислого состава. По мере выветривания и переноса пески, образованные за счет разрушения гранитов и родственных им пород, обогащаются кварцем, в результате их фигуративные точки на диаграмме “кварц–полевые шпаты–обломки пород” смещаются вверх вдоль стороны “полевые шпаты–кварц”. Полевошпатовые песчаники формируются, по всей видимости, за счет локального размыва средних и щелочных магматических пород, а также вследствие перемива кристаллокластики. Полевошпатовые граувакки можно рассматривать как недифференцированные или незначительно перетолженные продукты эрозии средних и основных эффузивов или же считать результатом смешения

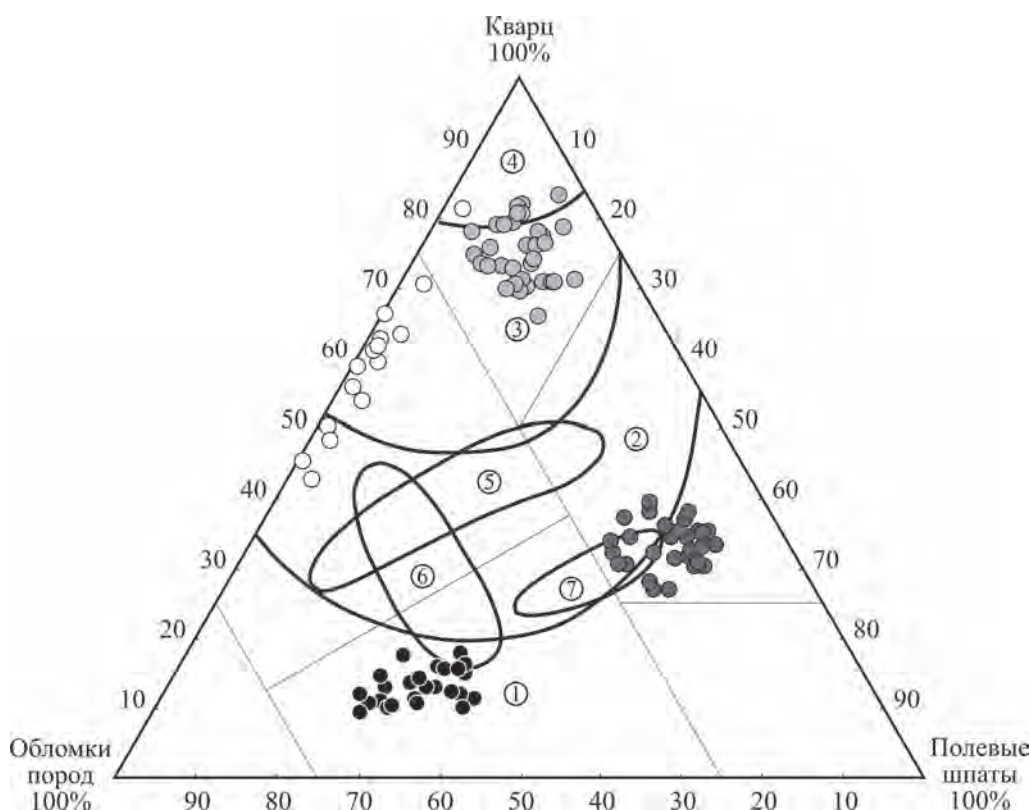


Рис. 5. Диаграмма “кварц–полевые шпаты–обломки пород” В.Н. Шванова (1987) с нанесенными на нее фигуративными точками тех же песчаников, что и на рис. 3.

Поля песчаников: 1 – отражающих составы материнских пород; 2 – селективно отражающих составы материнских пород; 3 – отражающих составы пород в обломочном кварце; 4 – не содержащих сведений о составе материнских пород; 5 – песчаники, получающиеся в результате смешения материала осадочных пород и гранитов; 6 – то же, в результате смешения полимиктового и петрокластического материала/продукты эрозии изверженных пород; 7 – песчаники – продукты смешения петрокластического материала из изверженных пород.

Fig. 5. “Quartz–feldspar–rock fragments” diagram by V.N. Shvanov (1987) with the data points of the sandstones the same as on Fig. 3.

Fields of sandstones: 1 – reflecting compositions of parent rocks; 2 – selectively reflecting compositions of parent rocks; 3 – reflecting rock compositions in detrital quartz; 4 – not containing information on the composition of parent rocks; 5 – sandstones resulting from the mixing of sedimentary material and granites; 6 – the same, as a result of mixing polymict and petroclastic material/products of erosion of igneous rocks; 7 – sandstones, which are products of mixing of petroclastic material from igneous rocks.

ния продуктов разрушения магматических и осадочных образований с низким содержанием кварца. Кварцевые граувакки, по мнению В.Н. Шванова, – это продукты дальнейшей дифференциации граувакк, ведущей к росту в них доли кварца или кварца и полевых шпатов, а также результат непосредственного размыва кислых эффузивов, осадочных и метаморфических пород. Мезомиктовые, олигомиктовые и кварцевые пески/песчаники являются породами, образованными за счет размыва разнообразных питающих провинций, и прошедшими нескольких осадочных циклов, сопровождавшихся глубоким химическим выветриванием и, очень часто, длительной механической абразией. Перечисленные петрографические виды песчаных пород образуют семейства граувакковых песчаников (собственно граувакки, кварцевые и полевошпатовые граувакки), аркозов (собственно аркозы и полевошпатовые песчаники), олигомиктово-кварцевых (олигомиктовые и кварцевые породы) и мезомиктовых пород.

При детальном литологическом исследовании петрографические семейства/виды могут дополняться выделением подчиненных классификационных единиц – тех или иных разновидностей песчаников по качественному составу и количественному соотношению в них в основном обломков пород и полевых шпатов. Так, для семейства граувакк по составу обломочных зерен пород могут быть выделены петрокластические, кремневые, лититовые и полимиктовые разновидности. Семейство аркозов по составу полевых шпатов делится на К-, К-Na-, Na-K- и Na-Ca- разновидности (Шванов, 1987).

Особо, хотя и предельно кратко, хотелось бы остановиться на диагностике обломков пород в шлифах, используя для этого приведенную в работе (Шванов, 1987) информацию. Основным путем определения обломков пород при этом – “узнавание” (термин В.Н. Шванова) по ряду косвенных признаков. Так, обломки кварцитов и микрокварцитов в скрещенных николях поликристаллически и обладают различной внутренней структурой (конформной, гранобластовой, тонко- и микрокристаллической/микрогранобластовой/микрокварцитовый и др.). Кремнистые обломки в скрещенных николях изотропны, или содержат фенокристы, розетки и волокнистые агрегаты халцедона, а также прожилки тонкокристаллического кварца или халцедона. Углеродистые фтаниты обладают тонкоагрегатным строением (халцедон-опаловая масса) и пропитаны непрозрачным или полупрозрачным органическим веществом. Глинистые фтаниты и кремнистые аргиллиты в скрещенных николях демонстрируют присутствие на фоне изотропной опаловой, халцедон-опаловой или микрокристаллической основной ткани гидрослюдисто-хлоритового материала, часто имеющего одинаковую ориентировку. Обломки данного типа нередко выполняют

в песчаниках роль конформного заполнителя. Обломки глинистых пород разной степени постседиментационного изменения сложены чешуйками глинистых минералов с двупреломлением в желтых тонах. Правильная диагностика обломков этого типа более вероятна в случае присутствия в них примеси обломочных зерен алевритовой или кварцевой размерности. Обломки глинистых пород часто сдавлены, изогнуты или раздроблены более твердыми зернами. Обломки алевритов и песчаников хорошо диагностируются по соответствующим структурам. Обломки карбонатных пород обычно легко узнаются по характерным перламутровым цветам интерференционной окраски. Однако требуются специальные навыки для отделения их от карбонатного цемента. Обломки кристаллических (магматических и метаморфических) пород достаточно легко диагностируются в скрещенных николях по характерным минеральным ассоциациям и структурам. Обломки эффузивных пород хорошо узнаются в случае присутствия в них порфировых вкрапленников различной формы, а также лейст плагиоклазов. В монографии В.Н. Шванова (1987) можно найти также краткую характеристику обломков кислых (альбитофиров, микрофельзитов/фельзитов) и основных (порфиров, спилитов, диабазов) эффузивов.

Важно иметь в виду, что обломки пород разного состава обладают различной устойчивостью к переносу и химическому воздействию. По степени устойчивости на путях транзита может быть намечен следующий условный ряд: глинистые обломки (встречаются только вблизи областей размыва) → эффузивные → песчаные → карбонатные → кристаллических пород → кремнистые → кварцитовые обломки (как правило, переносятся на большие расстояния и/или проходят более одного седиментационного цикла). Постседиментационные изменения также ведут к исчезновению некоторых типов обломков пород в песчаниках. Ряд устойчивости в этом случае имеет вид: обломки глинистых пород → карбонатных (разрушаются в зоне начального/умеренного катагенеза) → эффузивных → песчаных → кристаллических пород (разрушаются при глубоком катагенезе). Кремнистые породы и кварциты не разрушаются и при метагенезе.

РЕКОНСТРУКЦИИ СОСТАВА ПЕТРОФОНДА ПО ДАННЫМ О КОЛИЧЕСТВЕННОМ СООТНОШЕНИИ РАЗЛИЧНЫХ КОМПОНЕНТОВ КАРКАСА ПЕСЧАНИКОВ

В середине 1970-х–начале 1980-х гг. и несколько позднее был предложен ряд треугольных диаграмм ($P-Q_m-K$, $L_s-L_v-L_m$, $L_v-Q_p-L_s$, $F-Q-L$, $F-Q_m-L_t$ и др.)⁵ для реконструкции состава питающих

⁵ Здесь Q – общее количество зерен кварца; Q_m – зерна

провинций по данным о количественном соотношении различных компонентов каркаса песчаников (Dickinson, Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983; Dickinson, 1985; Ingersoll, 1990; Weltje, 1994; Garzanti et al., 2004, 2007; и др.). В настоящее время они достаточно часто используются при исследовании песчаников разного возраста как зарубежными, так и отечественными специалистами (Тучкова, 1996, 2007; Anani, 1999; Arribas et al., 2003; Calvo, 2003; von Eynatten, 2003; Marsaglia, 2004; Yuste et al., 2004; Zhang et al., 2006; González-Acebrón et al., 2007; Akarish, El-Gohary, 2008; Allen, Johnson, 2010; Хисамутдинова и др., 2016; Маслов и др., 2016а; и др.).

На диаграммах В. Дикинсона с соавторами (Dickinson, Suczek, 1979; Dickinson, 1985, 1995) типизация источников сноса приведена в достаточно общем виде. В качестве наиболее крупных питающих провинций в них выделяются магматические дуги, континентальные блоки и рециклированные орогены (рис. 6). Магматические дуги поставляют в осадок вулканокластический материал, формирующийся как непосредственно вследствие вулканической деятельности, так и являющийся результатом эрозии вулканических построек. При далеко зашедших процессах разрушения дуг на дневную поверхность могут быть выведены их “корневые зоны”, представленные полнокристаллическими магматическими породами. Они являются источниками кварц-полевошпатовой кластики, практически неотличимой от аркозового материала, образующегося в результате размыва поднятий фундамента. Смешение материала из вулканических и плутонических источников ведет к появлению широкого спектра “вулcano-плутонических” песков (Dickinson, 1982). Несмотря на заметные вариации состава последних, для них характерны постоянно высокие величины отношения L_v/L_t и низкое или умеренное количество зерен кварца. Песчаники, присутствующие в разрезах субдукционных комплексов, сложены преимущественно вулканоплутоническим материалом, однако с ними могут ассоциировать кварцевые песчаники – продукты размыва континентальных блоков, попавшие в зоны субдукции вместе с осадочным материалом на пододвигающейся плите (Velbel, 1980; Dickinson, 1982; и др.).

монокристаллического кварца; Q_p – поликристаллический кварц (обломки кварцитов, микрокварцитов и кремней); L – все обломки пород, кроме “кварцевых”; L_t – общее количество литокластов; L_{vh} (или L_v) – обломки вулканических/гипабиссальных пород; L_s – зерна/обломки осадочных пород; L_m – зерна/обломки метаморфических пород; P – зерна плагиоклазов; K – зерна калиевых полевых шпатов; F – общее число зерен полевых шпатов. При построении диаграмм используются результаты подсчета количества зерен и обломков, полученные с использованием метода Гацци-Дикинсона.

Размыв поднятий фундамента, часто ограниченных тектоническими нарушениями и ассоциирующихся с рифтовыми и трансформными структурами, продуцирует преимущественно аркозовые пески. Сходный по составу материал может формироваться за счет выведенных на дневную поверхность древних блоков в форландовых бассейнах, а также разрушения плутонов в “корнях” магматических дуг. Это бедные лититовыми обломками кварц-полевошпатовые пески и песчаники, напоминающие аркозовые пески, источниками которых выступают поднятия фундамента. В случаях, когда процессы эрозии не были способны полностью уничтожить перекрывающий фундамент осадочный чехол, могут формироваться пески и песчаники, близкие по составу к продуктам разрушения пород магматических дуг или рециклированных орогенов (Mack, 1984; Dickinson, 1985).

Источниками обломочного материала в орогенных областях, по представлениям В. Дикинсона с соавторами, являются вулcano-плутонические ассоциации океанических и континентальных дуг (“магматические дуги”), преимущественно осадочные или метаморфические образования выведенных на уровень размыва “субдукционных комплексов”, складчато-надвиговые пояса “форландовых поднятий” и собственно “коллизийные орогены”. При разрушении каждой из перечисленных ассоциаций формируются осадочные последовательности с достаточно специфическими особенностями. Так, считается, что вследствие эрозии пород “субдукционного комплекса” в составе песчаников преобладают обломки кремнистых пород; песчаники, образованные за счет размыва “форландовых поднятий”, содержат существенную долю лититовых фрагментов, количество кварца в них относительно высокое, полевых шпатов и обломков пород – небольшое. Осадки, образованные вследствие эрозии “коллизийных орогенов”, характеризуются тем же содержанием кварца, высоким отношением кварц/полевые шпаты и содержат многочисленные фрагменты осадочных и метаосадочных пород.

В то же время, по мнению (Garzanti et al., 2007), какие-либо четкие критерии разграничения различных типов орогенных областей сноса в работах В. Дикинсона с соавторами отсутствуют. Более того, при сравнении их с современными обстановками, где все влияющие на процессы осадконакопления факторы могут быть в достаточной степени идентифицированы, обнаруживаются некоторые противоречия с моделью В. Дикинсона. В указанной выше публикации предложена несколько иная типизация орогенных областей как источников сноса. Она основана на представлениях о том, что тектонические ансамбли орогенов являются результатом взаимодействия ограниченного числа различных геологических областей/доме-

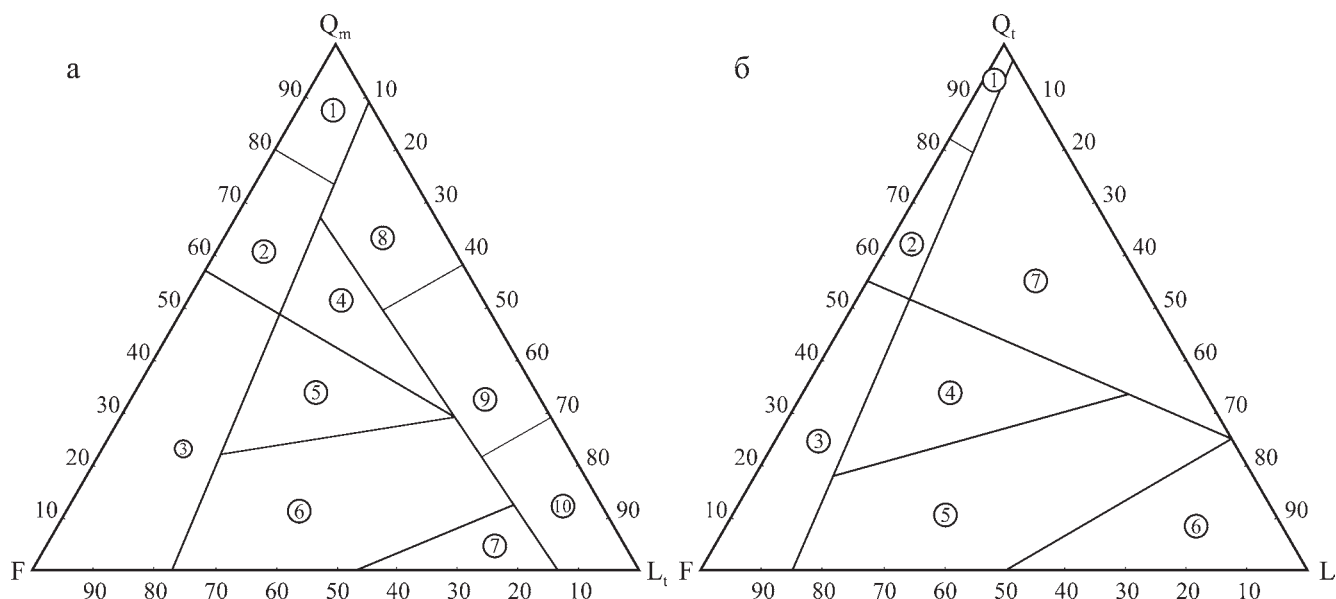


Рис. 6. Диаграммы F–Q_m–L_t (а) и F–Q_t–L (б) В. Дикинсона с соавторами (Dickinson et al., 1983).

а. Источники обломочного материала: 1 – внутренние области кратона; 2 – переходные континентальные области; 3 – поднятия фундамента; 4 – смешанные области; 5 – эродированные дуги; 6 – переходные островодужные обстановки; 7 – неэродированные дуги; 8 – рециклированные кварцосодержащие комплексы; 9 – переходные рециклированные области; 10 – рециклированные лититовые комплексы.

б. Источники обломочного материала: 1 – внутренние области кратона; 2 – переходные континентальные области; 3 – поднятия фундамента; 4 – эродированные дуги; 5 – переходные островодужные области; 6 – неэродированные дуги; 7 – рециклированные орогены.

Fig. 6. Diagrams of F–Q_m–L_t (a) and F–Q_t–L (b) by (Dickinson et al., 1983).

а. Sources of detrital material: 1 – craton interior; 2 – transitional continental; 3 – basement uplift; 4 – mixed; 5 – dissected arc; 6 – transitional arc; 7 – undissected arc; 8 – quartzose recycled; 9 – transitional recycled; 10 – lithic recycled.

б. Sources of detrital material: 1 – craton interior; 2 – transitional continental; 3 – basement uplift; 4 – dissected arc; 5 – transitional arc; 6 – undissected arc; 7 – recycled orogenic.

нов, каждая из которых вытянута субпараллельно простиранию орогена. К числу основных типов таких доменов, рассматриваемых как “блоки первого порядка” в структуре композитных орогенов, принадлежат: 1) магматические дуги; 2) аккрецированные или обдуцированные офиолитовые комплексы; 3) неометаморфические осевые пояса (неоднократно деформированные “пластины” коры окраин континентов, подвергшиеся воздействию высоких температур и давлений во время субдукции и последующей эксгумации); 4) реликты палеоокраин континентов; 5) орогенные кластические клинья.

Изучение осадочных образований современных орогенных областей Средиземноморья и обрамления Индийского океана показало, что обломочный материал, образованный вследствие эрозии каждого такого домена, характеризуется достаточно уникальными соотношениями обломочных компонентов каркаса песчаников, ассоциациями тяжелых минералов и трендами изменения состава псаммитов во времени (Nichols et al., 1991; Marsaglia, Ingersoll, 1992; Cavazza et al., 1993; Garzanti et al., 2002, 2004, 2006, 2007; Garzanti, Ando, 2007a, b; Fontana et al., 2003). Примечательно, что первые четыре ти-

па источников поставляют в окружающие их области седиментации преимущественно петрогенную силикокластику, тогда как орогенные кластические клинья – в основном рециклированный/литогенный материал.

Слабо расчлененные магматические дуги сложены преимущественно базальтами, андезитами, риодацитами и, иногда, игнимбритами. При их эрозии в осадочные бассейны поступают в основном обломки вулканических пород, а также плагиоклазы и пироксены. В случае вскрытия диорит-гранодиоритовых батолитов, являющихся корнями вулканических ассоциаций, в осадок поступают кварц, плагиоклазы, калиевые полевые шпаты и роговая обманка. Таким образом, считается (Garzanti et al., 2007), что в составе песчаников, накапливающихся в приостроводужных бассейнах, параллельно с выведением на дневную поверхность массивов магматических пород постепенно увеличивается количество упомянутых зерен (рис. 7а). В целом точки составов орогенных псаммитов, формирующихся за счет данного источника обломочного материала, тяготеют к нижней половине диаграммы F–Q–L.

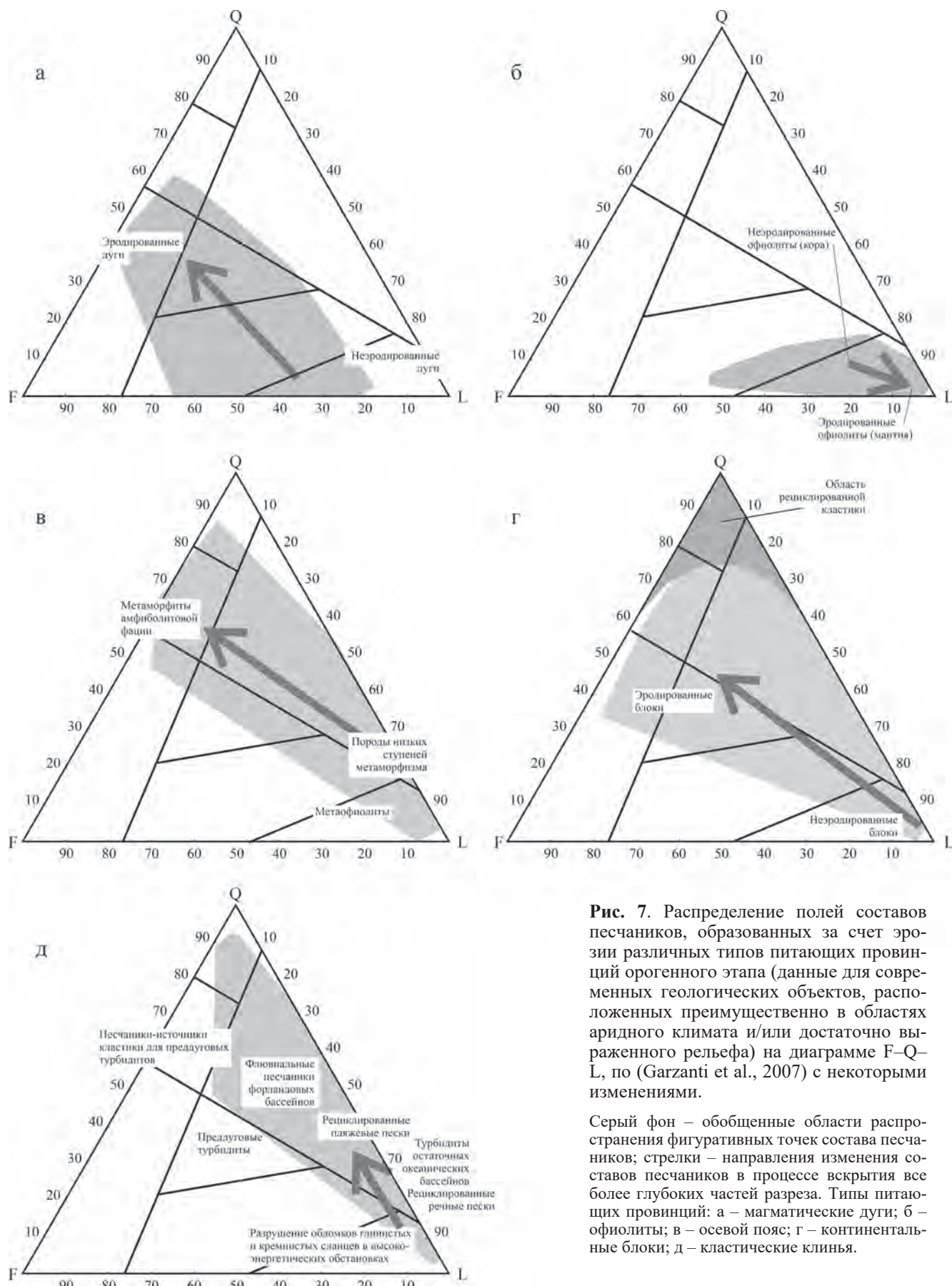


Рис. 7. Распределение полей составов песчаников, образованных за счет эрозии различных типов питающих провинций орогенного этапа (данные для современных геологических объектов, расположенных преимущественно в областях аридного климата и/или достаточно выраженного рельефа) на диаграмме F–Q–L, по (Garzanti et al., 2007) с некоторыми изменениями.

Серый фон – обобщенные области распространения фигуративных точек состава песчаников; стрелки – направления изменения составов песчаников в процессе вскрытия все более глубоких частей разреза. Типы питающих провинций: а – магматические дуги; б – офиолиты; в – осевой пояс; г – континентальные блоки; д – кластические клинья.

Fig. 7. Distribution of fields of sandstone compositions formed due to the erosion of various types of provenances of the orogenic stage (data for modern geological objects located mainly in areas of arid climate and/or quite pronounced relief) in the F–Q–L diagram, according to (Garzanti et al., 2007) with some changes.

Gray background – generalized areas of distribution of the sandstones data points; arrows – the direction of change in the composition of sandstones in the process of exhumation the deeper parts of the section). Provenance fields: a – magmatic arc; б – ophiolites; в – axial belt; г – continental block; д – clastic wedge.

Аккрецированные или обдущированные на континентальную кору офиолиты при разрушении представляют обломочный материал с рядом специфических петрографических и минералогических характеристик. При вскрытии все более глубоких уровней многослойной океанической литосферы в составе песчаников постепенно увеличивается доля обломков пород (см. рис. 7б). Пиллоу-лавы и комплекс параллельных даек являются источниками вулканокластиков, клинопироксенов или минералов низких ступеней метаморфизма. Из пород нижних горизонтов океанической коры в осадок поступают фрагменты габбро, плагиогранитов, кальциевые плагиоклазы, диопсиды, клинопироксены и роговая обманка, а серпентинизированные мантийные гарцбургиты являются источником лизардит-серпентиновых зерен. Совокупность фигуративных точек состава песчаников, формирующихся за счет размыва пород данного типа источника сноса, локализована в нижней части диаграммы F–Q–L и сдвинута в сторону вершины L.

Из осевого пояса неометаморфических покровов, представляющего в модели Э. Гарзанти с соавторами центральную часть коллизионных орогенов, в бассейн поступает лититовый и кварцевый материал, фрагменты метапелитов, метапсаммитов, а также метакарбонатные зерна. Присутствующие здесь же блоки континентального фундамента служат источником кварц-полевошпатовой кластики с роговой обманкой, а в различной степени метаморфизованные офиолиты – альбита, фрагментов metabазитов и полосчатых антигорт-серпентинитов. При вовлечении в разрыв все более глубоких горизонтов офиолитовых покровов степень метаморфизма обломков пород возрастает, также увеличивается количество полевых шпатов в осадках. В результате с течением времени состав формирующихся песков/песчаников должен измениться от литаренитов до кварц-полевошпатовых разностей с минимальным содержанием обломков пород (рис. 7в).

Аллохтонные платформенные и пелагические отложения, накапливавшиеся в пределах нерасчлененных континентальных блоков, являются источником различных обломков пород – зерен известня-

ков, доломитов, кремней, глинистых сланцев, метакарбонатных пород и т. п. Иногда вместе с ними в песчаниках присутствует существенная доля кварца, полевых шпатов и/или вулканических/метавулканических фрагментов. Кристаллические породы фундамента служат источниками кварцевой или кварц-полевошпатовой кластики со слюдой, гранатом, ставролитом и кианитом. Состав псаммитов, образованных за счет такого источника, с течением времени меняется от лититов и/или вулканокластических песчаников до кварц-аренитов (результат многократного переотложения кластики) и кварц-полевошпатовых, редко – собственно полевошпатовых пород (рис. 7г).

Наконец, обломочные клинья, сложенные флювиальными и турбидитовыми образованиями, выполнявшими предгорный, преддуговый или остаточный океанический бассейн, поставляют кластику, в составе которой существенную роль играет рециклированный кварц, а также обломки глинистых пород. Состав формирующихся за счет этого типа источника псаммитов меняется от преимущественно лититовых до кварц-полевошпатовых и существенно кварцевых, а общая совокупность их фигуративных точек на диаграмме F–Q–L расположена примерно параллельно стороне Q–L (рис. 7д).

В публикации (Marsaglia, 2004) приведена диаграмма K–Q_m–P, применяемая для установления возможного состава пород на палеоводосборах для песчаников первого седиментационного цикла (рис. 8). На ней, на основе данных (Hyndman, 1972),

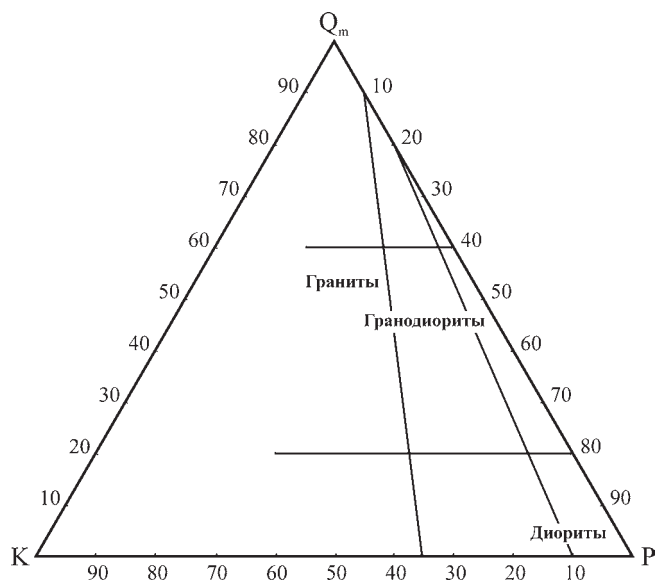


Рис. 8. Диаграмма K–Q_m–P (Marsaglia, 2004).

Пояснения см. в тексте.

Fig. 8. K–Q_m–P diagram (Marsaglia, 2004).

Explanations see in the text.

показаны референтные поля гранитов, гранодиоритов и диоритов.

ОБЛОМОЧНЫЙ КВАРЦ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ СОСТАВА ПОРОД В ОБЛАСТЯХ СНОСА

В литературе известны и более тонкие, а соответственно, и более трудоемкие, методы оценки состава пород питающих провинций. Например, начиная с классической работы П. Крынина (Krynin, 1940) долгое время считалось, что характер волнистого погасания и состав включений в обломочных зернах монокристаллического кварца могут быть использованы в качестве индикатора типа их материнских пород. Краткий исторический обзор исследований в рамках данного направления можно найти в публикации (Blatt, Christie, 1963)⁶. В ней же показано, что магматические и метаморфические породы обладают существенным перекрытием основных характеристик волнистого погасания, и кроме того, исследование последнего должно вестись с помощью универсального столика. Однако в более поздней работе (Basu et al., 1975) на основе исследования обломочного кварца из известных источников сделан вывод, что в большинстве случаев результаты изучения волнистого погасания могут быть полезными для установления природы материнских образований, причем замеры можно вести и с помощью обычного петрографического микроскопа.

Было показано, что для идентификации возможных источников обломочного кварца следует использовать четыре параметра: 1) количество зерен с волнистым погасанием (угол погасания более 5°); 2) то же, без волнистого погасания; 3) количество зерен поликристаллического кварца; 4) количество индивидов кварца в зерне поликристаллического кварца. Все они учтены авторами при разработке ромбической диаграммы (рис. 9). В верхний треугольник этой диаграммы попадают образцы, в которых более 75% зерен поликристаллического кварца сложены 2–3 индивидами. Если число таких зерен менее 75% и, соответственно, число зерен с более чем 3 индивидами составляет более 25%, то фигуративные точки песчаников располагаются в нижнем треугольнике. Точное положение образца в треугольнике зависит от относительного количества зерен кварца без волнистого пога-

сания, с таким погасанием и поликристаллического кварца.

По данным (Willner et al., 2001), на указанной диаграмме А. Басу с соавторами распределение точек состава песчаников рифея и нижнего венда (доруэская часть ашинской серии) Башкирского мегантиклинория позволяет сделать вывод, что источниками кластики для них выступали “породы средних и высоких ступеней метаморфизма”, тогда как песчаники верхнего венда (уруэская, басинская, кукарауэская и зиганская свиты) сложены продуктами размыва “пород низких ступеней метаморфизма”. Последнее хорошо соотносится с типом присутствующих в них обломков пород.

Со ссылками на публикации (Bailey et al., 1958; Conolly, 1965) авторы работы (Basu et al., 1975) указывают, что региональные или локальные тектонические нарушения и складчатость могут вести к появлению структур напряжений в обломочном кварце уже в осадочных породах. Перекристаллизация кварца также уменьшает волнистое погасание. По эмпирическим данным (Blatt, Christie, 1963), кварц с волнистым погасанием менее стабилен, чем кварц без такового; поликристаллические зерна кварца под внешним воздействием также могут продуцировать монокристаллический кварц. Таким образом, чем дальше находится кварц, по образному выражению А. Басу и его соавторов в “осадочной мельнице”, тем ближе будет располагаться образуемое им поле фигуративных точек на ромбической диаграмме к ее левой вершине (“кварц без волнистого погасания”). Следовательно, применять указанную диаграмму к композиционно зрелым отложениям нельзя; по мнению предложивших ее авторов, она более всего подходит для анализа источников сноса незрелых (first-cycle) песчаников орогенных обстановок. Известно также, что между размерностью обломочных зерен кварца, количеством среди них фрагментов поликристаллического кварца и кварца с волнистым погасанием существует довольно тесная корреляция. В связи с этим при построении ромбической диаграммы, по данным (Basu et al., 1975), лучше всего использовать зерна размером 0.25–0.50 мм.

И.М. Симановичем (1978) предложена треугольная диаграмма “Кварц молодых гранитоидов и кислых эффузивов–кварц метаморфический и древних гранитоидов⁷–кварц жильный” (рис. 10).

⁶ Обзор этих и более поздних работ приведен в известной монографии И.М. Симановича (1978). В ней автором на обширном фактическом материале рассмотрена роль кварца как индикатора процессов седиментогенеза, проанализированы статистические данные о встречаемости типоморфных признаков в различных генетических типах кварца, а также разработана вероятностная полуколичественная методика определения первичных источников сноса обломочного кварца.

⁷ “Кварц древних гранитоидов” – это кварц гранитоидов древних кристаллических щитов/палингенных гранитоидов, “кварц молодых гранитоидов” – кварц типичных интрузивных гранитоидов, который отличается относительно высоким содержанием включений минералообразующей среды, а включения игольчатого рутила присутствуют, но значительно реже, чем в кварце древних гранитоидов. К жильному кварцу относится кварц гидротермальный и пневматолито-гидротермальный (Симанович, 1978, с. 11–12).

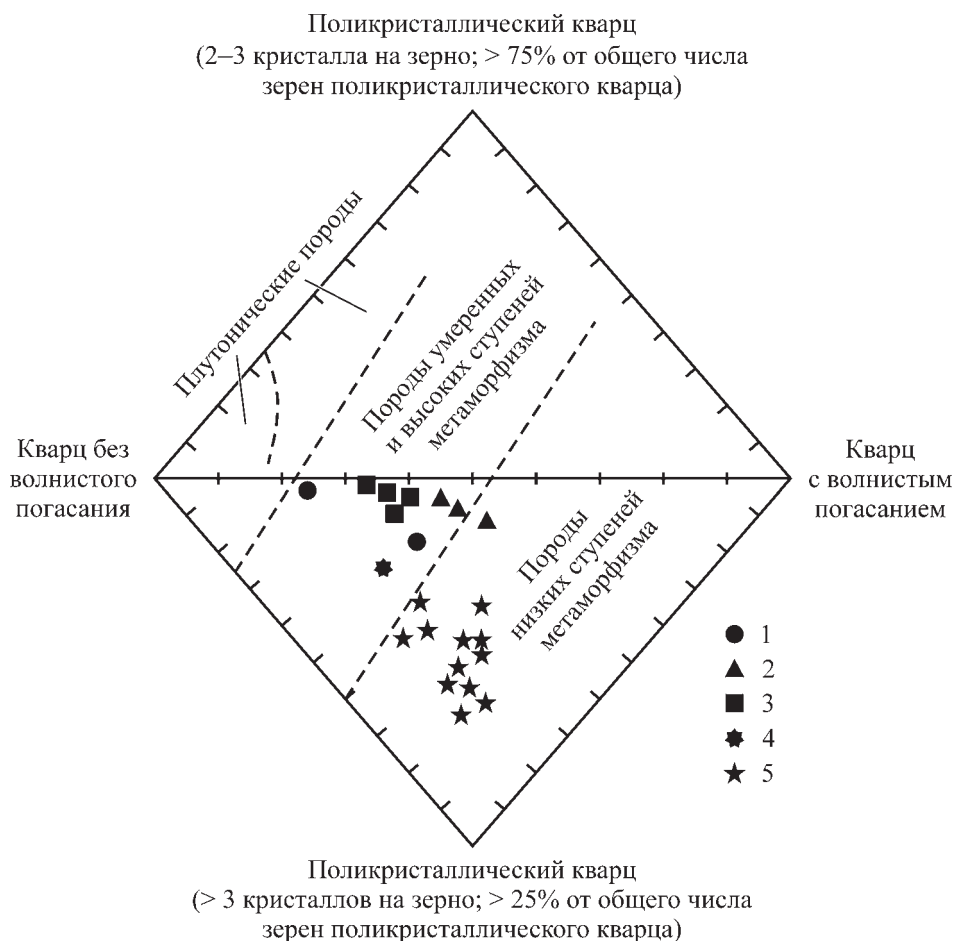


Рис. 9. Ромбическая диаграмма (Basu et al., 1975) для реконструкции состава пород в источниках сноса по данным исследования петрогенных псаммитов орогенных областей и положение на ней фигуративных точек различных типов кварца из песчаных пород рифея и венда Башкирского мегантиклинория, по (Willner et al., 2001).

Песчаники: 1 – нижнего рифея; 2 – среднего рифея; 3 – верхнего рифея; 4 – нижнего венда; 5 – верхнего венда. Также см. пояснения в тексте.

Fig. 9. Diamond diagram (Basu et al., 1975) for the reconstruction of the rock types in the provenances according to the study of petrogenic psammites of orogenic areas and the position on it of the data points of various types of quartz from Riphean and Vendian sandstones of the Bashkir meganticlinorium, according to (Willner et al., 2001).

Sandstones: 1 – Lower Riphean; 2 – Middle Riphean; 3 – Upper Riphean; 4 – Lower Vendian; 5 – Upper Vendian. Also see explanations in the text.

Анализ положения на данной диаграмме точек песчаных пород разного возраста позволило автору сделать вывод, что "...соотношение генетических типов обломочного кварца не зависит (или зависит незначительно) от зрелости пород, а обусловлено главным образом характером первичных источников сноса". По мнению автора, "намечается некоторая связь распределения генетических типов кварца с петрографическим типом песчаных пород. Можно предположить, что для кварцевых и олигомиктовых песчаных пород платформенного чехла наиболее характерно преобладание обломочного кварца метаморфического + (кварца) древних гранитоидов. В граувакках, как правило, наблюдает-

ся примерно равное соотношение кварца метаморфического + (кварца) древних гранитоидов и кварца жильного при низком содержании кварца молодых гранитоидов или резко повышенное содержание эффузивного кварца. ...повышенное содержание кварца молодых гранитоидов устанавливается в аркозах, источником сноса для которых служили области развития интрузивного гранитоидного магматизма" (Симанович, 1978, с. 40).

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Настоящий обзор не претендует на исчерпывающее освещение всех существующих в литерату-



Рис. 10. Диаграмма “кварц молодых гранитоидов и кислых эффузивов–кварц метаморфический и древних гранитоидов–кварц жильный” (Симанович, 1978).

1 – стекольный песок из Подмоскovie; 2 – кварцевые пески Черкасского месторождения; 3 – саксаульский кварцит из Примутгоджарья; 4 – юрские песчаники р. Амга; 5 – пески аллювия, р. Алдан; 6 – моренные пески, р. Ока; 7 – граувакки месторождения Кенкияк, Сев. Казахстан; 8 – граувакки Карагандинского бассейна; 9 – песчаники кампанского флиша, Северо-Западный Кавказ. Стрелками показано направление эволюции генетического состава обломочного кварца юрских песчаников, р. Амга.

Fig. 10. The diagram “quartz of young granitoids and acid effusive rocks–quartz of metamorphic rocks and ancient granitoids– vein quartz” (Simanovich, 1978).

1 – glass sand from the Moscow region; 2 – quartz sands Cherkassky deposit; 3 – Saksaul quartzite from Cis-Mugodzhary; 4 – Jurassic sandstones, Amga River; 5 – alluvium sands, Aldan River; 6 – moraine sands, Oka River; 7 – graywacke of the Kenkiyak deposit, Northern Kazakhstan; 8 – greywacke of the Karaganda basin; 9 – sandstones of the Campanian flysch, North-West Caucasus. The arrows indicate the direction of evolution of the genetic composition of detrital quartz of Jurassic sandstones, Amga River.

ре приемов, подходов и диаграмм, позволяющих с той или иной долей уверенности на основе данных о минералого-петрографическом составе песчаников реконструировать состав пород, служивших источниками обломочного материала. Мы лишь стремились напомнить читателям о их существовании, показать некоторую эволюцию представлений и подходов, а также продемонстрировать распределение на ряде диаграмм фигуративных точек состава песчаников различного возраста

та и геодинамической природы, принадлежащих к ряду крупных геологических структур Урала и Западной Сибири.

Псаммиты, выбранные нами для демонстрации возможностей рассмотренных в данной работе методов исследования песчаников разного состава и геодинамической природы, характеризуются следующими особенностями. На диаграмме В.Д. Шутова точки состава песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты рифея Башкирского мегантиклинория сконцентрированы преимущественно в полях кремнекластито-кварцевых, мезомиктовых и полевошпат-кварцевых псаммитов. Сказанное предполагает либо некоторую переработку собственно аркозовой кластики перед окончательным захоронением, либо присутствие в составе песчаников обломочного материала из разных источников. Песчаники басинской свиты верхнего венда, в соответствии с представлениями В.Д. Шутова, являются типичными кварцевыми граувакками при подчиненной роли полевошпато-кварцевых граувакк, литокластито-кварцевых и мезомиктовых песчаников. Песчаники кодинской и устькодинской свит – также граувакки, но в основном кварц-полевошпатовые, а породы верхней (валанжинской) части сортымской свиты принадлежат преимущественно граувакковым аркозам.

В то же время, основываясь на положении точек состава указанных песчаников на диаграмме В.Н. Шванова, можно считать, что только по составу пород кодинской, устькодинской и сортымской свит можно в той или иной мере обоснованно судить о составе размывавшихся во время их формирования комплексов пород на палеоводосборах. Состав псаммитов бирьянской подсвиты зильмердакской свиты и басинской свиты в существенной мере трансформирован (в источниках сноса, на путях переноса и перед окончательным захоронением) и не позволяет получить полную информацию о породах в областях размыва.

Распределение точек состава песчаников ашинской серии верхнего венда Южного Урала, в том числе и басинской свиты, на диаграммах В. Дикинсона с соавторами позволяет сделать вывод, что они в основном сложены материалом, мобилизованным при разрушении рециклированных кварцсодержащих комплексов пород орогенов или переходных областей (Willner et al., 2001).

Следует подчеркнуть, что большинство ранее предпринятых исследований псаммитов верхнего докембрия Южного Урала основывалось на классическом подходе. Это не позволяет использовать сейчас все те преимущества, что дает метод Гацци-Дикинсона для интерпретации геодинамической природы размывавшихся на палеоводосборах комплексов пород. Следовательно, перспективы в этом отношении для молодых исследователей представляются весьма и весьма существенными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акимов Г.Н. (1966) Литологические особенности и условия образования отложений зильмердакской свиты докембрия западного склона Южного Урала. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 20 с.
- Акимов Г.Н. (1967) Косая слоистость в породах зильмердакской свиты на Южном Урале. *Материалы по стратиграфии и тектонике Урала*. Л.: ВСЕГЕИ, 36-65.
- Акимов Г.Н., Казак А.П. (1965) Акцессорные минералы зильмердакской свиты Южного Урала. *Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала*. Вып. 4. М.: Недра, 10-21.
- Анфимов Л.В. (1978) Постдиагенетические преобразования и рациональная классификация кварцевых псаммитов рифея Центрально-Уральского поднятия на Южном Урале. *Докембрийские толщи Башкирского мегантиклинория на Южном Урале и их металлогения*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 25-32.
- Анфимов Л.В. (1988) Литогенез и эпигенетическое рудообразование в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 33 с.
- Батурин В.П. (1947) Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.: АН СССР, 339 с.
- Беккер Ю.Р. (1968) Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л.: Недра, 160 с.
- Бергер М.Г. (1986) Терригенная минералогия. М.: Недра, 227 с.
- Гареев Э.З., Маслов А.В. (1992) Основные петрохимические особенности и условия образования аркозовых комплексов рифея и венда Южного Урала. *Литология и полез. ископаемые*, (3), 50-60.
- Граувакки. (1972) (Отв. ред. В.Д. Шутов). М.: Наука, 345 с.
- Гринсмит Дж. (1981) Петрология осадочных пород. М.: Мир, 253 с.
- Гриффитс Дж. (1971) Научные методы исследования осадочных пород. М.: Мир, 421 с.
- Кац Ш.Н. (1978) Металлогенические аспекты регионального метаморфизма рифейских отложений западного склона Башкирского Урала. *Докембрийские толщи Башкирского мегантиклинория на Урале и их металлогения*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 49-55.
- Кац Ш.Н., Генина Л.А. (1976) Региональный метаморфизм горных пород Центрально-Уральского поднятия в пределах Башкирии. *Магматизм, метаморфизм, металлогения западного склона Урала*. Уфа: БФАН СССР, 43-51.
- Кузнецов В.Г. (2007) Литология. Осадочные горные породы и их изучение. М.: Недра-Бизнесцентр, 511 с.
- Кузнецов В.Г. (2011) Литология. Основы общей (теоретической) литологии. Учеб. пособие для вузов. М.: Науч. мир, 360 с.
- Куornosов В.Б., Мурдмаа И.О. (1978) Глинистые минералы в современных осадках Охотского моря. *Океанология*, (2), 671-680.
- Кухаренко А.А. (1961) Минералогия россыпей. М.: Госгеолтехиздат, 318 с.
- Левитан М.А., Беляев Н.А., Буртман М.В., Дюплеси Ж.К., Хусид Т.А. (2003) История голоценовой седиментации в Южно-Новоземельском желобе. *Литология и полез. ископаемые*, (6), 660-672.
- Левитан М.А., Васнер М., Нюрнберг Д., Шелехова Е.С. (1995) Средний состав ассоциаций глинистых минералов в поверхностном слое донных осадков Северного Ледовитого океана. *Докл. АН*, **344**(2), 364-366.
- Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. (2007) Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 404 с.
- Логвиненко Н.В. (1984) Петрография осадочных пород (с основами методики исследования). М.: Высш. школа, 416 с.
- Маслов А.В. (1983) Основные петрографические особенности псаммитовых пород бирьянской подсвиты зильмердакской свиты в стратотипическом разрезе. *Стратиграфия и литология верхнего докембрия и палеозоя Южного Урала и Приуралья*. Уфа: БФАН СССР, 12-17.
- Маслов А.В. (1988) Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 133 с.
- Маслов А.В. (1990) Рифейские аркозовые комплексы Южного Урала. *Литология и полез. ископаемые*, (4), 29-42.
- 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., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А., Титов Ю.В., Червяковская М.В. (2020) Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 2. Лито- и изотопно-геохимические подходы и методы. *Литосфера*. В печати.
- 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. DOI: 10.7868/S0024497X16040054
- Мельничук О.Ю. (2017) Песчаники и аргиллиты устькодинской свиты (верхний девон, восточный склон Среднего Урала): особенности состава и петрофонд. *Ежегодник-2016*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 164. Екатеринбург, 82-87.
- Мельничук О.Ю. (2018а) Позднедевонская дельтовая система на востоке Среднего Урала. *Вестник Пермского университета. Геология*, **17**(1), 18-30. DOI: 10.17072/psu.geol.17.1.18.
- Мельничук О.Ю. (2018б) Устькодинская свита фамна восточного склона Среднего Урала: фациально-генетические реконструкции. *Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН*, **279**(3), 8-16. DOI: 10.19110/2221-1381-2018-3-8-16.
- Мельничук О.Ю., Гуляева Т.Я., Рянская А.Д., Исаков А.Ю. (2018) Постседиментационные преобразования верхнедевонских и нижнекаменноугольных глинистых пород восточного склона Среднего Урала. *Экзолист-2018*. М.: МГУ, 64-66.
- Мельничук О.Ю., Рянская А.Д. (2017) Особенности вещественного состава аргиллитов кодинской свиты (верхний девон, восток Среднего Урала). *Литосфера*, **17**(3), 81-86. DOI: 10.24930/1681-9004-2017-3-

071-086.

- Мельничук О.Ю., Фазлиахметов А.М. (2017) К вопросу о существовании микроконтинента в позднедевонское время на Среднем Урале. *Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского*, № 20. Пермь: ПГНИУ, 148-155.
- Мизенс Г.А. (2000а) К геологической истории Южного Урала в среднем палеозое. *Докл. АН*, **371**(3), 356-357.
- Мизенс Г.А. (2000б) Осадочные комплексы позднего девона–карбона на юге Урала и проблема коллизии континентальных плит. *Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 65-84.
- Мизенс Г.А. (2002) Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне–ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 190 с.
- Мильнер Г.Б. (1968) Петрография осадочных пород. Т. II. Руководство по петрографии осадочных пород. М.: Недра, 594 с.
- Олли А.И. (1948) Древние отложения западного склона Урала. Саратов: СГУ, 407 с.
- Петтиджон Ф. Дж., Поттер П., Сивер Р. (1976) Пески и песчаники. М.: Мир, 536 с.
- Петтиджон Ф.Дж. (1981) Осадочные породы. М.: Недра, 751 с.
- Преображенский И.А., Саркисян С.Г. (1954) Минералы осадочных пород. М.: Гостоптехиздат, 462 с.
- Ратеев М.А., Садчикова Т.А., Шаброва В.П. (2008) Глинистые минералы в современных осадках Мирового океана и их связь с типами литогенеза. *Литология и полез. ископаемые*, (2), 143-154.
- Селли Р.Ч. (1989) Древние обстановки осадконакопления. М.: Недра, 294 с.
- Симанович И.М. (1978) Кварц песчаных пород. М.: Наука, 154 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. (1983) (Отв. ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков). М.: Наука, 184 с.
- Сульман А.М., Демчук И.Г. (1978) Глинистые минералы в рифейских осадочных отложениях Башкирского мегантиклинория. *Докембрийские толщи Башкирского мегантиклинория на Урале и их металлогения*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 16-24.
- Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. (1988) Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 384 с.
- Титов Ю.В. (2012) К вопросу об условиях образования нижнемеловых отложений Большехетской впадины (на примере пласта БУ₁₈ Пякяхинского месторождения). *Геология в развивающемся мире: сб. науч. тр. (по материалам Междунар. конф. студ., аспирант. и молодых ученых)*. Пермь: ПГНИУ, 347-350.
- Титов Ю.В., Шайхутдинова Г.Х., Астаркин С.В., Колпаков В.В., Кожевникова Н.В. (2019) Постседиментационные преобразования нижнемеловых отложений Большехетской впадины (Западная Сибирь). *Литосфера*, (1), 48-58.
- Тучкова М.И. (1996) Литология нижне-среднеюрских отложений Большого Кавказа (на примере северного и южного склонов Центрального Кавказа). Автореф. дис. ... канд. геол. мин.-наук. М.: ГИН АН СССР, 24 с.
- Тучкова М.И. (2007) Литология нижне-среднеюрских отложений Большого Кавказа (осадконакопление, минеральный состав, вторичные преобразования, палеогеографические и геодинамические следствия). *Большой Кавказ в альпийскую эпоху*. М.: ГЕОС, 141-214.
- Хисамутдинова А.И., Соловьев А.В., Рожкова Д.В. (2016) Реконструкция источников сноса среднеэоценовых отложений Западно-Камчатского осадочного бассейна (Тигильский район). *Литология и полез. ископаемые*, (4), 359-383. DOI: 10.7868/S0024497X16040030
- Шванов В.Н. (1987) Петрография песчаных пород (компонентный состав, система, описание минеральных видов). Л.: Недра, 269 с.
- Шутов В.Д. (1967) Классификация песчаников. *Литология и полез. ископаемые*, (5), 86-103.
- Янакурт О.В. (2016) *Литология*. М.: Инфра-М, 359 с.
- Akarish A.I.M., El-Gohary A.M. (2008) Petrography and geochemistry of lower Paleozoic sandstones, East Sinai, Egypt: Implications for provenance and tectonic setting. *J. Afr. Earth Sci.*, **52**(1-2), 43-54. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2008.04.002>
- Allen J.R.L. (1962) Petrology, origin and deposition of the highest Lower Old Red Sandstone of Shropshire, England. *J. Sed. Petrol.*, **32**(4), 657-697. <https://doi.org/10.1306/74D70D49-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Allen J.R.L., Johnson C.L. (2010) Facies control on sandstone composition (and influence of statistical methods on interpretations) in the John Henry Member, Straight Cliffs Formation, Southern Utah, USA. *Sed. Geol.*, **230**(1-2), 60-76. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.06.023>
- Anani C. (1999) Sandstone petrology and provenance of the Neoproterozoic Voltaian Group in the southeastern Voltaian Basin, Ghana. *Sed. Geol.*, **128**(1-2), 83-98. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00063-9](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00063-9)
- Arribas J., Alonso A., Mas R., Tortosa A., Rodas M., Barenchea J.F., Rate J.A.-A., Artigas R. (2003) Sandstone petrography of continental depositional sequences of an intraplate rift basin: Western Cameros basin (North Spain). *J. Sed. Res.*, **73**(2), 309-327. DOI: <https://doi.org/10.1306/082602730309>
- Bailey S.W., Bell R.A., Peng C.J. (1958) Plastic deformation of quartz in nature. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **69**(11), 1443-1466. DOI: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1958\)69\[1443:PDOQIN\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1958)69[1443:PDOQIN]2.0.CO;2)
- Basu A., Young S.W., Suttner L.J., James W.C., Mack G.H. (1975) Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *J. Sed. Petrol.*, **45**(4), 873-882. DOI: <https://doi.org/10.1306/212F6E6F-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Blatt H. (1985) Provenance studies and mudrocks. *J. Sed. Petrol.*, **55**(1), 69-75. DOI: <https://doi.org/10.1306/212F8611-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Blatt H., Christie J.M. (1963) Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks. *J. Sed. Petrol.*, **33**(3), 559-579. DOI: <https://doi.org/10.1306/74D70EBB-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Calvo C. (2003) Provenance of plutonic detritus in cover sandstones of Nicoya Complex, Costa Rica: Cretaceous unroofing history of a Mesozoic ophiolite se-

- quence. *GSA Bull.*, **115**(7), 832-844. DOI: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2003\)115<0832:POPDIC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2003)115<0832:POPDIC>2.0.CO;2)
- Cavazza W., Zuffa G.G., Camporesi C., Ferretti C. (1993) Sedimentary recycling in a temperate climate drainage basin (Senio River, north-central Italy): composition of source rock, soil profiles, and fluvial deposits. *Processes controlling the composition of clastic sediments*. Eds. M.J. Johnsson, A. Basu. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **284**, 247-261. DOI: <https://doi.org/10.1130/SPE284-p247>
- Conolly, J.R. (1965) The occurrence of polycrystallinity and undulatory extinction in quartz in sandstones. *J. Sed. Petrol.*, **35**(1), 116-135. DOI: <https://doi.org/10.1306/74D71208-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Dickinson W.R. (1982) Compositions of sandstones in Circum-Pacific subduction complexes and fore-arc basins. *AAPG Bull.*, **66**(2), 121-137. DOI: 10.1306/03B59A4E-16D1-11D7-8645000102C1865D
- Dickinson W.R. (1970) Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *J. Sed. Petrol.*, **40**(2), 695-707. DOI: <https://doi.org/10.1306/74D72018-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Dickinson W.R. (1985) Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. Provenance of Arenites. Ed. G.G. Zuffa. NATO, Advanced Study Institute Series, 148, 333-361. DOI: 10.1007/978-94-017-2809-6_15
- Dickinson W.R., Bead L.S., Brakenridge G.R., Erjavec J.L., Ferguson R.C., Inman K.F., Knepp R.A., Lindberg F.A., Ryberg P.T. (1983) Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **94**(2), 222-235. DOI: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<222:PONAPS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<222:PONAPS>2.0.CO;2)
- Dickinson W.R., Suzek C.A. (1979) Plate tectonics and sandstone compositions. *AAPG Bull.*, **63**(12), 2164-2182. DOI: 10.1306/2F9188FB-16CE-11D7-8645000102C1865D
- Ehrmann W.E., Melles M., Kuhn G., Grobe H. (1992) Significance of clay minerals assemblages in the Antarctic Ocean. *Mar. Geol.*, **107**(4), 249-273. DOI: [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(92\)90075-S](https://doi.org/10.1016/0025-3227(92)90075-S)
- Fontana D., Parea G.C., Bertacchini M., Bessi P. (2003) Sand production by chemical and mechanical weathering of well lithified siliciclastic turbidites of the Northern Apennines (Italy). *Quantitative provenance studies in Italy*. Eds. R. Valloni, A. Basu. *Mem. Descr. Carta Geol. Ital.*, **61**, 51-60.
- Garzanti E., Ando S. (2007a) Heavy-mineral concentration in modern sands: implications for provenance interpretation. *Heavy minerals in use*. Eds. M. Mange, D. Wright. *Develop. Sediment.*, **58**, 567-598. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(07\)58020-9](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(07)58020-9)
- Garzanti E., Ando S. (2007b) Plate tectonics and heavy mineral suites of modern sands. *Heavy minerals in use*. Eds. M. Mange, D. Wright. *Develop. Sediment.*, **58**, 741-763. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(07\)58029-5](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(07)58029-5)
- Garzanti E., Ando S., Vezzoli G. (2006) The continental crust as a source of sand (southern Alps crosssection, northern Italy). *J. Geol.*, **114**(5), 533-554. DOI: 10.1086/506159
- Garzanti E., Doglioni C., Vezzoli G., Ando S. (2007) Orogenic Belts and Orogenic Sediment Provenance. *J. Geol.*, **115**(3), 315-334. DOI: 10.1086/512755
- Garzanti E., Vezzoli G., Ando S. (2002) Modern sand from obducted ophiolite belts (Sultanate of Oman and United Arab Emirates). *J. Geol.*, **110**(4), 371-391. DOI: 10.1086/340440
- Garzanti E., Vezzoli G., Lombardo B., Ando S., Mauri E., Monguzzi S., Russo M. (2004) Collision-orogen provenance (western and central Alps): detrital signatures and unroofing trends. *J. Geol.*, **112**(2), 145-164. DOI: 10.1086/381655
- Gazzi P. (1966) Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; correlazioni con il flysch di Monghidoro. *Mineral. Petrogr. Acta*, **12**, 69-97.
- González-Acebrón L., Arribas J., Mas R. (2007) Provenance of fluvial sandstones at the start of late Jurassic-Early Cretaceous rifting in the Cameros Basin (N. Spain). *J. Sed. Geol.*, **202**(1-2), 138-157. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.05.008>
- Graham S.A., Tolson R.B., Decelles P.G., Ingersoll R.V., Bargar E., Caldwell M., Cavazza W., Edwards D.P., Follo M.F., Handschy J.F., Lemke L., Moxton I., Rice R., Smith G.A., White J. (1986) Provenance modelling as a technique for analysing source terrane evolution and controls on foreland. Foreland Basins. Eds. P.A. Allen., P. Homewood. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **8**, 425-436. DOI: <https://doi.org/10.1002/9781444303810.ch23>
- Griffin J.J., Windom H., Goldberg E.D. (1968) The distribution of clay minerals in the World Ocean. *Deep-Sea Res.*, **15**(4), 433-459. DOI: [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(68\)90051-X](https://doi.org/10.1016/0011-7471(68)90051-X)
- Haughton P.D.W., Todd S.P., Morton A.C. (1991) Sedimentary provenance studies. *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Eds. A.C. Morton, S.P. Todd, P.D.W. Haughton. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, **57**, 1-11. DOI: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1991.057.01.01>
- Hyndman D.W. (1972) Petrology of igneous rocks. N.Y.: McGraw-Hill, 533 p. DOI: 10.1029/RG025i005p01021
- Ingersoll R.V. (1990) Actualistic sandstone petrofacies: Discriminating modern and ancient source rocks. *J. Geol.*, **18**(8), 733-736. DOI: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<0733:ASPDMA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0733:ASPDMA>2.3.CO;2)
- Ingersoll R.V., Bullard T.F., Ford R.L., Pickle J.D., Sares S.W. (1984) The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *J. Sed. Petrol.*, **54**(1), 103-116. DOI: <https://doi.org/10.1306/212F83B9-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Krylov A., Andreeva I., Vogt C., Backman J., Krupskaya V.V., Grikurov G.E., Moran K., Shoji H. (2008) A shift in heavy and clay mineral provenance indicates a middle Miocene onset of a perennial sea-ice cover in the Arctic Ocean. *Paleoceanography*, **23**(1), Paper PA1S06. DOI: <https://doi.org/10.1029/2007PA001497>
- Krynine P.D. (1940) Petrology and genesis of the Third Bradford Sand. *The Pennsylvania State College Bull.*, **29**, 134 p.
- Leitch E.C., Cawood P.A. (1987) Provenance determination of volcanoclastic rocks: the nature and tectonic significance of a Cambrian conglomerate from the New England Fold Belt, eastern Australia. *J. Sed. Petrol.*, **57**(4), 630-638. DOI: <https://doi.org/10.1306/212F8BC0-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Mack G.H. (1984) Exceptions to the relationship between plate tectonics and sandstone composition. *J. Sed. Petrol.*,

- 54(1), 212-220. DOI: <https://doi.org/10.1306/212F83E6-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Marsaglia K.M. (2004) Sandstone detrital modes support Magdalena Fan displacement from the mouth of the Gulf of California. *J. Geol.*, **32**(1), 45-48. DOI: <https://doi.org/10.1130/G20099.1>
- Marsaglia K.M., Ingersoll R.P. (1992) Compositional trends in arc-related, deep-marine sand and sandstone: a reassessment of magmatic-arc provenance. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **104**(12), 1637-1649. DOI: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1992\)104<1637:CTIARD>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1992)104<1637:CTIARD>2.3.CO;2)
- Maslov A.V., Ronkin Yu.L., Lepikhina O.P., Grazhdankin D.V., Podkovyrov V.N. (2008) Composition of sediment provenances and patterns in geological history of the Late Vendian Mezen Basin. *Lithol. Miner. Res.*, **43**(3), 260-280. DOI: <https://doi.org/10.1134/S002449020803005X>
- Nichols G., Kusnana S., Hall R. (1991) Sandstones of arc and ophiolite provenance in backarc basin, Halmahera, eastern Indonesia. *Developments in sedimentary provenance studies*. Eds. A.C. Morton, S.P. Todd, P.D.W. Haughton. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, **57**, 291-303. DOI: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1991.057.01.22>
- Nürnberg D., Levitan M.A., Pavlidis J.A., Shelekhova E.S. (1995) Distribution of clay minerals in surface sediments from the eastern Barents and southwestern Kara seas. *Geol. Rundschau*, **84**(3), 665-682. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF00284528>
- Petschick R., Kuhn G., Ginge F.X. (1996) Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: Sources, transport, and relation to oceanography. *Mar. Geol.*, **130**(3-4), 203-229. DOI: [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00148-4](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00148-4)
- Rossak B., Kassens H., Lange H., Thiede J. (1999) Clay mineral distribution in surface sediments of the Laptev Sea: Indicator for sediment provinces, dynamics and sources. *Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History*. (Eds. H. Kassens, H.A. Bauch, I. Dmitrenko, H. Eicken, H.-W. Hubberten, M. Melles, J. Thiede, L. Timokhov). Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 587-599. DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-642-60134-7_45
- Rudnik R.L., Gao S. (2003) Composition of the Continental Crust. *Treatise Geochem.*, **3**, 1-64. DOI: [10.1016/B0-08-043751-6/03016-4](https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4)
- Sediment Provenance. Influences on Compositional Change from Source to Sink (2017) (Ed. R. Mazumder). Elsevier, 2017, 600 p. DOI: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-803386-9.00001-0>
- Suttner L.J. (1974) Sedimentary petrographic provinces: an evaluation. *Paleogeographic Provinces and Provinciality, SEPM Spec. Publ.*, **21**, 75-84.
- Van der Plas L., Tobi A.C. (1965) A chart for judging the reliability of point counting results. *Amer. J. Sci.*, **263**(1), 87-90. DOI: [10.2475/ajs.263.1.87](https://doi.org/10.2475/ajs.263.1.87)
- Veizer J., Jansen S.L. (1985) Basement and sediment recycling-2: Time dimension to global tectonics. *J. Geol.*, **93**(6), 625-643. DOI: [10.1086/628992](https://doi.org/10.1086/628992)
- Velbel M.A. (1980) Petrography of subduction zone sandstones. *J. Sed. Petrol.*, **50**(1), 303-304. DOI: <https://doi.org/10.1306/212F79E1-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Vogt C., Knies J. (2008) Sediment dynamics in the Eurasian Arctic Ocean during the last deglaciation – The clay mineral group smectite perspective. *Mar. Geol.*, **250**(3-4), 211-222. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.01.006>
- Vogt C., Knies J. (2009) Sediment pathways in the western Barents Sea inferred from clay mineral assemblages in surface sediments. *Norwegian J. Geol.*, **89**(1), 41-55.
- von Eynatten H. (2003) Petrography and chemistry of sandstones from the Swiss Molasse Basin: an archive of the Oligocene to Miocene evolution of the Central Alps. *Sedimentology*, **50**(4), 703-724. DOI: <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00571.x>
- Wahsner M., Müller C., Stein R., Ivanov G., Levitan M., Shelekhova E., Tarasov G. (1999) Clay-mineral distribution in surface sediments of the Eurasian Arctic Ocean and continental margin as indicator for source areas and transport pathways – A synthesis. *Boreas*, **28**(1), 215-233. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1999.tb00216.x>
- Weltje G.J. (1994) Provenance and dispersal of sand-sized sediments: Reconstruction of dispersal patterns and sources of sand-sized sediments by means of inverse modeling techniques. Utrecht: Universite in Utrecht, Ser. Geol. Ultraiectina. 121. 208 p.
- Weltje G.J. (2002) Quantitative analysis of detrital modes: statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology. *Earth-Sci. Rev.*, **57**(3-4), 211-253. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(01\)00076-9](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00076-9)
- Willner A.P., Ermolaeva T., Stroink L., Glasmacher U.A., Giese U., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Walter R. (2001) Contrasting provenance signals in Riphean and Vendian sandstones in the SW Urals (Russia): constraints for a change from passive to active continental margin conditions in the Neoproterozoic. *Prec. Res.*, **110**, 215-239.
- Winkler A., Wolf-Welling T.C.W., Stattegger K., Thiede J. (2002) Clay mineral sedimentation in high northern latitude deep-sea basins since the Middle Miocene (ODP Leg 151, NAAG). *Intern. J. Earth Sci.*, **91**(1), 133-148. DOI: <https://doi.org/10.1007/s005310100199>
- Yuste A., Luzon A., Bauluz B. (2004) Provenance of Oligocene-Miocene alluvial and fluvial fans of the northern Ebro Basin (NE Spain): an XRD, petrographic and SEM study. *Sed. Geol.*, **172**(3-4), 251-268. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.10.001>
- Zhang K.-J., Zhang Y.-X., Xia B.-D., He Y.-B. (2006) Temporal variations of Mesozoic sandstone compositions in the Qiangtang block, Northern Tibet (China): implications for provenance and tectonic setting. *J. Sed. Res.*, **76**(8), 1035-1048. DOI: <https://doi.org/10.2110/jsr.2006.089>
- Zuffa G.G. (1980) Hybrid arenites: their composition and classification. *J. Sed. Petrol.*, **50**(1), 21-29. DOI: <https://doi.org/10.1306/212F7950-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Zuffa G.G. (1985) Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. *Provenance of Arenites. NATO Asi Ser. (Ser. C)*, **148**. Ed. G.G. Zuffa. Dordrecht: Reidel Publ., 165-189. DOI: https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_8

REFERENCES

- Akarish A.I.M., El-Gohary A.M. (2008) Petrography and geochemistry of lower Paleozoic sandstones, East Sinai, Egypt: Implications for provenance and tectonic setting. *J. Afr. Earth Sci.*, **52**(1-2), 43-54. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2008.04.002>
- Akimova G.N. (1966) *Litologicheskie osobennosti i usloviya obrazovaniya otlozhenii zil'merdakskoi svity dokembriya zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala*. Dis. kand. geol.-min. nauk [Specific litological features and sedimentation conditions of the Zil'merdak Formation (the Southern Urals western slope). Cand. geol. and min. sci. diss., author's abstract]. Leningrad, VSEGEI Publ., 20 p. (In Russian)
- Akimova G.N. (1967) Cross bedding in the Zilmerdak Formation rocks in the Southern Urals. *Materialy po stratigrafii i tektonike Urala* [Materials on stratigraphy and tectonics of the Urals]. Leningrad, VSEGEI Publ., 36-65. (In Russian)
- Akimova G.N., Kazak A.P. (1965) Accessory minerals of the Zilmerdak Formation of the Southern Urals. *Materialy po geologii i poleznym iskopaemym Yuzhnogo Urala* [Materials on geology and minerals of the Southern Urals]. V. 4. Moscow, Nedra Publ., 10-21. (In Russian)
- Allen J.R.L. (1962) Petrology, origin and deposition of the highest Lower Old Red Sandstone of Shropshire, England. *J. Sed. Petrol.*, **32**(4), 657-697. <https://doi.org/10.1306/74D70D49-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Allen J.R.L., Johnson C.L. (2010) Facies control on sandstone composition (and influence of statistical methods on interpretations) in the John Henry Member, Straight Cliffs Formation, Southern Utah, USA. *Sed. Geol.*, **230**(1-2), 60-76. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sed-geo.2010.06.023>
- Anani C. (1999) Sandstone petrology and provenance of the Neoproterozoic Voltaian Group in the southeastern Voltaian Basin, Ghana. *Sed. Geol.*, **128**(1-2), 83-98. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00063-9](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00063-9)
- Anfimov L.V. (1978) Postdiagenesis transformation and rational classification of the Riphean quartzous sandstones, Central Urals uplift (the Southern Urals). *Dokembriiskie tolshchi Bashkirskogo megantiklinoriya na Yuzhnom Urali i ikh metallogeniya* [Precambrian formations of the Baskirian meganticlinorium (the Southern Urals) and their metallogeny]. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR Publ., 25-32. (In Russian)
- Anfimov L.V. (1988) *Litogenez i epigeneticheskoe rudobrazovanie v rifeiskikh osadochnykh tolshchakh Bashkirskogo megantiklinoriya (Yuzhnyi Ural)*. Avtoref. dis. dokt. geol.-min. nauk [Lithogenesis and epigenetic mineralization in the Riphean series, Bashkirian meganticlinorium (the Southern Urals). Dr. geol. and min. sci. diss. author's abstract]. Novosibirsk, IGG SO AN SSSR Publ., 33 p. (In Russian)
- Arribas J., Alonso A., Mas R., Tortosa A., Rodas M., Barenchea J.F., Rate J.A.-A., Artigas R. (2003) Sandstone petrography of continental depositional sequences of an intraplate rift basin: Western Cameros basin (North Spain). *J. Sed. Res.*, **73**(2), 309-327. DOI: <https://doi.org/10.1306/082602730309>
- Bailey S.W., Bell R.A., Peng C.J. (1958) Plastic deformation of quartz in nature. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **69**(11), 1443-1466. DOI: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1958\)69\[1443:PDOQIN\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1958)69[1443:PDOQIN]2.0.CO;2)
- Basu A., Young S.W., Suttner L.J., James W.C., Mack G.H. (1975) Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *J. Sed. Petrol.*, **45**(4), 873-882. DOI: <https://doi.org/10.1306/212F6E6F-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Baturin V.P. (1947) *Petrograficheskii analiz geologicheskogo proshlogo po terrigennym komponentam* [Petrographic analysis of the geological past using by the sedimentary components]. Moscow, AN SSSR Publ., 339 p. (In Russian)
- Bekker Yu.R. (1968) *Pozdnedokembriiskaya molassa Yuzhnogo Urala* [Late Precambrian molasse of the Southern Urals]. Leningrad, Nedra Publ., 160 p. (In Russian)
- Berger M.G. (1986) *Terrigennaya mineralogiya* [Sedimentary mineralogy]. Moscow, Nedra Publ., 227 p. (In Russian)
- Blatt H. (1985) Provenance studies and mudrocks. *J. Sed. Petrol.*, **55**(1), 69-75. DOI: <https://doi.org/10.1306/212F8611-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Blatt H., Christie J.M. (1963) Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks. *J. Sed. Petrol.*, **33**(3), 559-579. DOI: <https://doi.org/10.1306/74D70EBB-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Calvo C. (2003) Provenance of plutonic detritus in cover sandstones of Nicoya Complex, Costa Rica: Cretaceous unroofing history of a Mesozoic ophiolite sequence. *GSA Bull.*, **115**(7), 832-844. DOI: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2003\)115<0832:POPDIC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2003)115<0832:POPDIC>2.0.CO;2)
- Cavazza W., Zuffa G.G., Camporesi C., Ferretti C. (1993) Sedimentary recycling in a temperate climate drainage basin (Senio River, north-central Italy): composition of source rock, soil profiles, and fluvial deposits. *Processes controlling the composition of clastic sediments*. Eds. M.J. Johnsson, A. Basu. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **284**, 247-261. DOI: <https://doi.org/10.1130/SPE284-p247>
- Conolly, J.R. (1965) The occurrence of polycrystallinity and undulatory extinction in quartz in sandstones. *J. Sed. Petrol.*, **35**(1), 116-135. DOI: <https://doi.org/10.1306/74D71208-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Dickinson W.R. (1982) Compositions of sandstones in Circum-Pacific subduction complexes and fore-arc basins. *AAPG Bull.*, **66**(2), 121-137. DOI: [10.1306/03B59A4E-16D1-11D7-8645000102C1865D](https://doi.org/10.1306/03B59A4E-16D1-11D7-8645000102C1865D)
- Dickinson W.R. (1970) Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *J. Sed. Petrol.*, **40**(2), 695-707. DOI: <https://doi.org/10.1306/74D72018-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Dickinson W.R. (1985) Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. Provenance of Arenites. Ed. G.G. Zuffa. NATO, Advanced Study Institute Series, 148, 333-361. DOI: [10.1007/978-94-017-2809-6_15](https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_15)
- Dickinson W.R., Bead L.S., Brakenridge G.R., Erjavec J.L., Ferguson R.C., Inman K.F., Knepp R.A., Lindberg F.A., Ryberg P.T. (1983) Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **94**(2), 222-235. DOI: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<222:POPSAN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<222:POPSAN>2.0.CO;2)

- org/10.1130/0016-7606(1983)94<222:PONAPS>2.0.CO;2
- Dickinson W.R., Suzek C.A. (1979) Plate tectonics and sandstone compositions. *AAPG Bull.*, **63**(12), 2164-2182. DOI: 10.1306/2F9188FB-16CE-11D7-8645000102C1865D
- Ehrmann W.E., Melles M., Kuhn G., Grobe H. (1992) Significance of clay minerals assemblages in the Antarctic Ocean. *Mar. Geol.*, **107**(4), 249-273. DOI: [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(92\)90075-S](https://doi.org/10.1016/0025-3227(92)90075-S)
- Fontana D., Parca G.C., Bertacchini M., Bessi P. (2003) Sand production by chemical and mechanical weathering of well lithified siliciclastic turbidites of the Northern Apennines (Italy). *Quantitative provenance studies in Italy*. Eds. Valloni R., Basu A. *Mem. Descr. Carta Geol. Ital.*, **61**, 51-60.
- Gareev E.Z., Maslov A.V. (1992) Basic petrochemical features and sedimentary conditions of the Southern Urals Riphean and Vendian arkose formations. *Litol. Polez. Iskopaemye*, (3), 50-60. (In Russian)
- Garzanti E., Ando S. (2007a) Heavy-mineral concentration in modern sands: implications for provenance interpretation. *Heavy minerals in use*. Eds. M. Mange, D. Wright. *Develop. Sediment.*, **58**, 567-598. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(07\)58020-9](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(07)58020-9)
- Garzanti E., Ando S. (2007b) Plate tectonics and heavy mineral suites of modern sands. *Heavy minerals in use*. Eds. M. Mange, D. Wright. *Develop. Sediment.*, **58**, 741-763. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(07\)58029-5](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(07)58029-5)
- Garzanti E., Ando S., Vezzoli G. (2006) The continental crust as a source of sand (southern Alps crosssection, northern Italy). *J. Geol.*, **114**(5), 533-554. DOI: 10.1086/506159
- Garzanti E., Doglioni C., Vezzoli G., Ando S. (2007) Orogenic Belts and Orogenic Sediment Provenance. *J. Geol.*, **115**(3), 315-334. DOI: 10.1086/512755
- Garzanti E., Vezzoli G., Ando S. (2002) Modern sand from obducted ophiolite belts (Sultanate of Oman and United Arab Emirates). *J. Geol.*, **110**(4), 371-391. DOI: 10.1086/340440
- Garzanti E., Vezzoli G., Lombardo B., Ando S., Mauri E., Monguzzi S., Russo M. (2004) Collision-orogen provenance (western and central Alps): detrital signatures and unroofing trends. *J. Geol.*, **112**(2), 145-164. DOI: 10.1086/381655
- Gazzi P. (1966) Cretaceous sandstones of the Alpine flysch: correlation with Monfalcone flysch. *Mineral. Petrogr. Acta*, **12**, 69-97. (In Italian)
- González-Acebrón L., Arribas J., Mas R. (2007) Provenance of fluvial sandstones at the start of late Jurassic-Early Cretaceous rifting in the Cameros Basin (N. Spain). *J. Sed. Geol.*, **202**(1-2), 138-157. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.05.008>
- Graham S.A., Tolson R.B., Decelles P.G., Ingersoll R.V., Bargar E., Caldwell M., Cavazza W., Edwards D.P., Folio M.F., Handschy J.F., Lemke L., Moxton I., Rice R., Smith G.A., White J. (1986) Provenance modelling as a technique for analysing source terrane evolution and controls on foreland. *Foreland Basins*. Eds. Allen P.A., Homewood P. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **8**, 425-436. DOI: <https://doi.org/10.1002/9781444303810.ch23>
- Grauvakki* [Greywacke]. (1972) (Ed. V.D. Shutov). Moscow, Nauka Publ., 345 p. (In Russian)
- Griffin J.J., Windom H., Goldberg E.D. (1968) The distribution of clay minerals in the World Ocean. *Deep-Sea Res.*, **15**(4), 433-459. DOI: [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(68\)90051-X](https://doi.org/10.1016/0011-7471(68)90051-X)
- Griffiths J. (1971) *Nauchnye metody issledovaniy osadochnykh porod* [Scientific methods for the study of sedimentary rocks]. Moscow, Mir Publ., 421 p. (In Russian)
- Grinsmit Dzh. (1981) *Petrologiya osadochnykh porod* [Sedimentary rocks petrography]. Moscow, Mir Publ., 253 p. (In Russian)
- Haughton P.D.W., Todd S.P., Morton A.C. (1991) Sedimentary provenance studies. *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Eds. A.C. Morton, S.P. Todd, P.D.W. Haughton. *Geol. Soc. Lond. Spec. Pub.*, **57**, 1-11. DOI: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1991.057.01.01>
- Hyndman D.W. (1972) *Petrology of igneous rocks*. N.Y.: McGraw-Hill, 533 p. DOI: 10.1029/RG025i005p01021
- Ingersoll R.V. (1990) Actualistic sandstone petrofacies: Discriminating modern and ancient source rocks. *J. Geol.*, **18**(8), 733-736. DOI: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<0733:ASPDMA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0733:ASPDMA>2.3.CO;2)
- Ingersoll R.V., Bullard T.F., Ford R.L., Pickle J.D., Sares S.W. (1984) The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *J. Sed. Petrol.*, **54**(1), 103-116. DOI: <https://doi.org/10.1306/212F83B9-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Kats Sh.N. (1978) Metallogeny features of the regional metamorphism of Riphean deposits in the Southern Urals. *Doklady Akad. Nauk SSSR*, **235**(1), 103-106. (In Russian)
- Kats Sh.N., Genina L.A. (1976) Regional metamorphism of rocks of the Central Ural uplift within Bashkiria. *Magmatizm, metamorfizm, metallogeniya zapadnogo sklona Urala i ikh metallogeniya* [Precambrian formations of the Baskirian meganticlinorium (the Southern Urals) and their metallogeny]. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR Publ., 49-55. (In Russian)
- Kats Sh.N., Genina L.A. (1976) Regional metamorphism of rocks of the Central Ural uplift within Bashkiria. *Magmatizm, metamorfizm, metallogeniya zapadnogo sklona Urala* [Magmatic activity, metamorphism and metallogeny of the Western Urals]. Ufa, BFAN SSSR Publ., 43-51. (In Russian)
- Khisamutdinova A.I., Solov'ev A.V., Rozhkova D.V. (2016) Provenance analysis for Middle Eocene sediments in the West Kamchatka sedimentary basin (Tigil area). *Lithol. Min. Res.*, **51**(4), 310-332 (translated from *Litologiya i polez. iskopaemye*, (4), 359-383). DOI: 10.1134/S0024490216040039
- Krylov A., Andreeva I., Vogt C., Backman J., Krupskaya V.V., Grikurov G.E., Moran K., Shoji H. (2008) A shift in heavy and clay mineral provenance indicates a middle Miocene onset of a perennial sea-ice cover in the Arctic Ocean. *Paleoceanography*, **23**(1), Paper PA1S06. DOI: <https://doi.org/10.1029/2007PA001497>
- Krynine P.D. (1940) Petrology and genesis of the Third Bradford Sand. *The Pennsylvania State College Bull.*, **29**, 134 p.
- Kukharensky A.A. (1961) *Mineralogiya rossypei* [Mineralogy of placers]. Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 318 p. (In Russian)
- Kurnosov V.B., Murdmaa I.O. (1978) Clay minerals of the Sea of Okhotsk modern sediments. *Okeanologiya*, (2), 671-680. (In Russian)
- Kuznetsov V.G. (2007) *Litologiya. Osadochnye gornye porody i ikh izucheniye* [Lithology. Sedimentary rocks and their study]. Moscow, Nedra-Business Center Ltd. Publ., 511 p. (In Russian)
- Kuznetsov V.G. (2011) *Litologiya. Osnovy obshchei (teo-*

- reticheskoi) litologii* [Lithology. Theory basics]. Moscow, Nauchnyi mir Publ., 360 p. (In Russian)
- Leitch E.C., Cawood P.A. (1987) Provenance determination of volcanoclastic rocks: the nature and tectonic significance of a Cambrian conglomerate from the New England Fold Belt, eastern Australia. *J. Sed. Petrol.*, **57**(4), 630-638. DOI: <https://doi.org/10.1306/212F8BC0-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Levitan M.A., Belyaev N.A., Burtman M.V., Dyuplessi ZH.K., Khusid T.A. (2003) Holocene sedimentation history in the Southern Novaya Zemlya trench. *Litol. Polez. Iskopaemye*, (6), 660-672. (In Russian)
- Levitan M.A., Lavrushin Yu.A., Shtain R. (2007) *Ocherki istorii sedimentatsii v Severnom Ledovitom okeane i moryakh Subarktiki v techenie poslednikh 130 tys. let* [130 ky sedimentary history before present in the Subarctic seas]. Moscow, GEOS Publ., 404 p. (In Russian)
- Levitan M.A., Vasner M., Nyurnberg D., Shelekhova E.S. (1995) Average composition of clay mineral associations in the surface layer of bottom sediments of the Arctic ocean. *Dokl. Akad. Nauk.* **344**(2), 364-366. (In Russian)
- Logvinenko N.V. (1984) *Petrografiya osadochnykh porod (s osnovami metodiki issledovaniya)* [Sedimentary rocks petrography (with research technique basics)]. Moscow, Vysshaya Shkola Publ., 416 p. (In Russian)
- Mack G.H. (1984) Exceptions to the relationship between plate tectonics and sandstone composition. *J. Sed. Petrol.*, **54**(1), 212-220. DOI: <https://doi.org/10.1306/212F83E6-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Marsaglia K.M. (2004) Sandstone detrital modes support Magdalena Fan displacement from the mouth of the Gulf of California. *J. Geol.*, **32**(1), 45-48. DOI: <https://doi.org/10.1130/G20099.1>
- Marsaglia K.M., Ingersoll R.P. (1992) Compositional trends in arc-related, deep-marine sand and sandstone: a reassessment of magmatic-arc provenance. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **104**(12), 1637-1649. DOI: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1992\)104<1637:CTIARD>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1992)104<1637:CTIARD>2.3.CO;2)
- Maslov A.V. (1983) Basic petrographic features of the Zilmerdak Formation Bir'yan Member stratotype sandstones. *Stratigrafiya i litologiya verkhnego dokembriya i paleozoya Yuzhnogo Urala i Priural'ya* [Upper Precambrian and Paleozoic stratigraphy and lithology of the Southern Urals and Cisurals]. Ufa, BFAN SSSR Publ., 12-17. (In Russian)
- Maslov A.V. (1988) *Litologiya verkhnerifeiskikh otlozhenii Bashkirskogo megantiklinoriya* [Riphean series lithology (Bashkirian meganticlinorium)]. Moscow, Nauka Publ., 133 p. (In Russian)
- Maslov A.V. (1990) Riphean arkose formations of the Southern Urals. *Litol. Polez. Iskopaemye*, (4), 29-42. (In Russian)
- Maslov A.V., Melnichuk O.Yu., Mizens G.A., Titov Yu.V., Chervyakovskaya M.V. (2020) Provenance reconstructions. Article 2. Litho- and isotope-geochemical approaches and methods. *Litosfera*. In Print.
- Maslov A.V., Yalysheva A.I., Podkovyrov V.N., Glavatskikh S.P., Graunov O.V., Sergeeva N.D. (2016) Lithochemical composition of sandstones of the Vendian Asha Group, South Urals. *Litol. Miner. Resour.*, **51**(5), 402-430. DOI: [10.1134/S0024490216040052](https://doi.org/10.1134/S0024490216040052)
- Mel'nychuk O.Yu. (2017) Mudstones and sandstones of the Upper Devonian Ust'kodinka Formation (the Middle Urals eastern slope): specific composition features and source. *Ezhegodnik-2016*. Tr. IGG UrO RAN. Vyp. 164. Ekaterinburg, 82-87. (In Russian)
- Mel'nychuk O.Yu. (2018a) Late Devonian deltaic system (Middle Urals eastern slope). *Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya*, **17**(1), 18-30. DOI: [10.17072/psu.geol.17.1.18](https://doi.org/10.17072/psu.geol.17.1.18). (In Russian)
- Mel'nychuk O.Yu. (2018b) Famenian Ust'kodinka Formation in the Middle Urals eastern slope: facial and genetic reconstructions. *Vestnik Instituta geologii Komi NTs UrO RAN*, **279**(3), 8-16. DOI: [10.19110/2221-1381-2018-3-8-16](https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-3-8-16). (In Russian)
- Mel'nychuk O.Yu., Fazliakhmetov A.M. (2017) Revisiting the Upper Devonian micrcontinent existence in the Middle Urals. *Problemy mineralogii, petrografii i metallogenii. Nauchnye chteniya pamyati P.N. Chirvinskogo No. 20* [Mineralogy, petrography and metallogeny problems. Scientific readings in memory of P.N. Chirvinsky, No. 20]. Perm, Perm. St. Univ Publ., 148-155. (In Russian)
- Mel'nychuk O.Yu., Gulyaeva T.Ya., Ryanskaya A.D., Isakov A.Yu. (2018) Postsedimentary transformations of the Upper Devonian and Lower Carboniferous mudstones (the Middle Urals eastern slope). *Ekzolit-2018*. Moscow, Moscow St. Univ. Publ., 64-66. (In Russian)
- Mel'nychuk O.Yu., Ryanskaya A.D. (2017) Specific composition features of the Kodinka Formation mudstones (Upper Devonian, the Middle Urals eastern slope). *Litosfera*, **17**(3), 81-86. DOI: [10.24930/1681-9004-2017-3-071-086](https://doi.org/10.24930/1681-9004-2017-3-071-086). (In Russian)
- Mil'ner G.B. (1968) *Petrografiya osadochnykh porod. T. II. Rukovodstvo po petrografii osadochnykh porod* [Sedimentary petrography. V. 2. Sedimentary petrography guidance]. Moscow, Nedra Publ., 594 p. (In Russian)
- Mizens G.A. (2000a) Revisiting geological history of the Southern Urals in the Middle Paleozoic. *Dokl. Akad. Nauk*, **371**(3), 356-357. (In Russian)
- Mizens G.A. (2000b) Late Devonian and Carboniferous sedimentary formations in the Southern Urals and problem of the continental segments collision. *Paleozony subduktzii: tektonika, magmatizm, metamorfizm, sedimentogenez* [Subduction palaeozones: tectonics, magmatic activity, metamorphism, sedimentogenesis]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN Publ., 65-84. (In Russian)
- Mizens G.A. (2002) *Sedimentatsionnye basseiny i geodinamicheskie obstanovki v pozdnem devone-rannei permi Yuga Urala* [Late Devonian–Early Permian deposition basins and geodynamic environments in the Southern Urals]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN Publ., 190 p. (In Russian)
- Nichols G., Kusnama S., Hall R. (1991) Sandstones of arc and ophiolite provenance in backarc basin, Halmahera, eastern Indonesia. *Developments in sedimentary provenance studies*. Eds. A.C. Morton, S.P. Todd, P.D.W. Haughton. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, **57**, 291-303. DOI: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1991.057.01.22>
- Nürnberg D., Levitan M.A., Pavlidis J.A., Shelekhova E.S. (1995) Distribution of clay minerals in surface sediments from the eastern Barents and southwestern Kara seas. *Geol. Rundschau*, **84**(3), 665-682. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF00284528>
- Olli A.I. (1948) *Drevnie otlozheniya zapadnogo sklona Urala* [Ancient deposits of the Western Urals]. Saratov, SGU Publ., 407 p. (In Russian)

- Petschick R., Kuhn G., Gingele F.X. (1996) Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: Sources, transport, and relation to oceanography. *Mar. Geol.*, **130**(3-4), 203-229. DOI: [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00148-4](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00148-4)
- Pettidzhon F.J. (1981) *Osadochnyye porody* [Sedimentary rocks]. Moscow, Nedra Publ., 751 p. (In Russian)
- Pettidzhon F.J., Potter P., Siver R. (1976) *Peski i peschani-ki* [Sand and sandstones]. Moscow, Mir Publ., 536 p. (In Russian)
- Preobrazhensky I.A., Sarkisyan S.G. (1954) *Mineraly osadochnykh porod* [Minerals of sedimentary rocks]. Moscow, Gostoptekhizdat Publ., 462 p. (In Russian)
- Rateev M.A., Sadchikova T.A., Shabrova V.P. (2008) Clay minerals in recent sediments of the world ocean and relation to types of lithogenesis. *Lithol. Min. Res.*, **43**(2), 125-135. DOI: [10.1007/s10987-008-2003-5](https://doi.org/10.1007/s10987-008-2003-5)
- Rossak B., Kassens H., Lange H., Thiede J. (1999) Clay mineral distribution in surface sediments of the Laptev Sea: Indicator for sediment provinces, dynamics and sources. *Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History*. (Eds. H. Kassens, H.A. Bauch, I. Dmitrenko, H. Eicken, H.-W. Hubberten, M. Melles, J. Thiede, L. Timokhov). Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 587-599. DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-642-60134-7_45
- Rudnik R.L., Gao S. (2003) Composition of the Continental Crust. *Treat. Geochem.*, **3**, 1-64. DOI: [10.1016/B0-08-043751-6/03016-4](https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4)
- Sediment Provenance. Influences on Compositional Change from Source to Sink (2017) Ed. R. Mazumder. Elsevier, 2017, 600 p. DOI: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-803386-9.00001-0>
- Selli R.C. (1989) *Drevnie obstanovki osadkonakopleniya* [Ancient sedimentary environments]. Moscow, Nedra Publ., 294 p. (In Russian)
- Shutov V.D. (1967) Sandstones classification. *Litol. Polez. Iskopaemye*, (5), 86-103. (In Russian)
- Shvanov V.N. (1987) *Petrografiya peschanykh porod (komponentnyi sostav, sistema, opisanie mineral'nykh vidov)* [Sandstones petrography (components, composition, system, mineral site describe). Leningrad, Nedra Publ., 269 p. (In Russian)
- Simanovich I.M. (1978) *Kvarts peschanykh porod* [Sandy rocks quartz]. Moscow, Nauka Publ., 154 p. (In Russian)
- Stratotip rifeya. Stratigrafiya. Geokhronologiya* [Riphean stratotype. Stratigraphy. Geochronology]. (1983) (Eds. B.M. Keller, N.M. Chumakov). Moscow, Nauka Publ., 184 p. (In Russian)
- Sul'man A.M., Demchuk I.G. (1978) Clay minerals in the Riphean sedimentary deposits (Bashkirian meganticlinorium). *Dokembriiskie tolshchi Bashkirskogo megantiklinoriya na Urale i ikh metallogeniya* [Precambrian formations of the Bashkirian meganticlinorium (the Southern Urals) and their metallogeny]. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR Publ., 16-24. (In Russian)
- Suttner L.J. (1974) Sedimentary petrographic provinces: an evaluation. *Paleogeographic Provinces and Provinciality, SEPM Spec. Publ.*, **21**, 75-84.
- Teilor S.R., MakLennan S.M. (1988) *Kontinental'naya kora: ee sostav i evolyutsiya* [Continental crust, its composition and evolution]. Moscow, Mir Publ., 384 p. (In Russian)
- Titov Yu.V. (2012) Revisiting sedimentary environments of the Lower Cretaceous sediments (БҮ₁₈ reservoir, Pya-kyaha Formation, Bolshekhetskaya depression). *Geologiya v razvivayushchemsya mire: sb. nauch. tr. (po materialam Mezhdunar. konf. stud., asp. i molodykh uchenykh)* [Proc. of the intern. conf. "Geology in the developing world"]. Perm, Perm St. Univ. Publ., 347-350. (In Russian)
- Titov Yu.V., Shaihutdinova G.H., Astarkin S.V., Kolpakov V.V., Kozhevnikova N.V. (2019) Postsedimentary alteration of the Lower Cretaceous sediments (Western Siberia, Bolshekhetskaya depression). *Litosfera*, (1), 48-58. (In Russian)
- Tuchkova M.I. (1996) *Litologiya nizhne-sredneyurskikh otlozhenii Bol'shogo Kavkaza (na primere severnogo i yuzhnogo sklonov Tsentral'nogo Kavkaza)*. Avtoref. dis. ... kand. geol. min.-nauk [Lithology of the Lower-Middle Jurassic deposits in Greater Caucasus (on the example of Central Caucasus northern and southern slopes) Cand. geol. and min. sci. diss. author's abstract]. Moscow, GIN AN SSSR Publ., 24 p. (In Russian)
- Tuchkova M.I. (2007) Lithology of the Lower-Middle Jurassic deposits in Greater Caucasus (deposition, mineral composition, epigenetic transformations, palaeogeographic and geodynamic consequence). *Bol'shoi Kavkaz v al'piiskuyu epokhu* [Greater Caucasus in the Alpine epoch]. Moscow, GEOS Publ., 141-214. (In Russian)
- Van der Plas L., Tobi A.C. (1965) A chart for judging the reliability of point counting results. *Amer. J. Sci.*, **263**(1), 87-90. DOI: [10.2475/ajs.263.1.87](https://doi.org/10.2475/ajs.263.1.87)
- Veizer J., Jansen S.L. (1985) Basement and sediment recycling-2: Time dimension to global tectonics. *J. Geol.*, **93**(6), 625-643. DOI: [10.1086/628992](https://doi.org/10.1086/628992)
- Velbel M.A. (1980) Petrography of subduction zone sandstones. *J. Sed. Petrol.*, **50**(1), 303-304. DOI: <https://doi.org/10.1306/212F79E1-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Vogt C., Knies J. (2008) Sediment dynamics in the Eurasian Arctic Ocean during the last deglaciation – The clay mineral group smectite perspective. *Mar. Geol.*, **250**(3-4), 211-222. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.01.006>
- Vogt C., Knies J. (2009) Sediment pathways in the western Barents Sea inferred from clay mineral assemblages in surface sediments. *Norwegian J. Geol.*, **89**(1), 41-55.
- von Eynatten H. (2003) Petrography and chemistry of sandstones from the Swiss Molasse Basin: an archive of the Oligocene to Miocene evolution of the Central Alps. *Sedimentology*, **50**(4), 703-724. DOI: <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00571.x>
- Wahsner M., Müller C., Stein R., Ivanov G., Levitan M., Shelekhova E., Tarasov G. (1999) Clay-mineral distribution in surface sediments of the Eurasian Arctic Ocean and continental margin as indicator for source areas and transport pathways – A synthesis. *Boreas*, **28**(1), 215-233. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1999.tb00216.x>
- Weltje G.J. (1994) Provenance and dispersal of sand-sized sediments: Reconstruction of dispersal patterns and sources of sand-sized sediments by means of inverse modeling techniques. Utrecht: Universiteit in Utrecht, Ser. Geol. Ultraiectina, 121, 208 p.
- Weltje G.J. (2002) Quantitative analysis of detrital modes: statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology.

- Earth-Sci. Rev.*, **57**(3-4), 211-253. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(01\)00076-9](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00076-9)
- Willner A.P., Ermolaeva T., Stroink L., Glasmacher U.A., Giese U., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Walter R. (2001) Contrasting provenance signals in Riphean and Vendian sandstones in the SW Urals (Russia): constraints for a change from passive to active continental margin conditions in the Neoproterozoic. *Prec. Res.*, **110**, 215-239.
- Winkler A., Wolf-Welling T.C.W., Stattegger K., Thiede J. (2002) Clay mineral sedimentation in high northern latitude deep-sea basins since the Middle Miocene (ODP Leg 151, NAAG). *Intern. J. Earth Sci.*, **91**(1), 133-148. DOI: <https://doi.org/10.1007/s005310100199>
- Yapaskurt O.V. (2016) *Litologiya* [Lithology]. Moscow, Infra-M Publ., 359 p. (In Russian)
- Yuste A., Luzon A., Bauluz B. (2004) Provenance of Oligocene-Miocene alluvial and fluvial fans of the northern Ebro Basin (NE Spain): an XRD, petrographic and SEM study. *Sed. Geol.*, **172**(3-4), 251-268. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.10.001>
- Zhang K.-J., Zhang Y.-X., Xia B.-D., He Y.-B. (2006) Temporal variations of Mesozoic sandstone compositions in the Qiangtang block, Northern Tibet (China): implications for provenance and tectonic setting. *J. Sed. Res.*, **76**(8), 1035-1048. DOI: <https://doi.org/10.2110/jsr.2006.089>
- Zuffa G.G. (1980) Hybrid arenites: their composition and classification. *J. Sed. Petrol.*, **50**(1), 21-29. DOI: <https://doi.org/10.1306/212F7950-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Zuffa G.G. (1985) Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. *Provenance of Arenites. NATO Asi Ser. (Ser. C)*, **148**. Ed. G.G. Zuffa. Dordrecht: Reidel Publ., 165-189. DOI: https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_8

УДК.552.533.41

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-861-888

Геохронология и петро-геохимические особенности генезиса магматических комплексов золото-серебряных рудоносных систем Чукотского сектора Арктического побережья России

В. Г. Сахно, Л. С. Цурикова, С. О. Максимов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, 690022, г. Владивосток, пр-т 100-летия Владивостока, 159,
e-mail: v_sakhno@mail.ru

Поступила в редакцию 03.09.2018 г., принята к печати 01.02.2019 г.

Объект исследования. Изучались магматические комплексы северо-западной Чукотки, с которыми связаны крупнейшие месторождения золота и серебра Купольского (месторождение Купол) и Илирнейского (месторождения Двойное и Сентябрьское) рудных узлов. **Материалы и методы.** Петрогенные элементы рудовмещающих магматических пород определялись на спектрометре ICAP 6500Duo (США). Элементный анализ магматических и рудных проб проводился методом плазменной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). Возраст определен по цирконам (SHRIMP-II, центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) с использованием системы лазерной абляции NWR-213 (США). **Результаты.** Получены новые данные по датированию магматических комплексов и золото-рудных магматических систем двух рудных узлов. Установлено, что проявления магматизма Купольского и Илирнейского рудных узлов различаются по возрасту формирования основной фазы. В Илирнейском рудном узле, представленном крупнообъемными интрузиями гранитоидов, лейкогранитов и вулканитами средне-основного состава, возраст определен в пределах 124–114 млн лет, а оруденение, сопряженное с более поздними фазами магматизма, – с мелкими интрузиями и дайковым комплексом преимущественно гранодиоритового состава, имеет возраст в пределах $(93–92) \pm 2.0$ млн лет. В Купольском рудном узле магматизм, с которым связано оруденение, имеет возраст от 91.0 ± 1.4 млн лет, а возраст риолитовых даек, вмещающих оруденение, определен в пределах 88.9–89.0 млн лет. **Выводы.** Из анализа РМС Купольского и Илирнейского рудных узлов можно предположить, что рудообразование в этом регионе связано с единым этапом активизации глубинных процессов и мантийно-коровым взаимодействием с участием глубинных (мантийных) флюидов. Масштабность этого процесса и характер связанного с ним оруденения определялись длительностью его проявления.

Ключевые слова: магматизм, оруденение, Приполярная западная Чукотка, SHRIMP-датирование, особенности генерации РМС

Благодарность

Авторы искренне признательны руководству и геологам АО “Чукотская горно-геологическая компания”, Президиуму РАН и ФАНО (проект “Арктика”, 2014).

Работа выполнена при финансовой поддержке х/д № 16/ЧГГК/369 от 14.06.2016 г. с АО “Чукотская горно-геологическая компания”, в рамках темы “Разработки петролого-геохимических критериев перспективных рудно-магматических структур на основе детального изучения магматизма как источника генерации рудоносных гидротермальных систем на примере крупнообъемных рудопроявлений”.

Geochronological and geochemical features of magmatic gold- and silver-bearing complexes in the Chukotka sector of the Russian Arctic coast

Vladimir G. Sakhno, Ludmila S. Tsurikova, Sergei O. Maksimov

Far East Geological Institute FEB RAS, 159 Century of Vladivostok av., Vladivostok, 690022 Russia, e-mail: v_sakhno@mail.ru

Received 03.09.2018, accepted 01.02.2019

Research subject. This study was devoted to magmatic complexes in Northwestern Chukotka associated with the largest gold and silver deposits across Kupol'skii (Kupol field) and Ilirnei (Dvoinoe and September fields) ore junctions.

Для цитирования: Сахно В.Г., Цурикова Л.С., Максимов С.О. (2019) Геохронология и петро-геохимические особенности генезиса магматических комплексов золото-серебряных рудоносных систем Чукотского сектора Арктического побережья России. *Литосфера*, **19**(6), 861–888. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-861-888

For citation: Sakhno V.G., Tsurikova L.S., Maksimov S.O. (2019) Geochronological and geochemical features of magmatic gold- and silver-bearing complexes in the Chukotka sector of the Russian Arctic coast. *Litosfera*, **19**(6), 861–888. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-861-888

Materials and methods. The petrogenetic elements of ore-containing igneous rocks were determined using a spectrometer ICAP 6500Duo (USA). An elemental analysis of igneous and ore samples was performed by inductively coupled plasma spectrometry (ICP-MS). The age was determined by zircons (SHRIMP-II, VSEGEI isotope research center, St. Petersburg) using a laser ablation system NWR-213 (USA). **Results.** New information concerning the dating of magmatic complexes and gold-bearing magmatic systems in the ore junctions under study was obtained. It was established that the manifestations of magmatism in the Kupol and Ilirnei ore junctions differ in terms of the main phase formation age. The age of the Ilirnei ore junction, which is represented by large-volume intrusions of granitoids, leucogranites and volcanites of medium-basic composition, was determined to be 124–114 Ma. The age of mineralization, which is associated with later magmatism phases – small intrusions and a dike complex of predominantly granodiorite composition –, was estimated to be $(93–92) \pm 2.0$ Ma. In the Kupol ore junction, the magmatism associated with mineralization was dated 91.0 ± 1.4 Ma, while the age of rhyolite dikes containing mineralization was estimated to be 88.9–89.0 Ma. **Conclusion.** The results of the RMS analysis of the Kupol and Ilirnei ore junctions suggest that ore formation in this region was connected with a single stage of activation of deep processes and mantle-crust interaction with participation of deep (mantle) fluids.

Keywords: magmatism, mineralization, circumpolar Western Chukotka, SHRIMP-Dating, RMS generation features

Acknowledgments

The authors sincerely appreciate the management and geological staff Chukotka Mining and Geological Company, Presidium of RAS, and FASO Russia (the Arctic Project, 2014).

The work is executed at financial support of the contract No. 16/CGGK/369 14.06.2016 with “Chukotka mining and geological company”, under the theme “The development of a petrological-geochemical criteria of promising ore-magmatic structures based on a detailed study of magmatism as a source of generation of ore-bearing hydrothermal systems on the example of bulk one”.

ВВЕДЕНИЕ

Побережье Чукотского сектора Арктики характеризуется широким проявлением мелового вулканизма, с вулканическими структурами которого связано золото-серебряное оруденение. Здесь известны крупные и суперкрупные месторождения – Купол, Двойное и рудопроявления Сентябрьское, Морошка и др. Изучение особенностей магматизма и связанного с ним оруденения на основе современных методов исследования (структурно-геологических, геохронологических, петрохимических, изотопных и др.) дает возможность выявления условий формирования и поиска новых перспективных рудно-магматических систем (РМС), связанных процессами магмо- и рудогенерации (Сидоров и др., 2007; и др.).

Для Приполярной Чукотки Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП) характерна зональность проявления вулканизма, которая выражается в смене кислого вулканизма на основной с запада на восток. Для Чукотской вулканической зоны свойственно объемное проявление кислого вулканизма (Западно-Чукотский сектор) (Белый, 1978), а для Анадырского сектора к югу от Южно-Анхойской шовной зоны – преобладание андезит-базальтового вулканизма в ранне- и позднемеловом этапах формирования ОЧВП (Соколов и др., 2010, 2015). Эта смена характера магматизма отражается и в особенностях рудопроявлений, размещение которых контролируют меридиональные и северо-западные глубинные разломы (рис. 1) (Сидоров и др., 2007; Особенности..., 2008; и др.). Немаловажное значение как для магматизма, так и для связанного с ним рудогенеза имеет закрытие Южно-Анхойского океана, который представлен Южно-Анхойской шов-

ной зоной, разделяющей ОЧВП на южный – Анадырский – сектор с широким проявлением андезит-базальтового и андезитового вулканизма, и северный – Чукотский – сектор с объемными извержениями продуктов кислого вулканизма.

В данной работе рассматриваются вопросы магматизма и геохронологии двух рудных узлов Приполярной Чукотки – Купольский и Илирнейский. Купольский рудный узел располагается в пределах внешней зоны ОЧВП (Белый, 1978). Илирнейский рудный узел располагается к северо-западу от Южно-Анхойской шовной зоны в пределах складчатых структур Верхояно-Чукотской области. Характерной особенностью внешней зоны является развитие структур, имеющих изометрично-линейный характер, в отличие от внутренней зоны, где преобладают купольные поднятия и кольцевые просядки (см. рис. 1).

МЕТОДЫ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для решения генетических вопросов магматических комплексов и рудных процессов проводились определения содержания петрогенных элементов методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой на спектрометре ICAP 6500 Duo (Thermo Scientific Corporation, США). Определение микро- и редкоземельных элементов выполнено на масс-спектрометре Agilent 7700 x (Agilent Technologies, США) в исследовательском Центре Дальневосточного геологического института ДВО РАН (г. Владивосток).

Для выполнения элементного анализа исследуемых проб были выбраны методы плазменной спектроскопии: атомно-эмиссионной и масс-

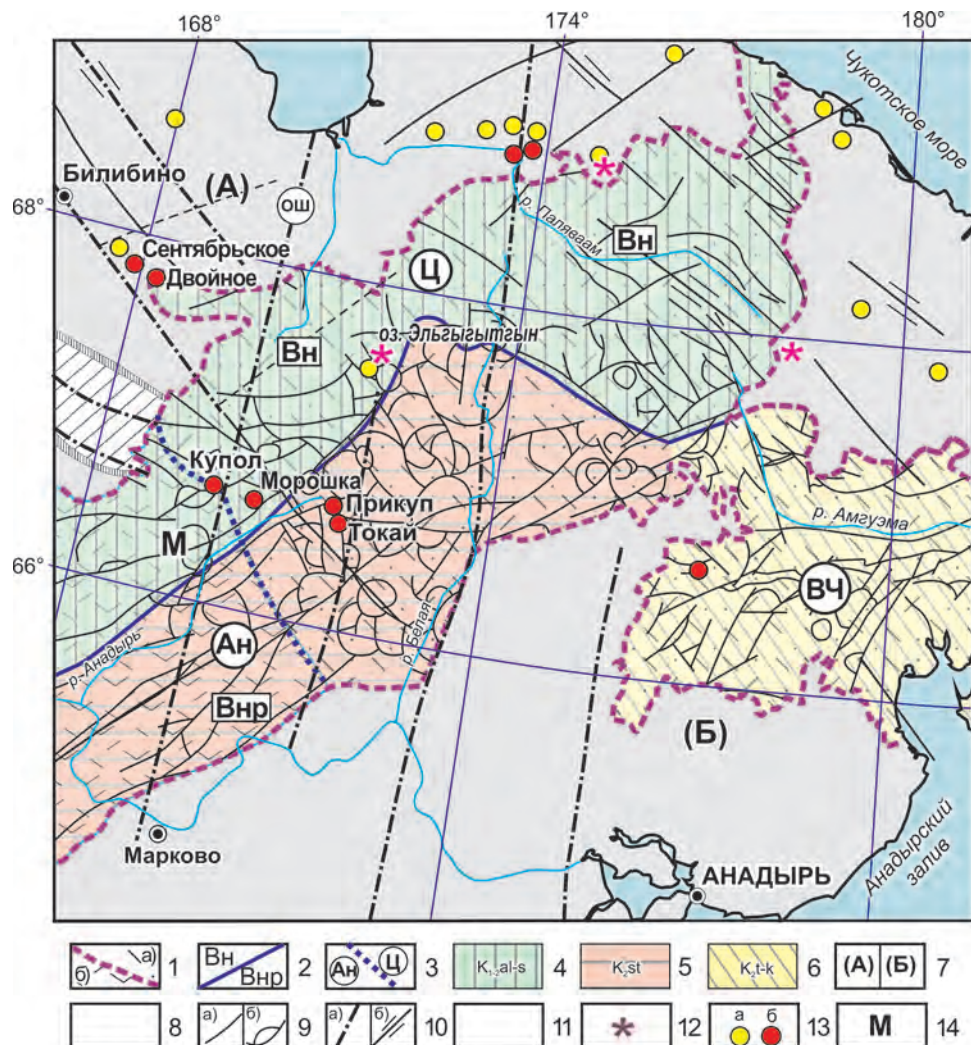


Рис. 1. Схема геологического строения и морфологические типы вулканоструктур северной части Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса (Геологическая карта..., 2012; Сидоров и др., 2007; и др.).

1 – границы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; состав вулканитов: а – преимущественно кислые, б – преимущественно средне-основные; 2 – граница внешней (Вн) и внутренней (Внр) зон; 3 – границы секторов: Ц – Центрально-Чукотского, Ан – Анадырского; ВЧ – Восточно-Чукотского; 4–6 – вулканические комплексы Центрально-Чукотского сектора: 4 – внешней зоны ОЧВП (K_1al и $K_{1-2}al-s$); 5, 6 – внутренней зоны (t-r) (t-rm), возраст вулканических комплексов Восточно-Чукотского сектора (ВЧ) K_2t-k – турон-коньяк; 7 – породы основания: а – Чукотские мезозоицы, б – Корякские кайнозойды; 8 – Южно-Анюйский рифтогенный прогиб; 9 – основные типы вулканоструктур: а – линейные прогибы внешней зоны, б – купольные поднятия и кольцевая просадка – внутренней зоны Центрального сектора; 10 – пояса и зоны: а – глубинных разломов и скрытых линейментов по геологическим, геофизическим, морфоструктурным и космогеологическим данным (ОШ – Олюторско-Шелагинский пояс), б – и сдвиги по ним; 11 – разломы: а – закартированные, б – выделенные по космогеологическим данным; 12 – кайнозойские (миоцен-четвертичные) вулканы; 13 – месторождения, рудопоявления: а – мезотермальные золото-кварцевые, золото-сульфидные и золото-редкометалльные; б – эпitherмальные золото-серебряные; 14 – М – Мечкеревский вулканоплутонический центр.

Fig. 1. Geology and morphology of volcanic formations from the northern part of the Okhotsk-Chukotka volcanic-plutonic belt (Geologicheskaya karta..., 2012; Sidorov et al., 2007; and others).

1 – boundaries of the Okhotsk-Chukotka volcanic-plutonic belt (OCVB): of a – basically persilic rocks, б – medio-to-subsilic composition rocks; 2 – boundary between outer (Вн) and inner (Внр) zones; 3 – boundary for: Ц – Central Chukotka, Ан – Anadyr, (ВЧ) East Chukotka, sectors; 4–6 – volcanic complexes of the Central Chukotka sector: 4 – marginal zone (K_1al and $K_{1-2}al-s$), 5, 6 – central zone (t-r) (t-rm); ages of volcanic complexes from the Eastern Chukotka sector (ВЧ) K_2t-k – Turinian-Coniacian; 7 – base-rock rocks: а – Mesozoic orogenic cycle of Chukotka, б – Cenozoic orogenic cycle of Koryak; 8 – the South-Anyui rift valley; 9 – main types of volcanic structures: а – linear troughs of outer zone, б – domes and ring-shaped saggings of inner zone of the Central sector; 10 – belts and zones of а – deep faults and hidden lineaments according to geological, geophysical, morphostructural and remote sensing data (OШ – Olyutorsko-Shelaginsky belt), б – fault displacements; 11 – faults: а – mapped, б – discovered by remote sensing; 12 – Cenozoic (Miocene-Quaternary) volcanoes; 13 – deposits, ore manifestations: а – mesothermal gold-quartz, gold-sulfide and gold-rare-earth, б – epithermal gold-silver; 14 – М – Mechkerovsky center of volcanic-plutonic activity.

спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). Датирование возраста пород по цирконам методом La-ICP-MS было проведено в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН с использованием приборного комплекса, включающего систему лазерной абляции NWR-213 (Electro Scientific Industries, Inc, USA) и масс-спектрометр с индуктивно-связанной плазмой Agilent 7500a (Agilent Technologies, USA). Кроме того, большая часть определения возраста пород проводилась по цирконам на 5-коллекторном масс-спектрометре высокого разрешения с возбуждением вторичных ионов на приборе SHRIMP-II (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург).

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КУПОЛЬСКОГО И ИЛИРНЕЙСКОГО РУДНЫХ УЗЛОВ ЧУКОТКИ

В геологическом отношении восточная часть арктического побережья Чукотки располагается в зоне активных геодинамических перестроек на протяжении сотен миллионов лет и связана с проявлением плюмово-рифтогенного, субдукционного и коллизионного типов геодинамической эволюции региона в мезозое и кайнозое (Кравцов и др., 2005; Верниковский и др., 2013; Лаверов и др., 2013; и др.). На основе современной сейсмической томографии эта активность интерпретируется как движение литосферных плит Северо-Восточной Азии под действием верхнемантийной конвекции, связанной с непрерывным погружением тихоокеанской литосферы под континент, что обусловило растяжение и коллизию в отдельных блоках (Лаверов и др., 2013).

Существует и другая версия тектонических событий в этом регионе, связанная с воздействием “ротационного эффекта” на геодинамический режим, результатом которого в поздней юре–раннем меле произошел отрыв Чукотско-Аляскинского блока от Канадского архипелага и его столкновение с Евразийской окраиной с последующим вращением и закрытием Южно-Анжуйского палеоокеана (Grantz et al., 1998). След такого закрытия прослеживается в континентальных структурах чукотского сектора Арктики. Наиболее яркие примеры рудно-магматических систем (РМС) известны в пределах вулcano-плутонических поясов Северо-Восточной и Восточной окраины Азии, а также континентальных окраин арктического побережья Ледовитого океана. Здесь сосредоточено большое количество объемных и крупнообъемных месторождений золота, серебра и других металлов (Бортников и др., 2014). Перспективными в отношении Au-Ag рудоносности являются континентальные блоки Чукотский и Аляскинский, образовавшиеся в результате распада Арктиды (Лаверов и др., 2013;

и др.). В западной части континентального арктического сектора Чукотки известны два рудных узла с золото-серебряными месторождениями эпitherмального типа: Купольский с месторождениями Купол и др. и Илирнейский с месторождениями Двойное, Сентябрьское и др. Купольский рудный узел располагается в пределах внешней части Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса (ОЧВП), протянувшегося от Ледовитого океана до южной части Охотского побережья более чем на 2000 км.

Разделение ОЧВП на внешнюю и внутреннюю (фронтальную) зоны первоначально проходило по системе крупных разломов (Белый, 1978). Но последующее изучение показало, что это разделение связано с особенностями глубинного строения этих зон, а также эволюцией и временем формирования магматизма. Охотско-Чукотский пояс, залегающий на палеозойских и мезозойских складчатых структурах, докембрийских массивах, сложенных метаморфическими комплексами, разделяется на ряд поперечных зон (секторов) – Чукотскую зону (Центрально- и Восточно-Чукотскую и фланговые зоны) и Анадырский, Пенжинский и Охотский секторы. Новые исследования дают возможность дополнить основные выводы по петрогеохимическим данным и геодинамике этого региона (Вулканические пояса..., 1984; Сахно и др., 2016; Тихомиров и др., 2017).

Купольский рудный узел расположен в пределах Верхне-Яблонской металлогенической зоны Центрально-Чукотского сектора Охотско-Чукотского вулканического пояса. К этому узлу приурочено одно из крупнейших месторождений – Купол, а также ряд перспективных рудопроявлений: Морошка, Прикуп, Токай и др. (рис. 2) (Вартанян и др., 2005; Особенности..., 2008; Глухов, 2008; Волков и др., 2012; Григорьев и др., 2012–2014; Савва и др., 2016; Сахно и др., 2016). Для всей территории рудного узла при средневозвышенном типе рельефа характерны отдельные куполовидные структуры, которые, как правило, представляют собой выходы рудно-магматических систем (Прикуп, Токай и др.).

Структурно рудный узел приурочен к северо-западной части Мечкеревской вулcano-тектонической депрессии, диаметр которой составляет около 100 км (см. рис. 2). Она выполнена среднекислыми вулканитами верхнемелового возраста общей мощностью около 1300 м. В основании выделяется толща туфов, покровы игнимбритов риолитового и риодацитового состава, которые перекрываются лавами андезитов и андезито-базальтов. Эти комплексы мелового возраста, в свою очередь, несогласно перекрываются покровами базальтов предположительно палеогенового возраста. Вулканисты прорваны малыми интрузиями, субвулканическими телами, дайками диоритов, андезитов, ри-

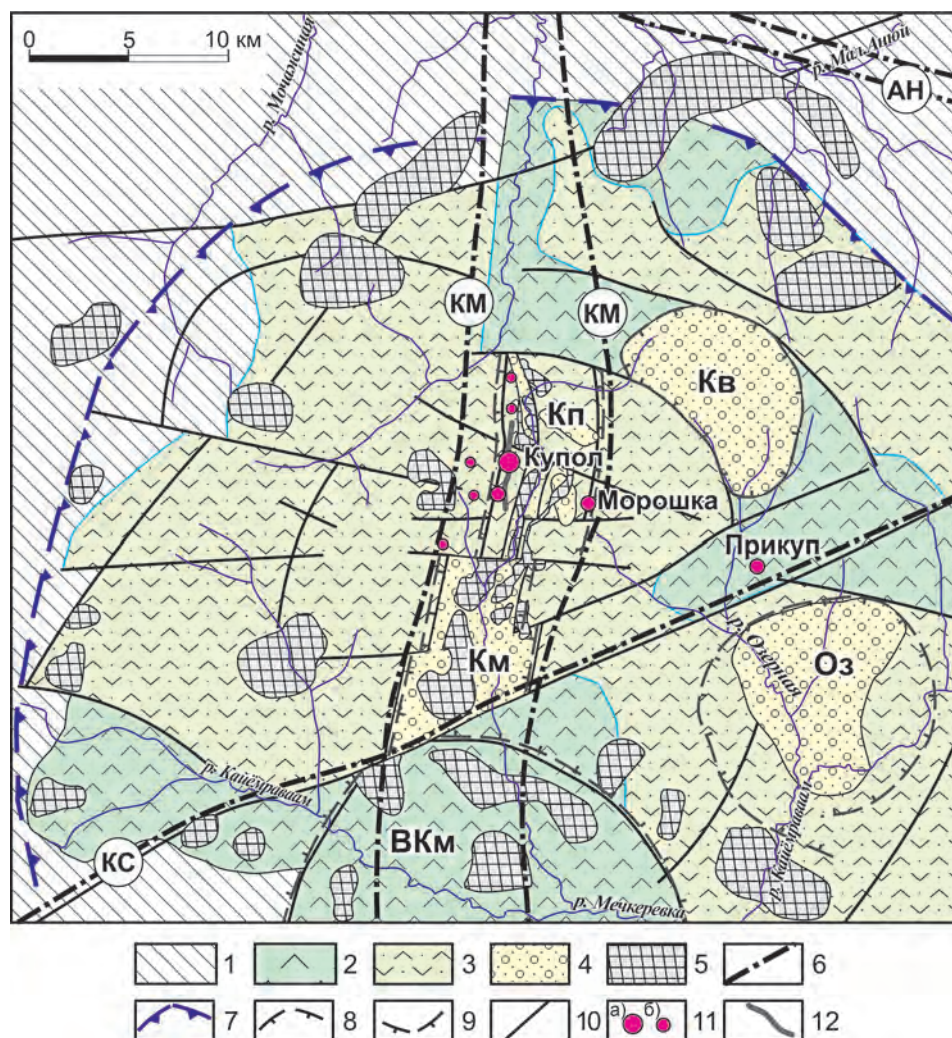


Рис. 2. Структурно-металлогеническая схема Мечкеревского вулканоплутонического центра и Купольного рудного поля по данным (Особенности..., 2008).

1 – породы, слагающие основание Мечкеревского ВПЦ; 2 – туфы, игнимбриты риолитов и риодацитов нижней толщи K_2^1 ; 3 – лавы и туфы андезитов и андезито-базальтов средней толщи K_2^2 ; 4 – игнимбриты, туфы и лавы риолитов верхней толщи K_2^3 ; 5 – интрузивные и субвулканические тела различного состава; 6 – осевые зоны глубинных разломов: КМ – Кайемравеевский магмо- и рудоконтролирующий, КС – Крестовско-Саламихинский трансрегиональный глубинный разлом, АН – Анюйский структурный шов; 7 – границы Мечкеревской ВПЦ; 8 – границы палеокальдер: Кв – Коваленковской, Оз – Озернинской; палеограбенов (вулканотектонических депрессий): Кп – Купольного, Км – Кайемравеевского; 9 – границы поднятий (ВКм – Верхне-Кайемравеевского); 10 – разломы; 11 – месторождения и рудопроявления: а – главная рудная зона месторождения Купол, б – участки с развитием промышленного оруденения; 12 – рудные зоны.

Fig. 2. Structural-metallogenic map of Mechkerovsky center of volcanic-plutonic activity and Kupol ore field (Oso-bennosti..., 2008).

1 – basement complex of the Mechkerovsky center of volcanic-plutonic activity; 2 – tuffs, rhyolitic and rhyodacitic ignimbrites of lower suit K_2^1 ; 3 – andesitic and andesite-basaltic lavas and tuffs of intermediate suit K_2^2 ; 4 – ignimbrites, rhyolitic tuffs and lavas of upper suit K_2^3 ; 5 – intrusive and subvolcanic bodies of various composition; 6 – axial zones of deep faults: КМ – Kaiemraveem magma- and ore-controlling fault, КС – Krestovsko-Salamikhinsky trans-regional deep fault, АН – Anyuisky suture; 7 – boundaries of Mechkerovsky center of volcanic-plutonic activity; 8 – lines for paleocalderas: Кв – Kovalenkovskaya, Оз – Ozerninskaya; paleograben (volcano-tectonic depressions): Кп – Kupol, Км – Kaiemraveem; 9 – lines for uplifts: ВКм – Verkhne-Kaiemraveem; 10 – faults; 11 – ore fields and occurrences – main ore zone of the Kupol deposit, б – areas of commercial mineralization; 12 – ore zones.

олитов. Весь этот комплекс пород слагает Мечкеревскую вулканоструктуру.

Месторождение Купол было детально исследовано как на поверхности, так и в скважинах. Оно

разбурено до глубины 900 м и более, что позволило получить подробную характеристику геологического строения месторождения и окружающего региона (Особенности..., 2008) (см. рис. 2).

По данным геологических исследований, этот объект представляет собой эталонный тип рудно-магматической системы (РМС), и его изучение представляет важный этап для прогноза многих подобных вулcano-купольных рудных объектов региона.

Как отмечалось выше, в размещении магматических и рудных образований определяющую роль играют региональные разломы, большая часть которых является магмо- и рудоконтролирующими структурами высокого порядка. Это Средне-Кайемравеевский глубинный разлом субмеридианального направления, а также Имреевский разлом СВ направления. Эти разломы сопряжены с осевой зоной Крестовско-Саламихинского транс-регионального глубинного разлома (см. рис. 2). Важную роль структурного фактора играют также вулканоструктуры (палеокальдеры): Коваленковская, Озернинская и Кайемравеевская (см. рис. 2).

Рудное поле месторождения Купол сложено толщ (более 700 м) переслаивающихся лав андезитов с туфами, игнимбритами дацитов, перекрытых покровами андезито-базальтов предположительно палеогенового возраста. В пределах рудного поля распространены дайки риолитов: дорудные и пострудные, прорывающие рудные жилы. Выделяются две разновидности риолитовых даек – афировые с флюидалной структурой и обломками вмещающих лав и редкопорфировые массивные риолиты. В пределах рудного поля встречаются дайки риолитовых стекол. По данным бурения и геофизических материалов, под рудным полем предполагается залегание интрузии гранитоидов (рис. 3).

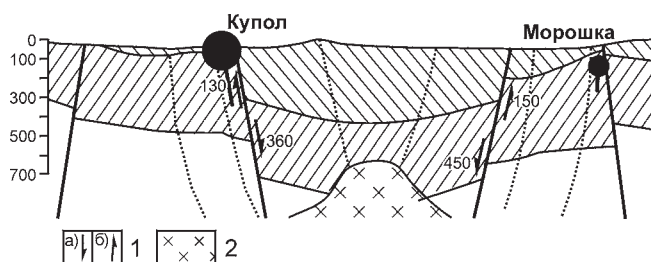


Рис. 3. Структурный разрез по данным интерпретации гравиметрической съемки, по (Особенности..., 2008).

1 – цифры со стрелками: а – предполагаемые глубины условного горизонта центральной просадки, б – взброса; 2 – предполагаемое интрузивное тело гранитов (по данным геофизики).

Fig. 3. Structural cross-section according to interpretations of gravimetric survey (Osobennosti..., 2008).

1 – figures with arrows show supposed depths of theoretical horizon of central sagging (a) and uplift (b); 2 – supposed intrusion of granitic magma (on the geophysical evidences).

Данные по петрохимии пород и особенностям распределения микро- и редкоземельных элементов представлены в табл. 1. Три образца относятся к покровным образованиям: андезит (WP-5220), кристаллокластический туф (WP-4325) и риолит (WP-4319). Остальные характеризуют вулканиды рудного объекта и отличаются по многим компонентам от покровных пород. Особенности распределения микро- и редкоземельных элементов представлены на мультикомпонентной диаграмме (рис. 4). Возраст пострудных даек: F-2 = 87.76 ± 0.79 , F-3 = 88.89 ± 0.87 и F-4 = 88.98 ± 0.89 млн лет. К-Аг методом определен также возраст флюидалного покровного дацита – 89.5 ± 2 млн лет – и андезита, отвечающего нижней части толщи, – 94.5 ± 2 млн лет (рис. 5, 6). Это позволило определить возраст оруденения в промежутке 88–89 млн лет и сделать вывод о том, что процессы рудообразования и магматизма сопряжены во времени.

Купольский рудный узел помимо месторождения Купол включает еще три РМС – Морошка, Прикуп и Токай (см. табл. 1). Данные о возрасте магматических пород РМС Прикуп и Токай представлены в табл. 2 (см. рис. 5, 6). На рудопроявлении Морошка была пробурена скв. KW-14-232, вскрывшая вулканические породы, представленные брекчиями и туфами риодацитов, в различной степени измененными вторичными процессами (карбонатизация, окварцевание, калишпатизация). Скважиной КР-14-232 была пересечена также дайка гранит-порфира (скв. KW-13-147), возраст которой близок к покровным вулканидам по соотношениям $^{207}\text{Pb}/\text{U}^{235}$ и $^{206}\text{Pb}/\text{U}^{238}$ в цирконах (табл. 3). Покровные образования, перекрывающие рудное поле, представлены свежими базальтами, андезито-базальтами, в которых в качестве фенокристов встречаются клинопироксен, оливин, плагиоклаз, а основная масса частично раскристаллизована. В петрохимическом отношении это типичные породы известково-щелочной серии, большая часть которых характеризуется преобладанием натрия над калием. В измененных породах, в значительной степени затронутых калишпатизацией, появляются разности с повышенным содержанием калия. В некоторых породах отмечаются высокие концентрации бария. В большей степени это свойственно андезит-дацитовым разностям. Для них характерны и более высокие концентрации кадмия, мышьяка и серебра (см. рис. 4).

Следует подчеркнуть, что для всех пород РМС Купольского рудного узла свойственны корреляционные связи мышьяка, кадмия и серебра. Но это не свойственно для пород РМС Прикуп и Токай. В них отмечаются повышенные концентрации хрома, бария, а также присутствие кадмия. Как указывают многие исследователи, наличие кадмия как в составе магматических комплексов, так и в рудных зонах позволяет рассматривать такие РМС как пер-

Таблица. 1. Петрохимические (мас. %), микро- и редкоземельные элементы (г/т) представительных магматических пород Купольского рудопроявления

Table 1. Concentrations of major (wt %), trace, and rare-earth elements (ppm) in igneous rocks of the Kupol deposit

Компонент	Купол											Морошка	
	КЛ-1А	КЛ-1Б	КЛ-2А	КЛ-2Б	КЛ-2С	КЛ-3А	КЛ-4	КЛ-5	WP-4220	WP-4325	WP-4319	109907	109908
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	Р	Р	Рст	Рт	Р	Рст	Р	Р(из)	Др	Д	Р	Д(из)	Ан
SiO ₂	74.38	74.23	74.38	74.23	74.82	75.46	75.64	73.06	56.62	67.02	71.78	61.86	56.41
TiO ₂	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.07	0.06	0.76	0.43	0.22	0.63	0.74
Al ₂ O ₃	13.37	13.61	13.37	13.61	13.60	12.22	13.09	12.32	16.12	15.11	14.32	15.27	16.00
Fe ₂ O ₃	1.50	1.53	1.50	1.53	1.39	1.27	1.22	1.06	7.52	3.63	2.14	5.58	7.47
MnO	0.06	0.11	0.06	0.11	0.09	0.07	0.05	0.09	0.15	0.03	0.04	0.13	0.13
MgO	0.19	0.12	0.19	0.12	0.06	0.06	0.07	0.08	4.52	0.37	0.20	1.76	3.60
CaO	0.73	0.72	0.73	0.72	0.71	0.60	0.57	0.48	6.02	1.23	1.24	3.45	5.58
Na ₂ O	2.93	3.56	2.93	3.56	4.05	3.54	3.63	3.49	2.97	2.18	4.09	0.87	2.35
K ₂ O	3.55	3.92	3.55	3.92	4.29	3.87	4.79	4.16	2.19	7.42	3.80	5.02	2.79
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.23	0.13	0.04	0.19	0.26
H ₂ O ⁻	0.69	0.36	0.69	0.36	0.16	2.27	0.08	н.о.	0.58	0.49	0.75	0.71	0.50
П.п.п.	2.27	1.54	2.27	1.54	0.64	0.65	0.92	4.79	2.07	1.55	1.16	4.14	4.00
Σ	99.76	99.79	99.76	99.79	99.90	100.08	100.13	99.59	99.75	99.60	99.78	99.61	99.83
Sc	21.65	21.56	2.5	2.4	2.2	2.5	2.8	2.1	21.91	11.65	2.99	16	21
V	148.3	141.9	3.622	2.736	3.024	4.041	4.521	2.291	194.3	37.58	17.84	92.45	121.6
Cr	133.26	139.97	18.74	45.13	11.67	51.46	50.48	16.87	189.7	50.63	148.1	209.84	140.8
Co	19.58	19.96	0.48	0.651	0.214	0.387	0.374	0.246	25.26	4.22	2.06	8.17	13.27
Ni	11.72	11.87	4.883	4.053	2.689	5.715	2.948	4.569	51.70	3.34	9.48	6.66	11.30
Cu	27.27	31.75	20.57	14.62	11.86	14.12	10.31	11.21	38.11	5.09	3.68	33.78	33.12
Zn	89.88	82.34	55.5	58	49.3	39.1	36.9	41.3	86.68	61.04	43.64	59	81
As	17.50	10.77							9.39	8.50	2.94	98.12	7.83
Rb	71.39	63.47	78.0	103.0	101.4	91.2	111.8	140.4	48.82	207.1	99.23	153.0	62.45
Sr	451.5	535.5	71.36	99.78	80.31	71.21	59.87	40.91	423.0	147.0	198.0	142	439
Y	23.60	20.82	12.25	15.06	13.14	12.61	10.92	13.29	21.12	21.52	13.86	19.26	18.48
Zr	132.1	131.0	89.57	122.2	120	109.9	105.4	89.72	94.03	235.3	159.7	157.7	124.7
Nb	5.83	4.79	5.791	7.023	7.1	5.783	6.91	6.79	5.10	8.84	8.12	5.59	4.72
Mo	6.94	5.92	1.88	4.114	1.945	4.804	5.38	3.425	7.27	4.06	10.87	20.99	10.36
Ag	0.18	0.18											
Cd	0.28	0.18	0.13	0.177	0.252	0.248	0.155	0.222	0.28	0.09	0.10	0.16	0.12
Cs	2.51	1.97	1.539	1.393	1.148	0.917	1.155	2.406	1.05	4.44	2.02	16.16	11.46
Ba	510.8	503.5	722.5	794.1	814.1	696.6	742.2	723.2	501.9	1102	949.9	771.1	641.1
La	21.00	18.07	16.92	23.37	24.91	21.09	21.35	17.31	17.80	26.79	25.09	26.88	24.06
Ce	47.61	40.31	32.2	42.66	45.75	38.66	39.58	34.75	39.79	55.33	48.71	57.35	50.00
Pr	5.66	4.84	3.507	4.864	4.951	4.454	4.28	3.932	4.26	5.62	4.62	6.30	5.47
Nd	22.51	19.67	14.02	18.22	18.96	16.06	16.56	13.98	17.38	21.38	16.08	23.23	21.76
Sm	4.85	4.18	2.458	2.945	3.417	2.633	2.844	2.77	3.69	4.24	2.73	4.77	5.18
Eu	1.16	1.08	0.42	0.561	0.541	0.471	0.412	0.305	1.04	1.23	0.68	1.02	1.05
Gd	4.63	4.20	2.557	3.48	3.188	2.705	2.423	2.545	3.61	3.69	2.31	3.05	3.27
Tb	0.68	0.61	0.359	0.505	0.446	0.389	0.372	0.38	0.47	0.52	0.31	0.87	0.75
Dy	3.66	3.51	2.072	2.749	2.454	2.393	1.904	2.308	2.73	2.88	1.71	5.37	5.33
Ho	0.76	0.68	0.46	0.615	0.51	0.477	0.39	0.481	0.55	0.57	0.33	0.97	0.94
Er	2.15	2.06	1.499	1.904	1.756	1.489	1.428	1.603	1.65	1.73	1.05	2.44	2.28
Tm	0.32	0.29	0.259	0.3	0.258	0.254	0.224	0.252	0.22	0.24	0.17	0.38	0.32
Yb	2.16	1.89	1.739	1.897	2.274	1.919	1.349	1.813	1.52	1.69	1.22	2.99	2.56
Lu	0.31	0.28	0.24	0.347	0.358	0.298	0.259	0.292	0.21	0.24	0.18	0.38	0.28
Hf	2.87	3.10	2.571	3.48	3.186	3.099	3.157	2.605	3.27	6.74	4.77	6.29	4.47
Ta	0.36	0.32	0.571	0.776	0.759	0.494	0.715	0.636	0.41	0.91	0.85	0.71	0.52
W	4.04	4.52	1.182	3.449	1.209	3.273	3.525	2.133	4.02	2.46	5.59	11.62	7.99
Pb	8.40	8.95	18.06	28.72	20.62	19.78	20.51	18.48	12.37	18.46	15.08	12.97	15.53
Th	5.46	5.39	10.33	13.26	13.31	12.01	11.75	11.12	4.42	11.42	10.00	9.16	6.78
U	1.79	2.04	3.43	4.25	3.94	3.70	3.44	4.40	1.42	2.42	2.78	3.53	2.11

Таблица 1. Продолжение

Table 1. Continuation

Ком- по- нент	Морошка															
	MP-1	MP-2	MP-3	MP-4	MP-5	MP-Гр-1	Скв. КР-14-232					Скв. КВ-14-232				
	1	2	3	4	5	6	274	308	320	328	387	72	211	240	272	292
	Б	Б	Ан	Ан	Ан-Б	Р	Ан-Б	Ан	Б	Б	Ан	Б	Ан	Ан-Д	Д	Д
SiO ₂	55.60	55.51	57.81	57.43	56.00	70.76	56.51	61.18	50.83	53.60	59.15	52.88	61.63	57.19	63.14	61.80
TiO ₂	0.59	0.70	0.63	0.82	0.72	0.22	0.59	0.56	0.71	0.54	0.64	0.97	0.57	0.71	0.29	0.55
Al ₂ O ₃	17.25	15.80	17.32	15.54	17.54	14.67	17.26	15.48	16.24	17.06	16.19	18.56	15.09	18.02	15.80	15.58
Fe ₂ O ₃	6.19	6.30	6.07	7.67	7.26	2.73	4.83	4.37	7.64	6.07	6.11	8.86	4.44	6.56	3.71	4.07
MnO	0.15	0.15	0.11	0.16	0.15	0.05	0.07	0.08	0.13	0.10	0.11	0.14	0.09	0.07	0.08	0.09
MgO	2.59	3.05	2.54	3.85	3.43	0.30	1.40	1.45	3.54	2.48	2.61	2.58	1.57	2.94	2.00	1.47
CaO	7.02	5.38	6.41	6.49	6.67	1.03	4.74	3.54	5.86	4.65	4.19	2.53	3.40	2.28	2.34	3.58
Na ₂ O	2.38	2.29	3.12	2.69	3.03	4.07	3.68	3.69	1.65	1.97	3.63	2.37	3.76	2.85	1.01	3.90
K ₂ O	1.70	2.42	1.95	1.90	1.82	3.68	3.09	3.15	3.04	3.73	2.83	2.70	2.72	2.99	4.41	3.27
P ₂ O ₅	0.19	0.23	0.23	0.30	0.20	0.07	0.22	0.23	0.17	0.12	0.18	0.17	0.22	0.15	0.10	0.22
H ₂ O ⁻	0.20	0.64	0.57	0.69	0.27	0.35	0.77	0.82	0.58	0.45	0.21	1.27	0.68	0.58	0.43	0.14
П.п.п.	5.93	7.46	2.94	2.37	3.05	1.78	6.56	5.23	9.35	9.37	3.91	6.78	5.53	5.78	6.36	5.02
Σ	99.79	99.91	99.70	99.92	100.14	99.72	99.72	99.78	99.73	100.14	99.76	99.80	99.71	100.12	99.67	99.68
Sc	17.90	21.7	20.2	27.5	21.24	3.2	8.86	8.46	22.62	16.23	16.11	26.65	8.59	21.26	5.24	9.17
V	133.5	107.1	114.5	151.3	160.6	2.528	73.5	67.9	177.3	135.8	122.2	194.6	67.1	161	29	68.8
Cr	83.64	66.04	97.34	72.08	101.35	29.79	61.02	30.64	37.30	58.86	64.92	43.30	26.80	46.25	91.95	35.80
Co	16.89	13.18	14.88	16.82	19.82	0.568	9.77	7.28	19.26	10.99	14.47	20.08	7.25	15.26	5.67	7.24
Ni	9.52	8.233	9.653	11.38	7.07	4.055	5.40	5.98	11.59	4.79	6.82	11.83	19.73	9.59	7.28	3.37
Cu	30.41	24.7	27.19	35.55	30.52	17.65	11.83	10.30	20.22	10.38	22.17	42.95	7.35	23.31	2.97	14.62
Zn	75.74	67.3	70.7	83.5	85.24	70.1	80.58	72.96	91.87	77.47	78.22	99.02	78.10	86.80	49.77	68.39
As	6.43	0.0	0.0	0.0	4.76	0.0	6.13	6.79	5.58	7.13	18.84	7.06	8.41	2.86	3.37	11.20
Rb	48.83	66.6	44.1	31.4	42.72	82.1	103.8	93.47	126.9	121.7	76.70	84.25	86.61	105.5	168.7	97.54
Sr	508.4	318.9	494.7	788.3	552	168.6	328.5	393.4	217.5	198.9	467.8	373.5	272.1	290.2	156.1	369
Y	18.44	15.93	15.85	19.7	20.36	17.76	17.85	17.15	16.82	17.39	20.38	16.91	17.10	15.73	15.88	18.04
Zr	131.4	141.1	132.7	155.7	107.3	276.2	103.4	90.74	54.32	129.1	136.6	92.69	91.94	83.40	137.3	86.52
Nb	4.29	4.427	4.459	4.621	4.51	8.057	6.61	6.20	3.93	4.64	5.32	4.80	6.31	4.64	3.84	5.79
Mo	3.54	3.483	5.56	3.854	4.88	3.345	4.34	2.48	1.34	2.17	2.96	0.85	2.39	0.90	5.04	2.94
Ag	0.10	0.0	0.0	0.0	0.18	0.0	0.10	0.13	0.10	0.16	0.25	0.13	0.11	0.12	0.07	0.16
Cd	0.19	0.284	0.231	0.23	0.17	0.349	0.18	0.12	0.11	0.13	0.23	0.14	0.12	0.14	0.22	0.14
Cs	29.99	7.859	0.797	11.93	1.28	3.669	14.87	9.07	16.55	10.59	8.31	12.29	11.51	6.56	15.39	7.87
Ba	370.2	424.2	529.1	795.2	499.9	1015	208.8	765.6	397.9	364.4	528.5	578.7	675.6	567.1	675.6	758.3
La	17.33	16.07	15.63	16.66	16.95	23.17	26.96	23.20	16.03	20.44	20.77	15.79	22.67	19.66	15.83	23.37
Ce	38.86	33.53	31.97	35.83	37.09	45.09	54.86	47.19	34.86	43.37	43.91	36.30	46.79	44.09	32.48	48.22
Pr	4.55	4.345	4.122	4.577	4.43	5.254	6.38	5.52	4.48	5.13	5.33	4.38	5.33	5.26	3.73	5.51
Nd	18.14	18.7	16.33	19.59	18.10	20.83	24.32	21.31	18.33	19.93	21.09	17.42	19.98	21.51	13.68	21.04
Sm	3.84	3.749	3.881	4.488	3.83	4.083	4.70	4.12	3.92	4.03	4.42	3.74	3.76	4.35	2.73	4.09
Eu	1.08	1.022	1.067	1.119	1.12	1.003	1.16	1.14	1.16	1.03	1.06	1.08	1.09	1.06	0.78	1.13
Gd	3.85	3.875	3.679	4.502	3.97	4.09	4.48	4.03	3.96	3.74	4.29	3.79	3.68	4.08	2.85	3.92
Tb	0.54	0.489	0.594	0.643	0.59	0.526	0.60	0.55	0.57	0.54	0.62	0.56	0.51	0.54	0.42	0.53
Dy	2.93	3.243	3.195	4.209	3.27	2.931	3.15	2.97	3.16	3.01	3.46	3.12	2.81	2.87	2.45	3.02
Ho	0.63	0.631	0.65	0.806	0.67	0.534	0.64	0.61	0.63	0.64	0.72	0.63	0.58	0.57	0.51	0.60
Er	1.73	1.867	1.952	2.05	1.91	2.184	1.88	1.86	1.77	1.83	2.08	1.77	1.75	1.65	1.51	1.71
Tm	0.26	0.291	0.279	0.326	0.27	0.325	0.28	0.26	0.25	0.27	0.31	0.26	0.24	0.23	0.22	0.25
Yb	1.57	1.804	1.801	2.034	1.87	2.449	1.78	1.81	1.49	1.76	1.98	1.73	1.73	1.51	1.63	1.65
Lu	0.25	0.26	0.29	0.331	0.28	0.341	0.27	0.26	0.22	0.27	0.29	0.25	0.25	0.22	0.25	0.26
Hf	3.00	3.2	3.249	3.538	2.52	5.762	2.94	2.90	1.44	3.16	3.74	2.41	2.55	2.04	3.21	2.27
Ta	0.29	0.363	0.331	0.361	0.28	0.738	0.47	0.43	0.26	0.35	0.37	0.31	0.43	0.30	0.31	0.39
W	2.54	4.14	5.573	2.703	3.41	2.449	3.23	2.05	2.30	2.39	2.45	0.99	1.67	1.26	3.72	1.67
Pb	9.25	11.23	10.53	12.51	7.13	17.78	14.70	12.19	5.26	8.79	9.01	10.31	9.26	10.94	4.13	11.89
Th	4.50	5.71	4.78	6.09	4.11	8.63	10.03	8.60	2.88	5.71	6.07	4.15	8.28	3.91	7.71	7.77
U	1.59	2.10	1.98	2.35	1.42	3.21	3.66	3.42	1.09	1.71	2.10	1.28	3.06	1.43	2.58	3.16

Примечание. Здесь и в табл. 3, 4: Ан – андезит, Ан-Б – андезито-базальт, Ан-Д – андезито-дацит, Б – базальт, Г – гранит, Гр-с – грано-сиенит, Д – дацит, Дт – туф дацита, Др – диорит, Р-Д – риолито-дацит, Р – риолит, Рг – туф риолита, Рст – стекло, Иг – игнимбрит, (из) – изменен. Определение содержания H₂O⁻, п.п.п., SiO₂ выполнено методом гравиметрии (аналитик Л.И. Алексеева), остальных элементов – методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой на спектрометре iCAP 6500Duo (Thermo Scientific Corporation, США), определение содержания РЗЭ выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на спектрометре Agilent 7700 (Agilent Techn., США) (ответственный исполнитель Н.В. Зарубина).

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Компо- нент	Прикуп							Токай				
	Пр-1	Пр-2	Пр-3	Пр-4	Пр-5	Пр-6	Пр-7	ТК-1	ТК-3	ТК-4А	ТК-5	ТК-6
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Р	Ан	Р	Р-Д	Д	Ан	Р-Д	Ан	Р	Ан	Ан-Д	Ан
SiO ₂	80.46	54.68	74.49	70.94	65.67	57.41	70.46	62.42	78.95	58.13	55.07	57.60
TiO ₂	0.24	0.74	0.33	0.40	0.39	1.01	0.22	0.59	0.36	0.74	0.67	0.75
Al ₂ O ₃	9.14	17.37	13.55	15.90	14.92	16.19	12.47	15.12	10.31	15.67	20.85	15.76
Fe ₂ O ₃	1.94	7.74	1.44	1.30	3.72	7.71	2.22	4.88	2.11	5.74	5.92	5.77
MnO	0.01	0.17	0.02	0.02	0.11	0.12	0.08	0.15	0.02	0.20	0.30	0.44
MgO	0.25	2.66	0.75	0.84	0.91	1.91	0.66	2.22	0.42	3.20	1.71	3.02
CaO	0.08	6.46	0.29	0.24	2.91	4.77	0.78	0.19	0.27	3.51	7.78	2.77
Na ₂ O	0.12	3.14	0.08	0.06	3.06	3.68	3.23	1.86	0.11	2.50	3.92	1.46
K ₂ O	4.38	2.04	4.08	4.76	3.13	3.62	3.34	8.39	3.06	4.91	1.46	7.59
P ₂ O ₅	0.08	0.22	0.02	0.07	0.15	0.42	0.03	0.23	0.05	0.25	0.22	0.23
H ₂ O ⁻	0.18	0.30	0.53	0.55	0.28	0.44	0.51	0.57	0.56	0.40	0.46	0.28
П.п.п.	2.64	4.30	4.17	4.48	4.34	2.35	5.52	3.03	3.35	4.28	1.34	3.90
Σ	99.51	99.81	99.76	99.57	99.59	99.65	99.52	99.64	99.56	99.53	99.69	99.56
Sc	5.5	23.25	5.51	10.40	9.7	18.03	6.7	9.51	7.5	13.1	14.81	12.18
V	32.31	179.5	53.3	67.3	39.89	95	20.35	73.6	54.7	92.49	100.5	106.2
Cr	321.7	129.39	130.92	91.58	225.3	57.48	31.22	142.61	505.8	184.5	26.77	142.33
Co	1.528	17.87	0.91	1.08	4.398	13.33	2.921	3.30	2.829	11.68	18.75	16.54
Ni	7.292	8.13	2.31	16.49	6.937	5.23	3.95	13.32	13.2	16.94	6.32	43.07
Cu	23.45	26.70	5.27	4.43	15.78	16.97	16.06	9.75	56.25	25.8	13.23	17.78
Zn	12.2	99.47	10.16	21.43	59.1	104.24	40.6	130.24	13.7	74.1	84.27	169.92
As	0.0	21.13	67.28	367.82	0.0	5.92	0.0	81.08	0.0	0.0	21.90	11.41
Rb	101.2	60.31	212.9	204.1	63.29	123.5	56.53	369.0	85.33	114.3	36.46	364.4
Sr	40.35	509.5	34.2	109.7	228.8	394.5	72.23	151.4	15.63	392.2	725.9	401.6
Y	6.333	24.23	8.27	12.18	15.7	41.11	8.803	10.14	10.51	13.3	16.82	18.02
Zr	73.61	134.6	46.51	76.94	171.2	237.9	81.77	127.8	118.2	139.7	112.0	133.3
Nb	3.158	4.87	5.90	5.41	5.497	11.34	6.341	5.37	4.533	4.885	4.25	5.90
Mo	76.15	6.60	14.23	4.58	16.15	3.94	1.504	2.48	67.49	7.077	1.79	4.07
Ag	0.0	0.16	1.53	0.94	0.0	0.17	0.0	3.33	0.0	0.0	0.66	0.31
Cd	0.1293	0.20	0.09	0.09	0.2603	0.29	0.2204	0.18	0.2212	0.1779	0.50	1.35
Cs	3.147	9.14	22.61	15.09	5.432	3.55	1.474	4.12	5.943	5.407	0.97	13.92
Ba	565.4	525.2	297.1	486.4	619.1	758.7	292	658.5	207.4	732.6	482.9	711.6
La	9.981	19.55	16.98	27.47	20.57	34.14	17.13	10.31	23.25	20.81	14.67	24.41
Ce	20.43	43.24	33.45	54.56	42.62	72.27	31.95	20.62	44.45	42.72	40.75	53.75
Pr	2.246	5.17	3.89	5.95	4.865	8.36	3.269	2.16	5.225	5.336	4.00	6.05
Nd	8.402	20.97	13.73	21.48	19.15	33.61	12.54	7.12	19.63	22.64	16.49	23.63
Sm	1.706	4.44	2.44	3.73	3.728	7.04	2.087	1.27	3.815	4.301	3.63	4.56
Eu	0.4104	1.18	0.60	0.84	0.8321	1.64	0.366	0.40	0.8932	1.267	1.30	1.34
Gd	1.725	4.63	2.21	3.20	3.836	7.21	2.263	1.44	3.434	4.127	3.63	4.31
Tb	0.219	0.69	0.28	0.39	0.5699	1.07	0.2887	0.24	0.4277	0.5464	0.54	0.58
Dy	1.212	3.85	1.40	1.97	2.904	5.98	1.827	1.46	2.025	2.784	2.81	2.96
Ho	0.279	0.77	0.28	0.38	0.678	1.29	0.3776	0.34	0.4016	0.5234	0.58	0.57
Er	0.945	2.24	0.86	1.23	2.082	3.69	1.165	1.02	1.142	1.455	1.65	1.57
Tm	0.09214	0.33	0.13	0.18	0.3209	0.53	0.169	0.16	0.1779	0.211	0.23	0.22
Yb	0.8983	2.07	0.89	1.28	2.233	3.28	1.251	1.02	1.259	1.493	1.59	1.43
Lu	0.129	0.31	0.14	0.22	0.3271	0.52	0.2249	0.14	0.1739	0.2375	0.24	0.21
Hf	2.083	2.93	1.57	1.87	4.831	5.19	2.734	2.94	3.832	4.126	2.30	2.98
Ta	0.3229	0.31	0.36	0.34	0.4558	0.62	0.5869	0.30	0.3545	0.3883	0.22	0.34
W	16.39	4.60	4.89	4.67	15.05	2.57	1.517	3.69	25.98	6.813	0.84	3.41
Pb	45.99	7.99	13.15	15.90	24.78	11.56	18.27	11.29	20.08	13.86	5.93	9.93
Th	5.544	4.71	5.57	6.30	8.427	7.45	7.614	6.20	4.723	6.842	2.70	5.57
U	1.951	1.62	1.57	2.32	2.987	2.39	2.541	1.93	2.069	2.249	0.88	1.83

Note. Here and in Table 3, 4: Ан – andesite, Ан-Б – basaltic andesite, Ан-Д – andesite-dacite, Б – basalt, Г – granite, Гр-с – granosuenite, Д – dacite, Дт – dacitic tuff, Др – diorite, Р-Д – rhyolite-dacite, Р – rhyolite, Пр – rhyolitic tuff, Пер – glass, Иг – ignimbrite, (из) – altered. Concentrations of major elements were measured at Analytical Center of FEGI FEB RAS by the atomic emission spectrometry method with inductively coupled plasma on iCAP 6500Duo spectrometer (Thermo Scientific Corporation, USA). Trace and rare-earth elements was analyzed on Agilent 7700 mass spectrometer (Agilent Technologies, USA).

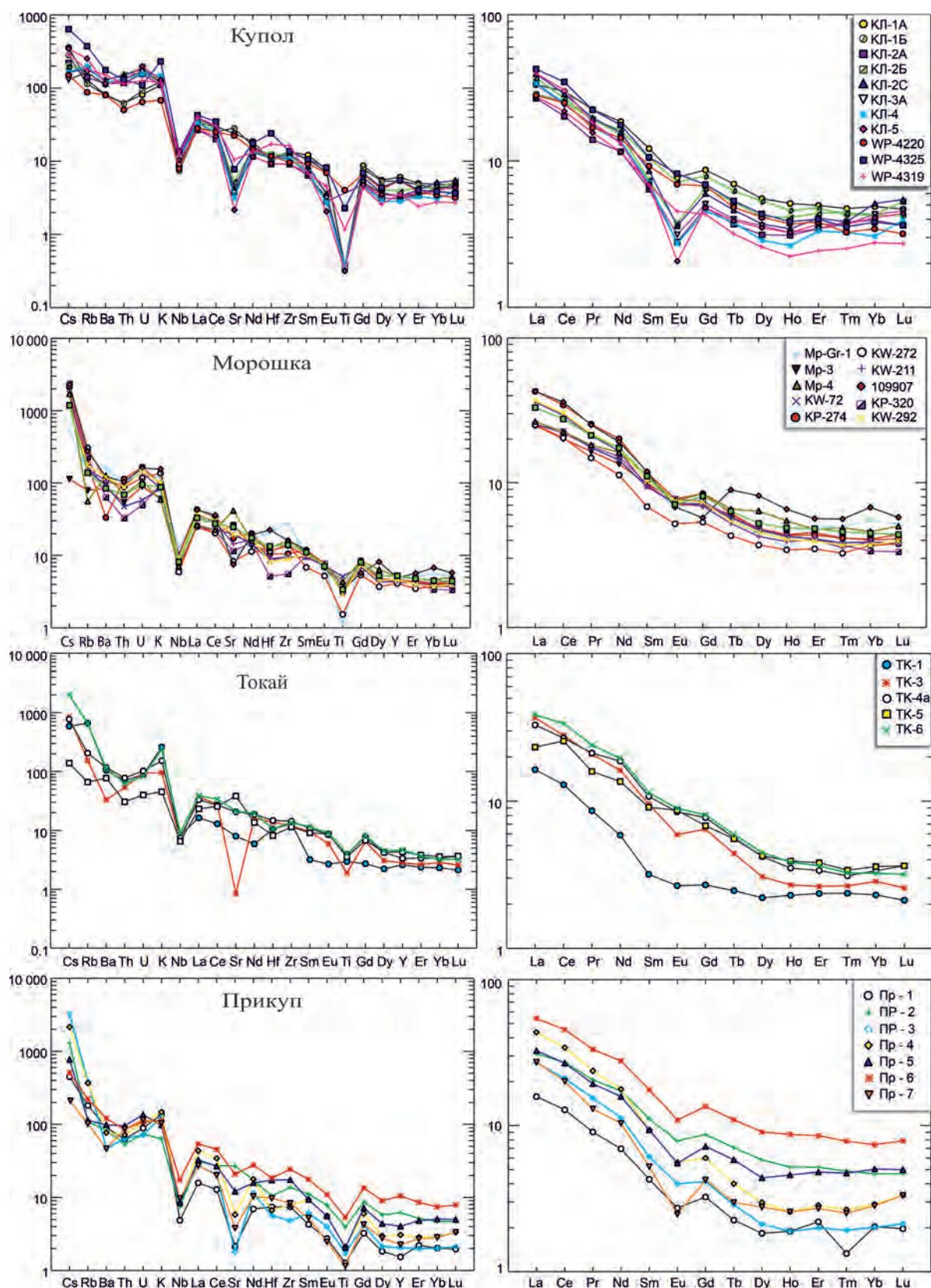


Рис. 4. Мультикомпонентные диаграммы (спайдер-диаграммы) микро-редкоземельных и элементов, магматических пород Купольского рудного узла, нормированных по примитивной мантии (по данным табл. 1).

Fig. 4. Primitive mantle-normalized trace element diagrams for igneous rocks of the Kupol ore field (by Table 1).

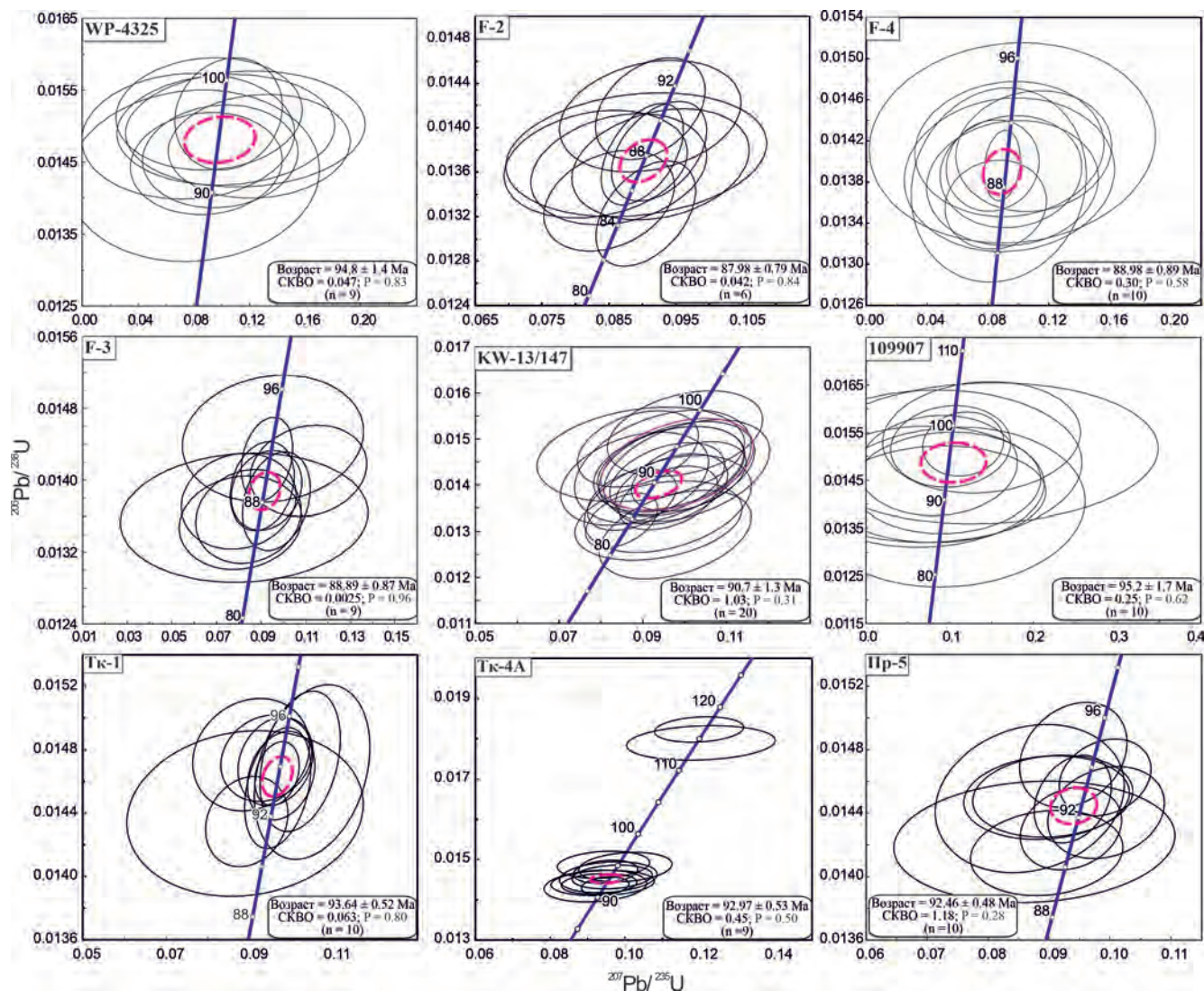


Рис. 5. SHRIMP датирования из цирконов представительных магматических пород рудных месторождений.

Купол – покровный туф WP-4325; пострудные риолитовые дайки – F-2, F-3, F-4; покровные дациты месторождения Морощка – 109907, KW-13/147; вулканический комплекс Токай – ТК-1, ТК-4; магматический комплекс Прикуп – Пр-5. Диаграммы для всех совокупностей анализов по цирконам: размер эллипсов соответствует величине 2σ . Средневзвешенные результаты показаны утолщенными эллипсами. Определение возраста пород проводилось в ЦИИ ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) и ДВГИ (г. Владивосток).

Fig. 5. SGRIMP zircon U-Pb concordia diagrams for igneous rocks.

The Kupol deposit – covering tuff WP-4325, postmineral rhyolitic dykes – F-2, F-3, F-4; and the Moroshka deposit – covering dacites 109907, KW-13/147; volcanic complex Tokai – TK-1, TK-2; magmatic complex Prikup – Пр-5. Weighted mean results are presented by a thicker ellipse. Age determination was carried out at the Center for Isotope Investigations of A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (St-Petersburg) and Far East Geological Institute FEB RAS (Vladivostok).

спективные на Au-Ag оруденение (Волков и др., 2012; Николаев и др., 2013).

Илирнейский рудный узел располагается к северо-западу от Купольского, в пределах восточной окраины тыгильвеевской впадины, наложенной на мезозиды Верхояно-Чукотской складчатой области. Для нее характерно северо-западное простирание структур, что указывает на формирование области после закрытия Южно-Анжуйского

океана. К востоку от Верхояно-Чукотской области и наложенных впадин (Мангазейской, Тыгильвеевской, Раучуанской и др.) располагается Охотско-Чукотский вулканогенный пояс северо-восточного простирания, поперечный к структурам складчатого основания и перекрывающий наложенные впадины аптского возраста (см. рис. 1).

Формирование пояса связано с более поздним этапом – альб-кампанским (Белый, 1977, 1978; Со-

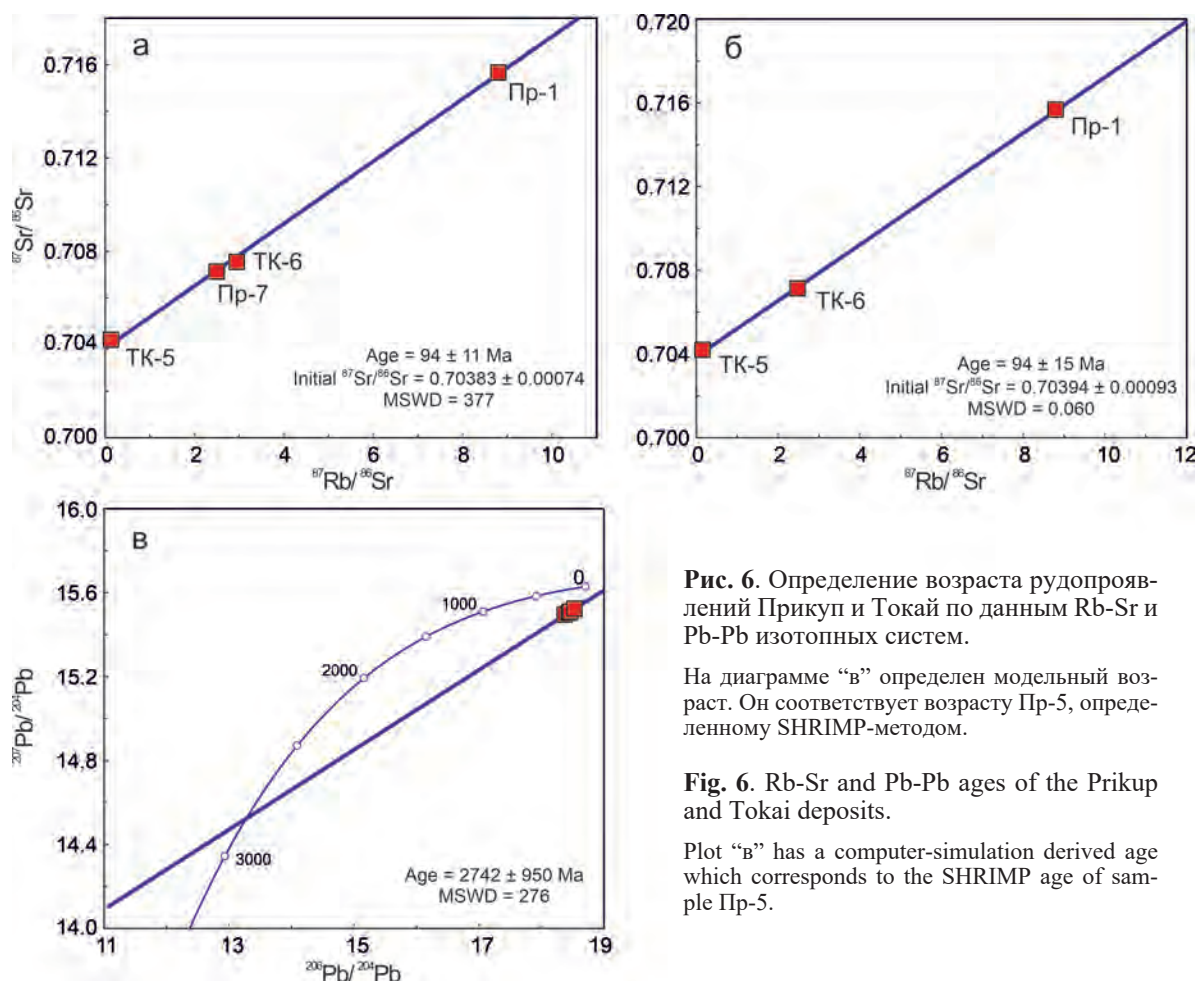


Рис. 6. Определение возраста рудопроявлений Прикуп и Токай по данным Rb-Sr и Pb-Pb изотопных систем.

На диаграмме “в” определен модельный возраст. Он соответствует возрасту Пр-5, определенному SHRIMP-методом.

Fig. 6. Rb-Sr and Pb-Pb ages of the Prikup and Tokai deposits.

Plot “в” has a computer-simulation derived age which corresponds to the SHRIMP age of sample Pr-5.

Таблица 2. Возраст рудопроявлений Прикуп и Токай по данным Rb-Sr и Pb-Pb изотопных систем

Table 2. Isotopic Rb-Sr and Pb-Pb ages for the Prikup and Tokai deposits

Порода	m, г	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	2σ, %	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ, %	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ, абс.	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ, абс.	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ, абс.
ПР-1	0.11206	148	48.8	8.79739	0.522	0.715682	0.0013	18.3715	0.0002	15.4949	0.0002	38.0815	0.0004
ПР-7	0.10911	95.2	93.5	2.94490	0.451	0.707518	0.0019	18.4392	0.0003	15.5046	0.0003	38.1960	0.0010
ТК-5	0.12189	32.8	687	0.13822	0.416	0.704196	0.0010	18.4696	0.0003	15.5086	0.0004	38.2174	0.0012
ТК-6	0.11227	320	373	2.48382	0.778	0.707127	0.0005	18.5319	0.0005	15.5252	0.0005	38.3044	0.0018

колов и др., 2015; Тихомиров и др., 2017; и др.). Отмечено, что угловые несогласия между комплексами ОЧВП и структурами основания выражены слабо. Это позволило В.Ф. Белому (1977) выделить породы впадин в качестве предвулканогенной молассы. Вулканогенные образования, подстилающие вулканыты ОЧВП, особенно среднего состава (нутесынская свита и др.), а также тытыльвеевскую свиту, выделяют в “Тытыльвеевский пояс”, петрохимический тип которого близок к вулканикам ОЧВП, что позволило рассматривать их в составе нижнего звена ОЧВП (Белый, 1978). Но, как будет показано ниже, на основании определения возраста методами циркониметрии (SHRIMP) вулканыты Ты-

тыльвеевской свиты следует считать более древними, чем вулканыты ОЧВП. Более того, в восточной части Тытыльвеевской впадины отмечается наложение вулканытов ОЧВП на вулканыты Тытыльвеевской свиты и их интрузивные комплексы. Эти, а также многие другие петро- и геохимические данные и определения возрастов позволили выделить на этой территории самостоятельный рудный узел – Илirianский – с золото-серебряным оруденением, где известны месторождения Сентябрьское-СВ, Двойное и др. (Особенности..., 2008).

Рудопроявление Сентябрьское-СВ расположено в восточной части рудного поля Сентябрьское в пределах Илirianского рудного узла.

Таблица 3. Петрохимические (мас. %), микро- и редкоземельные элементы (г/т) магматических пород рудопроявления Сентябрьское
Table 3. Concentrations of major (wt %), trace, and rare-earth elements (ppm) in igneous rocks of the deposit Sentyabrskoe

Компонент	СТ-1	СТ-2	СТ-3	СТ-4	СТ-5/1	СТ-5/2	СТ-6	СТ-10	СТ-11/1	СТ-11/2	СТ-12	СТ-13	СТ-14	СТ-15/1	СТ-15/2	504017	504018	504019	504020
	Ан	Рт	Р	Ан	Р	Д(из)	Рт	Рт	Рт	Рт	Рт	Ан	Рт	Рт	Рт	Д	Ан	Д	Р
SiO ₂	60.48	76.17	76.41	61.38	74.34	67.10	76.80	78.81	77.33	65.70	81.42	55.18	57.58	76.48	74.81	50.57	60.69	63.09	75.80
TiO ₂	0.60	0.07	0.20	0.61	0.21	0.56	0.18	0.07	0.07	0.45	0.06	1.00	0.70	0.14	0.18	0.88	0.64	0.50	0.09
Al ₂ O ₃	16.28	10.33	13.85	16.22	13.98	12.60	13.28	10.95	10.98	13.04	10.12	16.74	15.23	11.79	12.87	16.67	14.67	14.05	11.93
Fe ₂ O ₃	5.77	1.24	0.86	5.64	0.91	2.76	1.25	1.07	1.65	4.67	0.81	8.06	5.95	1.66	1.69	8.21	6.53	4.64	2.39
MnO	0.07	0.06	0.03	0.07	0.01	0.16	0.03	0.02	0.05	0.06	0.01	0.12	0.09	0.02	0.01	0.16	0.10	0.07	0.03
MgO	0.79	0.66	0.01	0.89	0.02	0.42	0.02	0.41	0.26	1.91	0.05	4.18	6.44	0.26	0.18	4.21	2.53	1.54	0.14
CaO	2.84	2.78	0.02	2.53	0.02	4.87	0.08	0.75	1.31	3.28	0.03	6.26	5.93	0.61	0.40	7.15	2.42	3.69	0.85
Na ₂ O	2.99	1.09	7.99	2.91	5.11	3.49	7.42	1.96	1.59	1.82	2.04	3.15	3.58	2.53	3.50	4.54	2.80	2.15	3.61
K ₂ O	6.08	3.54	0.06	5.72	4.38	2.08	0.15	3.65	4.21	2.48	4.26	2.42	1.90	4.79	5.07	1.14	2.75	3.75	3.85
P ₂ O ₅	0.17	0.01	0.02	0.16	0.20	0.06	0.02	0.01	0.01	0.21	0.01	0.28	0.22	0.03	0.02	0.47	0.23	0.22	0.02
H ₂ O ⁻	0.50	0.46	0.12	0.48	0.20	0.66	0.14	0.33	0.35	0.59	0.33	0.34	0.29	0.39	0.24	0.30	0.91	0.69	0.12
П.п.п.	3.33	3.12	0.54	3.35	0.68	5.09	0.25	1.49	1.83	5.43	0.63	1.93	1.76	0.87	0.63	5.28	5.49	5.21	0.71
Σ	99.89	99.53	100.1	99.95	99.88	99.86	99.62	99.53	99.63	99.65	99.78	99.65	99.67	99.58	99.60	99.57	99.76	99.60	99.54
Sc	16.53	3.785	4.798	15.21	5.494	12.92	6.759	4.396	3.972	12.01	3.56	24.56	18	6.213	3.993	22.63	14.37	13.17	2.34
V	39.34	21.64	1.856	42.25	5.112	34.73	10.13	12.64	10.15	77.86	6.729	178.4	119.8	22.65	16.64	197.7	115.6	107.3	32.88
Cr	52.05	136.5	21.69	72.95	111.8	38.92	235.3	176.9	231.1	260.6	147.0	113.2	397.7	213.4	238.2	113.7	166.2	325.6	797.5
Co	2.542	1.79	0.244	1.311	0.616	1.722	0.882	1.038	1.372	9.531	0.721	12.99	23.91	2.646	2.115	23.57	13.64	14.25	3.95
Ni	3.094	5.465	2.338	3.802	3.812	3.742	6.529	5.35	5.867	19.51	4.307	9.06	122	8.5	6.725	34.79	11.14	22.84	19.66
Cu	38.14	14.9	18.81	27.05	17.65	23.21	18.42	21.84	20.87	40.48	38.24	71.34	35.26	24.31	16.64	73.47	30.39	21.62	25.67
Zn	82.4	16.8	32.5	81.7	22.6	56.9	19.1	35.1	27.1	76.3	16.6	73.1	70.3	25	16.9	81.94	82.89	50.93	24.63
Rb	182.2	100.7	1.611	154.2	96.53	67.16	6.44	126.6	116.8	79.33	92.82	57.93	54.97	167.4	105.5	33.40	127.5	131.9	111.1
Sr	271.2	165.2	162.4	240.9	177.4	241	326	85.23	68.66	173.8	44.36	568.6	545.2	60.99	55.29	476.2	296.0	286.3	83.86
Y	18.51	9.699	29.35	16.96	37.91	25.08	36.64	9.615	9.697	10.38	6.634	25.48	15.08	11.04	7.299	21.93	18.69	12.43	13.21
Zr	286	74.1	431.6	281.5	393.2	418	330.1	77.2	76.9	119.1	56.5	159.9	137.8	84.1	177.3	133.3	142.8	105.5	74.65
Nb	14.46	6.389	9.039	14.31	14.74	7.586	13.5	7.438	7.517	5.252	5.309	8.335	5.683	7.114	4.823	6.64	8.68	6.08	10.12
Mo	3.946	11.54	1.463	5.468	8.335	2.197	15.59	19.08	14.39	14.7	8.116	4.877	4.7	14.74	13.94	4.18	11.99	25.82	53.77
Cd	0.285	0.133	0.338	0.453	0.281	0.416	0.261	0.467	0.239	0.257	0.130	0.260	0.190	0.119	0.176	0.09	0.13	0.10	0.09
Cs	15.38	10.55	0.510	9.474	2.792	8.418	1.016	5.752	5.291	16.82	2.673	1.243	4.055	7.521	4.568	3.57	31.92	35.36	5.89
Ba	1696	594.4	16.15	1594	64.35	168.3	22.4	165.2	302.9	332.4	101.3	1056	1140	207.8	508.1	431.5	374.2	510.4	213.8
La	30.28	23.89	27.24	28.16	40.5	28.76	35.78	29.78	28.04	18.94	18.38	25.49	36.7	25.38	22.31	35.60	26.06	18.45	29.27
Ce	62.32	40.78	57.85	58.58	84.33	56.78	73.81	49.93	46	34.76	32.02	52.14	69.44	43.67	37.29	73.73	55.63	37.87	54.52
Pr	8.132	3.873	6.912	7.602	10.37	6.881	8.999	4.841	4.665	3.877	3.055	6.501	7.986	4.487	3.787	7.85	5.67	3.61	4.53
Nd	33.45	13.7	28.27	31.34	38.7	27.28	36.51	15.24	14.36	13.69	10.54	27.81	30.11	14.57	13.27	31.38	21.79	13.28	13.99
Sm	6.417	2.43	5.569	5.944	7.895	5.879	7.203	2.342	2.394	2.769	1.768	5.721	5.168	2.302	1.896	5.91	4.17	2.49	2.29
Eu	2.069	0.632	0.612	1.868	0.813	1.031	0.800	0.158	0.097	0.711	0.081	1.546	1.305	0.204	0.407	1.62	1.12	0.72	0.07
Gd	5.022	2.308	5.342	4.818	7.493	5.618	8.087	2.198	2.059	2.678	1.55	5.441	5.169	2.409	2.1	4.72	3.57	2.26	1.89
Tb	0.713	0.34	0.852	0.636	1.087	0.785	1.049	0.291	0.338	0.342	0.209	0.785	0.542	0.307	0.208	0.59	0.47	0.30	0.29
Dy	3.823	1.622	5.835	3.537	6.677	5.172	7.127	2.109	2.059	1.712	1.139	5.148	3.213	2.021	1.531	3.11	2.59	1.78	1.63
Ho	0.736	0.369	1.212	0.708	1.459	0.930	1.356	0.448	0.391	0.378	0.259	1.012	0.557	0.415	0.286	0.58	0.50	0.33	0.33

Таблица 3. Окончание
Table 3. Ending

Компо- нент	СТ-1	СТ-2	СТ-3	СТ-4	СТ-5/1	СТ-5/2	СТ-6	СТ-10	СТ-11/1	СТ-11/2	СТ-12	СТ-13	СТ-14	СТ-15/1	СТ-15/2	504017	504018	504019	504020
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
	Ан	Рт	Р	Ан	Р	Д(из)	Рт	Рт	Рт	Рт	Рт	Ан	Рт	Рт	Рт	Д	Ан	Д	Р
Er	2.597	1.126	3.791	2.366	4.74	2.814	4.481	1.182	1.196	1.178	0.857	2.961	1.594	1.235	0.839	1.70	1.46	1.04	1.08
Tm	0.38	0.212	0.55	0.33	0.75	0.44	0.71	0.19	0.19	0.18	0.18	0.44	0.21	0.211	0.15	0.23	0.21	0.15	0.17
Yb	2.60	1.30	3.63	2.21	4.958	2.968	4.63	1.605	1.45	1.375	1.215	3.228	1.387	1.401	1.023	1.52	1.44	1.00	1.26
Lu	0.372	0.259	0.597	0.302	0.713	0.438	0.725	0.269	0.241	0.228	0.184	0.470	0.181	0.234	0.205	0.21	0.20	0.15	0.20
Hf	8.189	2.809	8.197	7.781	10.77	7.426	8.717	2.78	2.65	3.126	1.829	4.548	4.141	2.778	4.908	3.40	4.08	3.88	2.70
Ta	1.302	1.035	0.708	1.05	1.128	0.475	1.043	1.04	1.065	0.398	0.798	0.569	0.435	0.933	0.446	0.38	0.59	0.63	1.13
W	7.204	8.226	3.608	7.703	8.369	2.829	17.43	10.17	12.48	13.87	7.986	4.699	5.102	11.33	12.45	2.50	6.34	13.63	25.36
Pb	41.42	26.57	7.581	35.75	14.7	9.919	25.29	41.9	24.65	13.23	13.38	16.02	28.37	26.15	17.39	6.91	15.45	31.14	88.13
Th	34.69	32.85	19.59	32.32	26.23	13.38	22.53	35.12	32.14	11.25	21.96	6.334	13.65	27.24	19.28	6.95	14.35	13.62	30.81
U	14.78	8.01	5.44	13.2	8.622	3.475	6.068	10.94	7.141	4.129	5.098	1.62	5.264	8.408	3.462	1.80	4.01	5.15	11.87

Примечание. Обозначения – см. табл. 1.

Note. Designations – see Table. 1.

Геолого-разведочными работами, которые неоднократно проводились начиная с 1976 г., установлено, что рудное поле Сентябрьское представлено тремя рудными участками: Сентябрьское Центральное, Сентябрьское Южное и Сентябрьское Северо-Восточное. Последнее выделено в ходе поисково-оценочных работ, проведенных компанией “KINROSS” в 2010 г. Оно расположено в пределах развития эффузивов Тытыльвеевской свиты к северо-востоку от многофазного Илirianейского гранитоидного массива, в 16 км от месторождения Двойное (рис. 7).

Рудопроявление Сентябрьское-СВ располагается в восточной части Илirianейской вулканотектонической структуры и связано с проявлением более раннего этапа магматизма Центрально-Чукотской зоны (Савва и др., 2016). В его пределах развиты вулканытытыльвеевской свиты. Нижняя часть свиты представлена в большей степени андезитами, средняя сложена туфами риолитов, риолито-дацитов, лавобрекчиями этих пород, а верхняя часть – андезитами (лавами и лавобрекчиями). Весь комплекс прорывают экстрезивные тела андезитов. Дайковые тела прорываются оруденелыми эксплозивными брекчиями, агломератами, а также дайками риолитов и замещены кварц-полевошпат-хлоритовыми и хлорит-гидрослюдистыми породами, которые слагают тела, представляющие собой трубку взрыва с золото-кварц-полиметаллическим оруденением. Протяженность оруденения достигает 100 м при мощности до 40 м (см. рис. 7) (Савва и др., 2016). Бурением скважин оруденение прослежено до 250 м и более. Содержание золота колеблется в широких пределах: в сульфидных рудах – от 6 до 400 г/т при Au/Ag от 2:1 до 10:1.

Детальное описание геологии и условий образования золото-серебряного месторождения опубликовано в статьях Ю.Н. Николаева с соавторами (2013) и Н.Е. Савва с коллегами (2016). Нами проводились петролого-геохимические исследования вулканических пород рудопроявления Сентябрьское-СВ, определение возраста вулканистов и интрузивных аналогов, а также изотопные исследования (Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb и других систем) в целях установления происхождения рудоносных магм этой уникальной рудно-магматической системы (РМС) и влияния различных факторов на их генезис и процессы рудообразования.

Петрохимический и микроэлементный состав пород представлен в табл. 3. Как правило, почти все они в большей или меньшей степени изменены. Наибольшая степень изменения характерна для пород андезит-дацитовой серии, вмещающей рудную ассоциацию, в меньшей степени – для риолитовой. Среди пород андезитовой и риолитовой серии встречаются разности с высоким содержанием K_2O , при этом наиболее высокие содержания

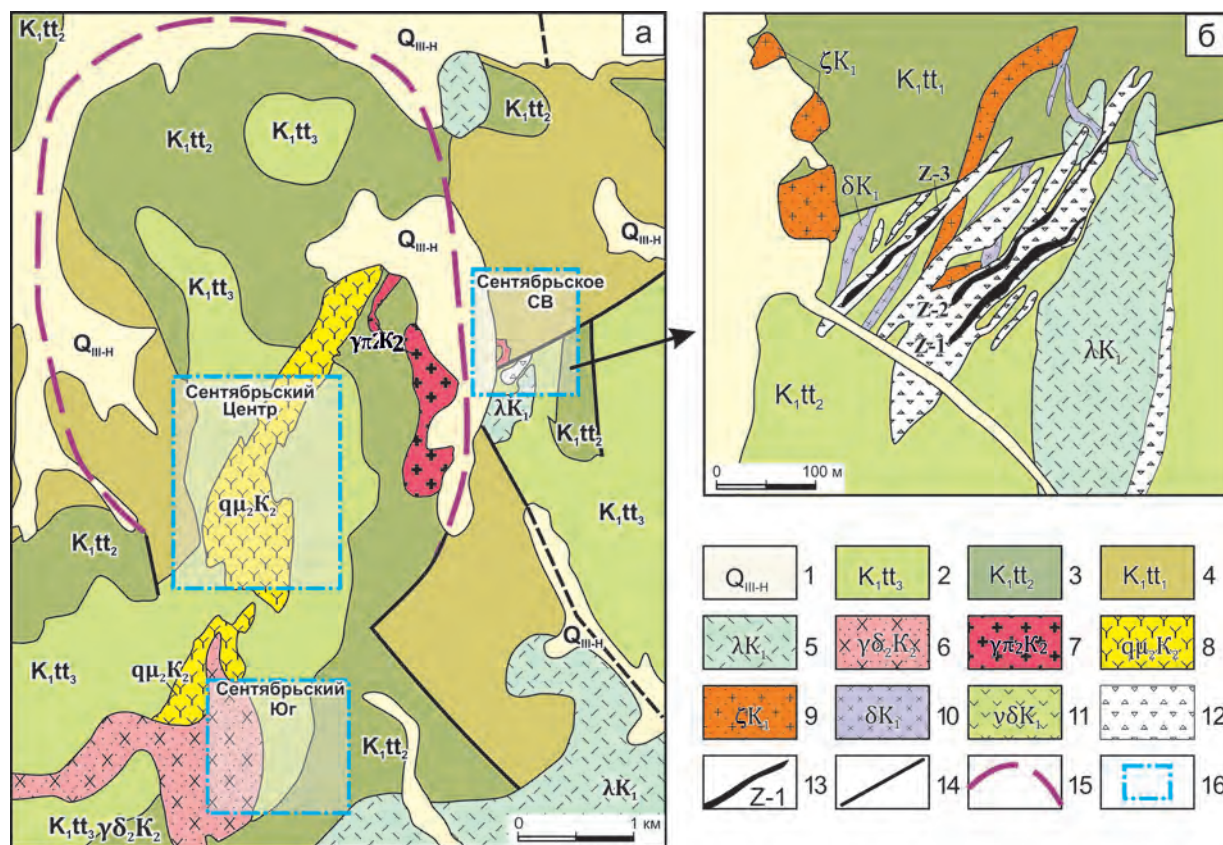


Рис. 7. Геологическое строение Сентябрьского рудного поля (Савва и др., 2016).

а – геологический план Сентябрьского рудного поля; б – геологический план месторождения Сентябрьское-СВ; 1 – объединенные ледниковые и аллювиальные отложения (Q_{III-H} : валунники, галечники, гравий, пески, глины); 2–4 – тытыльвеемская свита: 2 – андезиты, их туфы и кластолавы (K_1tt_3), 3 – риолиты, риодациты, дациты, андезиты, их туфы, игнимбри-ты, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоаргиллиты (K_1tt_2), 4 – андезиты, андезибазальты, грахиандезиты, их класто-лавы туфы, туфопесчаники, туфоаргиллиты, редко – туфоконгломераты (K_1tt_1); 5 – субвулканические образования, риолиты (λK_1); 6 – гранодиориты и граниты ($\gamma\delta_2K_2$); 7 – гранит-порфиры (γ_2K_2); 8 – кварцевые монзониты ($q\mu_2K_2$); 9 – риода-циты (K_1); 10 – диориты (δK_1); 11 – андезиты ($\gamma\delta K_1$); 12 – эксплозивные брекчии; 13 – обогащенные участки рудоносной брекчии; 14 – разломы разного порядка; 15 – граница купольной структуры; 16 – участки детальных поисковых и развед-очных работ.

Fig. 7. Geology of the Sentyabrskoe ore field (Savva i dr., 2016).

а – geological scheme of the Sentyabrskoe ore field; б – geological scheme of main ore zone Sentyabrskoe-CB; 1 – combined glacial and alluvial deposits (Q_{III-H} : boulder and pebble beds, gravel, sands, and clays); 2–4 – Tytylveemskaya Formation: 2 – ande-sites, their tuffs and clastic lavas (K_1tt_3), 3 – rhyolites, rhyodacites, dacites, andesites and their tuffs, ignimbrites, tuff conglome-rates, tuffaceous sandstones, tuffaceous argillite (K_1tt_2), 4 – andesites, andesite-basalt, trachyandesite and their clastic tuffs, tuffa-ceous sandstone, tuffaceous argillite, few tuffaceous conglomerates (K_1tt_1); 5 – subvolcanic intrusions, rhyolites (λK_1); 6 – grano-diorites and granites ($\gamma\delta_2K_2$); 7 – granite porphyry (γ_2K_2); 8 – quartz monzonite ($q\mu_2K_2$); 9 – rhyoda-cites (K_1); 10 – diorites (δK_1); 11 – andesites ($\gamma\delta K_1$); 12 – explosion breccias; 13 – highly mineralized zones of the ore-bearing breccia; 14 – different faults; 15 – dome boundary; 16 – prospecting areas.

характерны для пород андезито-дацитово-вой серии (нижняя толща). В то же время среди риолитов отмечаются высоконатровые разности (СТ-3, СТ-5/1, СТ-6). Это типично для плагииориолитов либо по-лосчатых риолитов.

У микро- и редкоземельных элементов также наблюдаются значительные колебания концен-траций. Высокие содержания бария типичны как для риолитов, так и андезитов. Можно предполагать, что это свойственно ранней стадии метасоматоза и

особенно породам, вмещающим рудные тела (Сав-ва и др., 2016). Степень вариаций содержаний ред-ких и редкоземельных элементов показана на мульт-икомпонентных диаграммах (рис. 8). Для вулка-нитов этого рудопроявления типичны метасомати-ческие преобразования пород, которые прослежи-ваются в виде линейных зон в кровле интрузивных и субинтрузивных тел (Николаев и др., 2013; и др.).

Возраст пород определялся U-Pb (SHRIMP) ме-тодом по цирконам (рис. 9). Необходимость дати-

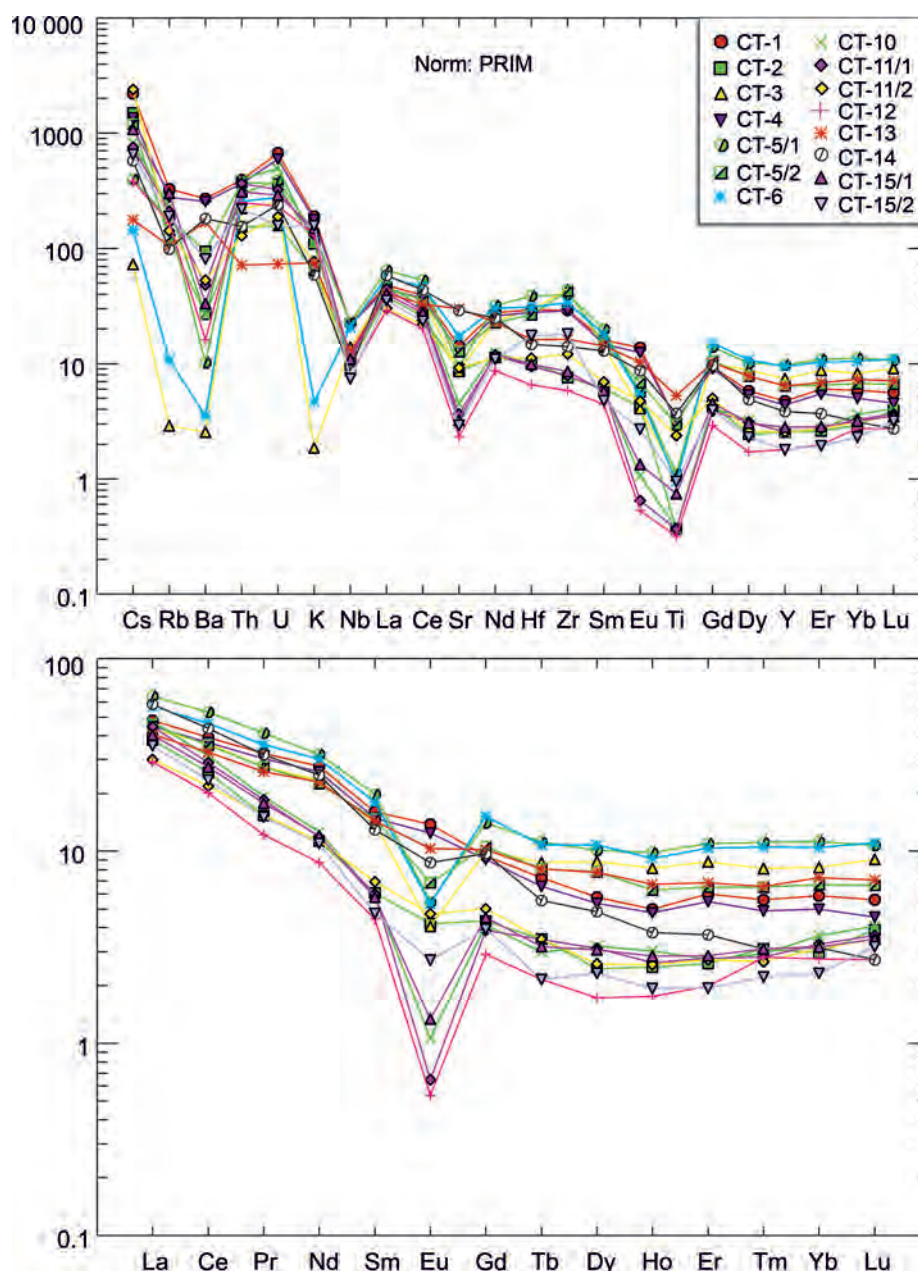


Рис. 8. Мультикомпонентные диаграммы (спайдер-диаграммы) микро- и редкоземельных элементов, магматических пород Сентябрьского рудного поля, нормированных по примитивной мантии.

Fig. 8. Primordial mantle normalized trace and REE spider-diagrams for igneous rocks of the Sentyabr'skoe ore field.

рования оруденения и магматизма чрезвычайно важна для решения вопроса о их генетической связи, что в большей степени позволяет прогнозировать перспективность рудоносности структур подобного типа. Возраст оруденения рудопоявления Сентябрьское-СВ (89 ± 3 млн лет) определен по адуляру, отобранному из рудной зоны. Возрастная оценка магматических пород на рудопоявлениях Сентябрьское-СВ и частично Двойное проводилась по цирконам методами SHRIMP, а также ICP-MS. В результате установлены широкие

возрастные колебания в пределах одной пробы. Эти вариации вызывают определенный интерес к возможности установить причины такого разброса. Следует подчеркнуть, что породы, из которых извлекались цирконы, в большей или меньшей степени изменены. Это хорошо устанавливается как по химическому составу, так и по степени корродированности исследуемых цирконов. Среди них присутствуют как зерна с хорошей огранкой, так и кристаллы с корродированными гранями (см. рис. 9).

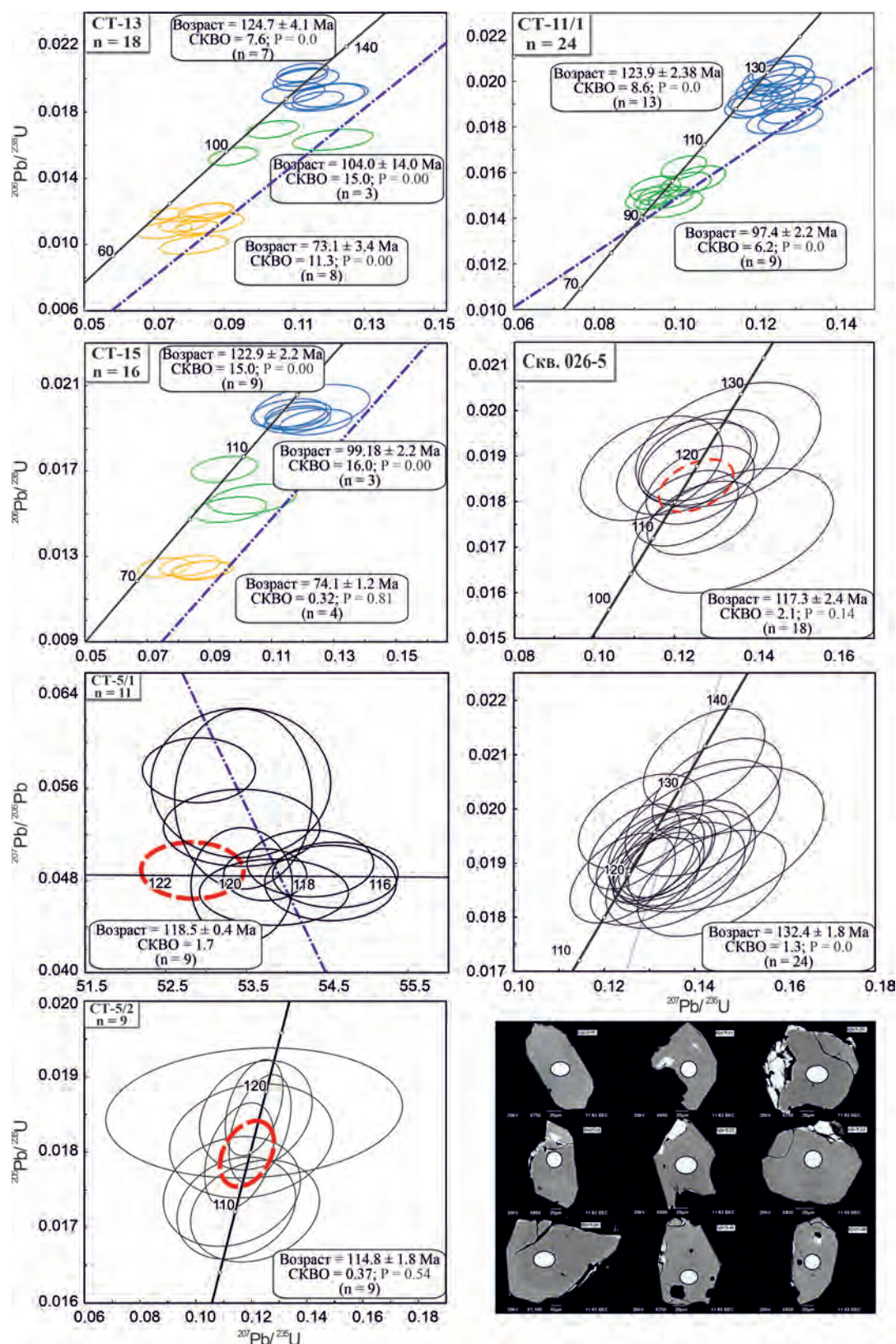


Рис. 9. Определение возраста по цирконам из рудопроявления Сентябрьское.

а-д – покровные образования; е – рудоносная дайка; ж – зерна цирконов. Диаграммы для всех совокупностей анализов по цирконам: размер эллипсов соответствует величине 2σ . Средневзвешенные результаты показаны утолщенными эллипсами (Фор, 1989). Определение возраста пород проводилось в ЦИИ ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) и ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток) методом LA-MC-ICP-MS.

Fig. 9. The Concordia diagrams of U-Pb zircon dating results for samples from the Sentyabr'skoe deposit.

The average weighted results are shown as thickened ovals. Ages were determined in the Center for Isotope Investigations at VSEGEI (St.Petersburg) and at DV GI DVO RAN (Vladivostok) by LA-MC-ICP-MS method.

Установлены широкие колебания концентраций микроэлементов в цирконах, особенно по рудным образцам (см. рис. 8). Тем не менее возник вопрос, не могут ли наиболее “древние” цирконы отражать некоторые события в истории развития вулканоструктур Иллирийского узла в связи с недавним закрытием (150–140 млн лет назад) Южно-Анжуйского океана и динамической обстановкой этого региона (Лаверов и др., 2013). Но характер конкордий по цирконам показывает, что это не может соответствовать данным событиям, более того, наблюдается определенная тенденция, связанная с характером измененных пород, из которых извлекались цирконы. В Сентябрьской рудной структуре, которая, по данным исследователей, представляет собой эксплозивную воронку, рудный процесс сопровождался активной газотермальной и сольфатарной деятельностью (Савва и др., 2016; и др.). Нами было показано, что гидротермальные изменения, которым подверглись породы, влияют и на состав цирконов. Установлено, что в таких цирконах появляется слабая или отсутствует осцилляторная зональность, что связывается с воздействием газов и повышенной температурой. Более того, “гидротермальные цирконы” обогащены V, Ti, Hf, U, Y, а также Yb и другими РЗЭ относительно магматических. Для магматических цирконов характерно “плоское” распределение легких РЗЭ и ряд других признаков.

Как правило, текстурно эти цирконы пористые, в чем повинно, вероятно, кислотное выщелачивание и катионный обмен, а также ряд других факторов. Этот эффект был зафиксирован при исследовании на сканирующем микроскопе. Последнее позволяет утверждать, что гидротермальное изменение цирконов может быть связано с процессами инфильтрации флюидов. Особенно это свойственно золоторудным месторождениям. Для цирконов, подвергшихся такой “переработке”, характерны диаграммы с конкордией, представляющей собой “лестничный рисунок”, а на мультикомпонентной диаграмме РЗЭ разделены блоками по спектрам на слабо, средне и сильно измененные по составу (см. рис. 8).

Безусловно, один из главных вопросов – причина таких изменений, при этом не только для низкотемпературных, но и высокотемпературных элементов. Процесс был изучен на эксплозивных трубках кальдеры вулкана Кудрявый и на Милоградском месторождении (Приморье) (Коржинский и др., 1996; Сахно и др., 2014). Это свойственно структурам, где проявлена высокотемпературная сольфатарная деятельность либо субли-

мация вещества высокотемпературными газами при неравновесных газотранспортных условиях. Такие условия возникают при образовании кальдерных комплексов, приуроченных к глубинным разломам, уходящим глубоко в мантию, в пределах которых формируется поток восходящих углеводородных газов, содержащих рудные элементы, что подтверждается данными формирования рудной минерализации подобных структур (Коржинский и др., 1996; Дистлер и др., 2008).

Альтернативный вариант, который мог бы объяснить такой разброс определений возраста, обычно связывают с ксеногенными цирконами, которые попадают в магму при ее контаминации коровыми породами. Это позволяет предполагать, что магматизм и наличие здесь трубок взрыва в зоне закрытия Южно-Анжуйского океана были связаны с зонами восходящих флюидных потоков. Возможно также предположение, что средой, в которой генерировались расплавы, была молодая океаническая кора (данные анализа Pb-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем). Можно рассматривать и другой вариант с учетом активной геодинамической обстановки этого региона – поток глубинных флюидов, в том числе и рудоносных.

Рудномагматическая система Двойное

Месторождение относится к золото-серебряному эпитепирмальному типу. Оно расположено вблизи Сентябрьской РМС. Как полагают исследователи (Особенности..., 2008; Николаев и др., 2013), оно отвечает малосульфидному типу золото-серебряного оруденения и ассоциирует с кварцадуляровыми прожилками в андезитах и туфах нижней подсвиты Тытыльвеевской свиты (рис. 10).

В пределах площади месторождения, которое в настоящее время разрабатывается, широко распространены андезитовые образования и более древние интрузии и субвулканические породы Иллирийского комплекса. Они проявлены в южной и северной частях месторождения. В пределах месторождения известны дайки андезитов, риолитов, которые прорывают как покровные образования тытыльвеевского комплекса, так и интрузивные массивы.

Петрохимический и микроэлементный состав магматических пород представлен в табл. 4, а также на мультикомпонентных диаграммах, где наблюдается определенное сходство соотношений микро- и редкоземельных элементов рудопроявлений Сентябрьское и Двойное. Существуют и различия, которые отражены на диаграммах (см. табл. 4, рис. 11). Наиболее показателен в этом отношении

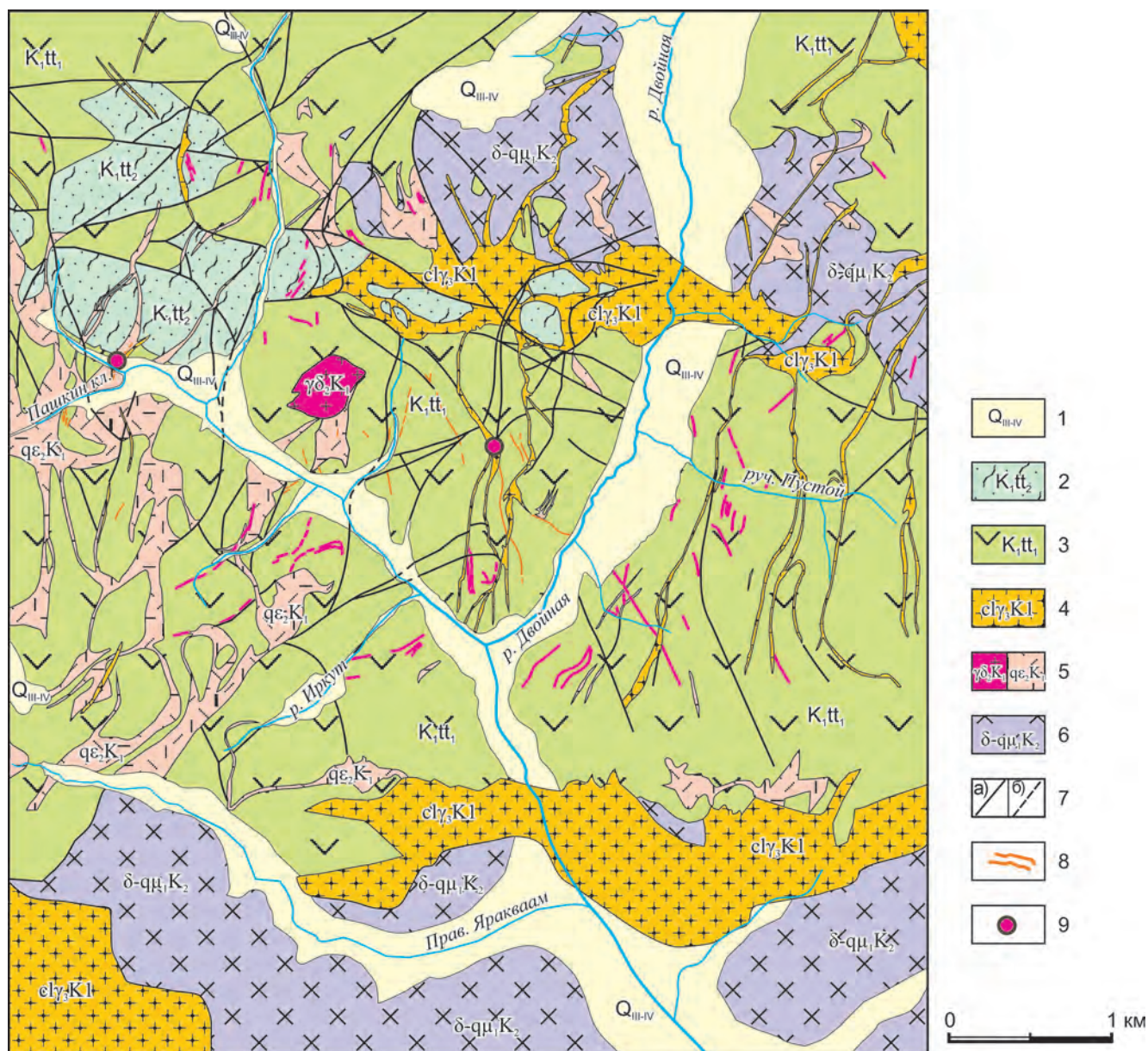


Рис. 10. Схема геологического строения месторождения Двойное по данным (Особенности..., 2008).

1 – верхнечетвертичные аллювиальные и пролювиальные отложения (Q_{III-IV}): пески, галечники, щебень, глыбы, суглинки; 2, 3 – тытыльвеемская свита: 2 – (K_1, tt_2) средняя подсвита, жерловая фация игниспумиты, игнимбриты кислого состава, 3 – (K_1, tt_1) нижняя подсвита: лавы, лавобреккии, туфы, туффиты, туфопесчаники, туфоосадочные сланцы среднего состава; 4–6 – раннемеловые интрузивные образования: 4 – (cl_7, K_1) третья фаза, субщелочные лейкограниты и лейкогранит-порфиры гидрослюдисто-хвартцевые и каолинит кварцевые метасоматиты; кварцевые, кварц-карбонатные, кварц-адуляровые, кварц-хлоритовые жилы и прожилки, 5 – ($\gamma\delta_2, K_1, qe_2, K_1$) вторая фаза: гранодиориты, кварцевые сиениты, кварцевые сиенит-порфиры, кварц-кальцитовые жилы, 6 – ($\delta-q\mu, K_2$) первая фаза: кварцевые монзониты, диориты; 7 – границы разновозрастных подразделений: а – достоверные, б – скрытые под четвертичными отложениями; 8 – рудные жилы; 9 – месторождения.

Fig. 10. Geology of the Dvoynoye deposit from (Osobennosti..., 2008).

1 – upper Cretaceous alluvial and proluvial deposits (Q_{III-IV}): sands, pebbles, rock debris, boulders, and loams; 2, 3 – Tytylveemskaya Formation: 2 – (K_1, tt_2) Middle subformation comprising ignispumites and silicic ignimbrites of volcanic neck facies, 3 – (K_1, tt_1) Lower subformation comprising lava, lava-breccia, tuff, tuffaceous sandstones, mediosilicic tuffaceous argillites; 4–6 – Early Cretaceous intrusive formations: 4 – (cl_7, K_1) subalkaline leucogranites and leucogranite porphyries, hydromicaceous-quartz and kaolinite-quartz metasomatic rocks, quartz, quartz-carbonate, quartz-adularia, and quartz-chlorite veins and veinlets of the third phase, 5 – ($\gamma\delta_2, K_1, qe_2, K_1$) granodiorites, quartz syenites, quartz syenite-porphyries, and quartz-calcite veins of the second phase, 6 – ($\delta-q\mu, K_2$) quartz monzonites, diorites; 7 – lines for age-diverse unite boundaries: a – exposed boundaries, б – hidden boundaries overlapped by Quaternary sediments; 8 – lodes; 9 – deposits.

Таблица 4. Петрохимические (мас. %), микро- и редкоземельные элементы (г/т) представительных магматических пород рудопроявления Двойного
Table 4. Concentrations of major (wt %), trace, and rare-earth elements (ppm) in igneous rocks of the Dvoynoe deposit

Компо- нент	ДВ-1	ДВ-2	ДВ-5	ДВ-6	ДВ-7	ДВ-8	ДВ-9	ДВ-11/1	ДВ-12/1	ДВ-12/2	ДВ-12/4	ДВ-16-06/1	ДВ-16-06/2	ДВ-16-06/3	VO-16-Zr-1-16-503954	504005	504006	504007	504008	504010	504021	504022	504025		
	Ан	Ан	Гр	Р-Д	Рт	Р	Гр	Ан	Ан-г	Дт	Дт	Ан	Ан	Гр	Ан-Д	Р	Гр	Гр-с	Гр-с	Р	Ан	Д	Гр	Д	Гр
SiO ₂	57.94	56.25	74.67	68.38	76.75	76.75	76.72	57.93	56.27	65.16	60.12	56.19	56.98	75.56	57.88	75.47	76.73	67.99	68.74	75.39	60.47	68.44	65.39	56.28	76.30
TiO ₂	0.77	0.80	0.20	0.47	0.07	0.07	0.06	0.69	0.81	0.66	0.73	0.89	0.73	0.11	0.79	0.13	0.09	0.43	0.37	0.10	0.66	0.45	0.69	1.09	0.13
Al ₂ O ₃	16.03	17.00	13.60	14.56	12.39	12.38	12.36	16.06	15.83	13.38	15.83	16.31	14.43	12.19	15.87	12.00	11.75	14.82	14.05	12.79	14.59	14.31	15.09	17.31	12.16
Fe ₂ O ₃	7.99	8.77	1.53	3.50	1.26	1.24	1.20	7.03	8.16	6.37	6.76	9.24	6.75	1.47	8.41	1.58	1.28	3.26	3.24	1.32	6.59	2.83	4.89	7.67	1.70
MnO	0.14	0.17	0.04	0.08	0.04	0.04	0.03	0.17	0.16	0.18	0.13	0.18	0.12	0.06	0.13	0.04	0.02	0.08	0.09	0.04	0.09	0.02	0.03	0.13	0.03
MgO	3.33	4.62	0.25	0.77	0.09	0.13	0.10	3.22	3.39	2.65	2.68	3.35	4.15	0.15	3.59	0.33	0.08	0.68	0.55	0.17	3.13	0.56	1.86	4.07	0.23
CaO	4.44	3.34	0.76	2.62	0.59	0.45	0.19	4.66	3.96	2.94	2.34	2.96	5.89	0.66	6.78	0.83	0.37	1.42	1.76	0.66	0.89	0.52	2.58	7.18	0.55
Na ₂ O	2.72	2.78	4.08	2.86	2.67	3.36	3.14	1.35	1.65	2.05	1.52	2.06	1.88	3.45	2.77	1.19	3.71	3.60	3.73	2.40	0.01	0.29	3.46	2.76	2.39
K ₂ O	3.63	2.46	4.53	5.59	4.70	4.50	4.89	5.61	6.25	3.51	5.98	4.53	4.75	5.03	2.87	5.73	5.39	4.48	4.63	5.02	6.67	9.60	3.60	2.35	4.74
P ₂ O ₅	0.22	0.26	0.06	0.09	0.01	0.02	0.02	0.19	0.21	0.18	0.22	0.32	0.22	0.01	0.20	0.03	0.02	0.13	0.10	0.01	0.18	0.09	0.22	0.30	0.04
H ₂ O ⁻	0.47	0.49	0.22	0.11	0.51	0.45	0.45	0.38	0.59	0.44	0.81	0.58	0.39	0.22	0.18	0.59	0.25	0.31	0.24	0.31	0.64	0.32	0.20	0.29	0.33
П.п.п.	1.89	2.73	0.16	0.68	1.01	0.68	0.54	2.41	2.33	2.12	2.50	3.10	3.83	1.17	0.59	1.69	0.48	2.46	2.05	1.61	5.64	2.39	1.96	0.31	1.27
Σ	99.58	99.66	100.11	99.71	100.10	100.08	99.70	99.69	99.60	99.64	99.62	99.72	100.12	100.08	100.07	99.62	100.1	99.65	99.54	99.81	99.56	99.81	99.96	99.74	99.86
Sc	27.79	26.48	5.482	10.91	5.957	4.734	5.217	19.09	27.3	18.17	21.11	31.89	18.38	5.458	25.56	5.247	3.02	6.16	5.29	3.04	25.64	8.35	11.49	24.45	3.86
V	201.4	167.3	11.59	62.05	9.232	8.654	9.03	144.4	206.1	174.9	166.8	170.5	169.4	15.04	196.6	20.74	9.16	33.12	38.16	18.07	208.1	55.45	74.59	162.7	17.48
Cr	129.3	65.36	81.04	306.8	180.1	196.2	204.8	109.1	118.5	158.4	117.9	82.36	162.1	319.4	145.2	222.1	159.3	360.9	486.0	340.1	292.2	417.6	140.1	286.5	203.2
Co	18.75	19.55	1.295	5.714	0.932	1.261	0.942	13.62	18.79	13.23	14.3	24.44	16.23	1.689	18.73	2.249	1.20	4.03	4.69	2.13	19.27	5.98	7.75	14.46	1.72
Ni	9.618	9.617	3.79	15.4	5.825	6.166	5.326	10.04	11.47	10.03	12.65	23.64	33.26	8.855	12.93	11.27	4.76	9.63	11.48	8.51	28.91	13.07	5.15	8.50	8.44
Cu	59.27	40.31	14.54	31.62	13.19	12.84	13.88	27.2	52.01	27.16	68.25	134.2	43.35	18.37	47.45	13.44	2.54	7.19	17.13	4.20	51.70	27.42	20.19	12.14	3.62
Zn	80.8	100.6	46.2	45.4	25.5	27.8	21.8	90.1	88.8	101.1	100.5	243.8	66.9	38.8	82.7	31.6	26.30	63.11	61.88	12.48	55.59	31.78	28.41	83.96	26.81
Rb	107.9	80.2	125.1	173.5	143.3	146.2	149.9	148.5	178.6	96.34	172.8	118.3	103.5	129.3	69.39	205.1	178.9	165.5	143.3	190.6	477.3	405.5	134.6	74.12	184.3
Sr	378.5	430.8	61.43	224.1	30.33	37.83	36	269	327.2	243.8	229.9	309.5	146.2	54.3	375.5	47.36	17.71	118.3	120.8	47.10	76.35	90.14	386.4	470.0	32.92
Y	20.1	19.52	17.54	21.49	26.54	26.48	25.46	17.51	19.84	16.62	19.78	25.74	14.08	13.11	21.34	19.09	20.92	22.29	21.31	16.95	21.55	25.02	24.36	31.53	21.20
Zr	137.2	166.5	186.5	325.9	105.3	86.66	144.2	152.7	147.9	135.9	155.9	153.1	130.6	88.08	155.1	121	109.2	318.3	308.9	90.4	164.3	316.1	182.9	146.4	135.1
Nb	5.468	6.017	10.16	10.47	9.893	9.184	9.255	5.734	5.351	4.895	5.845	5.995	4.43	7.213	5.452	8.497	13.28	9.83	8.38	6.31	7.57	13.63	10.8	11.95	7.41
Mo	6.234	2.845	5.315	16.57	10.29	13.02	12.44	5.904	5.173	9.489	5.784	4.029	4.41	20.44	7.486	12.6	12.21	23.52	34.36	22.21	14.29	31.66	8.21	15.14	13.61
Cd	0.221	0.151	0.185	0.334	0.156	0.067	0.195	0.126	0.147	0.743	0.17	0.723	0.121	0.139	0.222	0.267	0.01	0.15	0.17	<n.o.	0.18	0.18	0.04	0.15	0.03
Cs	3.29	2.105	2.788	4.265	5.305	5.546	4.843	1.649	2.424	4.526	3.931	8.079	2.834	3.795	6.147	9.419	6.22	12.92	5.45	12.66	57.89	18.36	5.90	4.43	10.15
Ba	594.2	656.4	413.2	788.3	163.8	204.3	198	646	679.4	524.3	1022	772.5	383.6	277.9	612.2	431.8	143.2	683.6	694.9	274.1	255.0	637.3	1203	833.2	369.5
La	18.71	18.43	14.24	28.92	17.88	16.41	17.6	17.63	17.42	16.62	18.51	18.11	14.19	21.55	16.38	22.45	22.61	36.34	35.61	24.60	19.72	28.12	39.25	28.46	27.20
Ce	37.61	38.44	28.29	55.79	34.8	32.42	35.57	36.14	36.51	35.18	36.36	38.6	29.24	38.47	35.42	43.21	58.40	70.40	59.49	47.01	44.00	58.70	74.88	60.71	54.08
Pr	4.65	4.685	3.455	6.962	4.554	3.997	4.349	4.695	4.354	4.087	4.835	5.255	3.671	4.084	4.441	5.031	4.58	6.76	5.62	4.09	4.45	6.01	7.39	6.35	5.13
Nd	19.6	19.9	13.03	24.2	16.8	14.93	16.64	16.58	20.25	17.11	18.69	22.41	14.93	13.33	19.01	17.58	15.82	24.82	20.28	13.33	17.39	21.20	27.43	25.55	17.93
Sm	4.073	4.374	2.953	4.843	3.994	3.513	4.12	3.878	4.14	3.753	4.097	5.102	3.101	2.495	3.986	4.076	2.96	4.49	3.77	2.51	3.52	4.15	5.19	5.26	3.37
Eu	1.004	1.099	0.403	0.8	0.166	0.145	0.162	1.07	1.128	0.886	0.925	1.368	0.764	0.225	1.003	0.32	0.10	0.95	0.75	0.17	0.71	0.59	1.18	1.49	0.25

Таблица 4. Окончание
Table 4. Ending

Компо- нент	ДВ-1	ДВ-2	ДВ-5	ДВ-6	ДВ-7	ДВ-8	ДВ-9	ДВ-11/1	ДВ-12/1	ДВ-12/2	ДВ-12/4	ДВ-16-06/1	ДВ-16-06/2	ДВ-16-06/3	VO-16-0004	Zr-1-16-18	503954	504005	504006	504007	504008	504010	504021	504022	504025
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
	Ан	Ан	Гр	Р-Д	Рт	Р	Гр	Ан	Ан-т	Дт	Дт	Ан	Ан	Гр	Ан-Д	Р	Гр	Гр-с	Гр-с	Р	Ан	Д	Гр	Д	Гр
Gd	3.944	4.175	2.691	4.224	4.297	4.094	3.72	3.825	4.297	3.432	4.463	5.245	2.91	2.742	4.28	3.213	2.54	4.00	3.43	2.26	3.24	3.69	4.62	5.03	2.94
Tb	0.675	0.555	0.412	0.567	0.68	0.647	0.652	0.579	0.609	0.51	0.6	0.782	0.343	0.336	0.635	0.522	0.39	0.55	0.46	0.33	0.46	0.54	0.61	0.74	0.43
Dy	3.924	4.072	3.371	3.979	4.332	4.701	4.328	3.549	3.346	2.794	3.911	5.021	2.769	2.446	3.694	2.878	2.50	2.98	2.63	1.99	2.72	3.13	3.25	4.28	2.53
Ho	0.786	0.842	0.627	0.787	0.859	1.044	1.033	0.785	0.849	0.618	0.693	1.072	0.441	0.53	0.768	0.653	0.53	0.58	0.54	0.42	0.56	0.64	0.64	0.84	0.55
Er	2.869	2.686	2.318	2.519	3.181	3.29	3.128	2.289	2.011	1.854	2.267	2.97	1.421	1.479	2.271	2.535	1.76	1.84	1.67	1.38	1.74	2.03	1.82	2.54	1.81
Tm	0.382	0.39	0.352	0.352	0.526	0.464	0.548	0.335	0.35	0.283	0.359	0.454	0.237	0.228	0.352	0.33	0.28	0.26	0.25	0.21	0.26	0.30	0.25	0.35	0.28
Yb	2.386	2.316	2.761	2.53	3.808	3.637	3.828	2.074	2.372	2.119	2.17	2.854	1.654	1.829	2.491	2.508	1.97	1.80	1.73	1.52	1.66	2.03	1.58	2.27	2.02
Lu	0.369	0.386	0.384	0.447	0.504	0.546	0.527	0.318	0.339	0.305	0.349	0.427	0.237	0.273	0.374	0.361	0.30	0.26	0.25	0.23	0.24	0.30	0.22	0.32	0.30
Hf	4.329	4.561	5.283	7.817	4.136	3.865	4.476	3.899	3.933	3.356	4.211	3.637	3.291	2.301	4.129	3.801	2.18	8.63	9.22	3.74	4.97	10.80	5.37	4.86	4.85
Ta	0.447	0.464	0.935	1.05	1.073	1.198	0.923	0.444	0.443	0.419	0.457	0.467	0.368	0.657	0.541	0.851	1.18	1.08	1.00	1.64	0.61	1.19	1.24	1.11	1.28
W	7.123	4.281	5.01	15.66	8.693	10.15	10.8	6.801	5.569	8.793	6.286	5.712	4.291	16.4	6.721	10.38	6.22	13.76	16.88	11.28	7.37	15.16	8.34	8.21	6.97
Pb	14.54	26.8	28.82	42.24	23.68	25.72	19.41	17.5	14.96	26.09	17.44	47.39	20.89	31.77	16.02	16.48	25.89	31.69	40.41	25.92	24.96	35.03	12.37	12.39	20.40
Th	10.36	10.71	19.22	28.06	22.92	20.87	21.67	9.524	9.494	9.263	11.96	9.9	9.172	20.43	9.124	17.78	26.40	19.19	18.10	21.26	14.95	29.66	14.32	5.99	18.17
U	3.551	3.886	4.248	9.93	3.764	4.08	3.624	3.117	3.386	3.076	4.157	2.893	3.338	4.78	3.486	2.554	4.81	5.35	5.33	9.40	5.38	10.37	2.63	1.41	3.42

такой элемент, как европий (европиевый и неодимовый минимумы), что характерно для комплекса дифференцированных щелочно-салических типов пород. Более того, для пород среднего состава типичны низкие концентрации ниобия, близкие к островодужному типу андезитов. Практически для пород всех ранних массивов гранитоидов средних и кислых (интрузивных и дайковых) свойственно преобладание калия над натрием, что определяет генетический тип всего комплекса, отнесенного к породам натрий-калиевого ряда с повышенным содержанием калия. Также для большинства пород отмечаются пониженные содержания церия (см. рис. 11). Для пород вулканических и интрузивных комплексов характерны несколько повышенные концентрации иттербия.

Определения возраста пород проводились на основе цирконометрии (SHRIMP-методом), а возраста оруденения – по адулярам из рудных зон К-Аг методом (рис. 12). Данные возрастов по цирконам в большинстве случаев совпадают, что позволяет определять магматические этапы. Ранний (121–115 млн лет) связан с проявлением гранитов, грано-сиенитов ранних фаз илирнейского интрузивного комплекса. Как было отмечено выше, они отличаются высокой щелочностью, особенно грано-сиениты. Ранние фазы илирнейского комплекса синхронны началу формирования древней кальдеры обрушения, а с более поздней фазой магматизма, главным образом дайковой (96–93 млн лет), связано оруденение. Эти породы (монцограно-диориты, андезитовые дайки) с монцитонитовой спецификой относятся к породам андезитового ряда. Возраст оруденения, определенный по адулярам, соответствует интервалу $(88 \pm 3) - (87 \pm 3)$ млн лет. Это позволяет сделать вывод о том, что возраст оруденения и в Сентябрьской, и в Двойном РМС связан с одной эпохой. Аналогичные данные о возрасте магматизма и связанного с ним оруденения были получены для золото-серебряных РМС Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, что позволяет предполагать трансрегиональный характер проявления этапа магматизма, с которым связано и проявление золото-серебряного оруденения. Следует подчеркнуть и главную петрогеохимическую особенность – монцитонитовый тип рудоносного магматизма этого региона.

ОСОБЕННОСТИ МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД РМС РУДНЫХ УЗЛОВ

Сопоставляя магматизм двух рудных узлов, отметим некоторое сходство по петрогеохимическому составу интрузивных пород, а именно – их монцитонитовость. Более значимые различия характерны для пород кремнекислого состава, которые в определенной степени отражают условия генера-

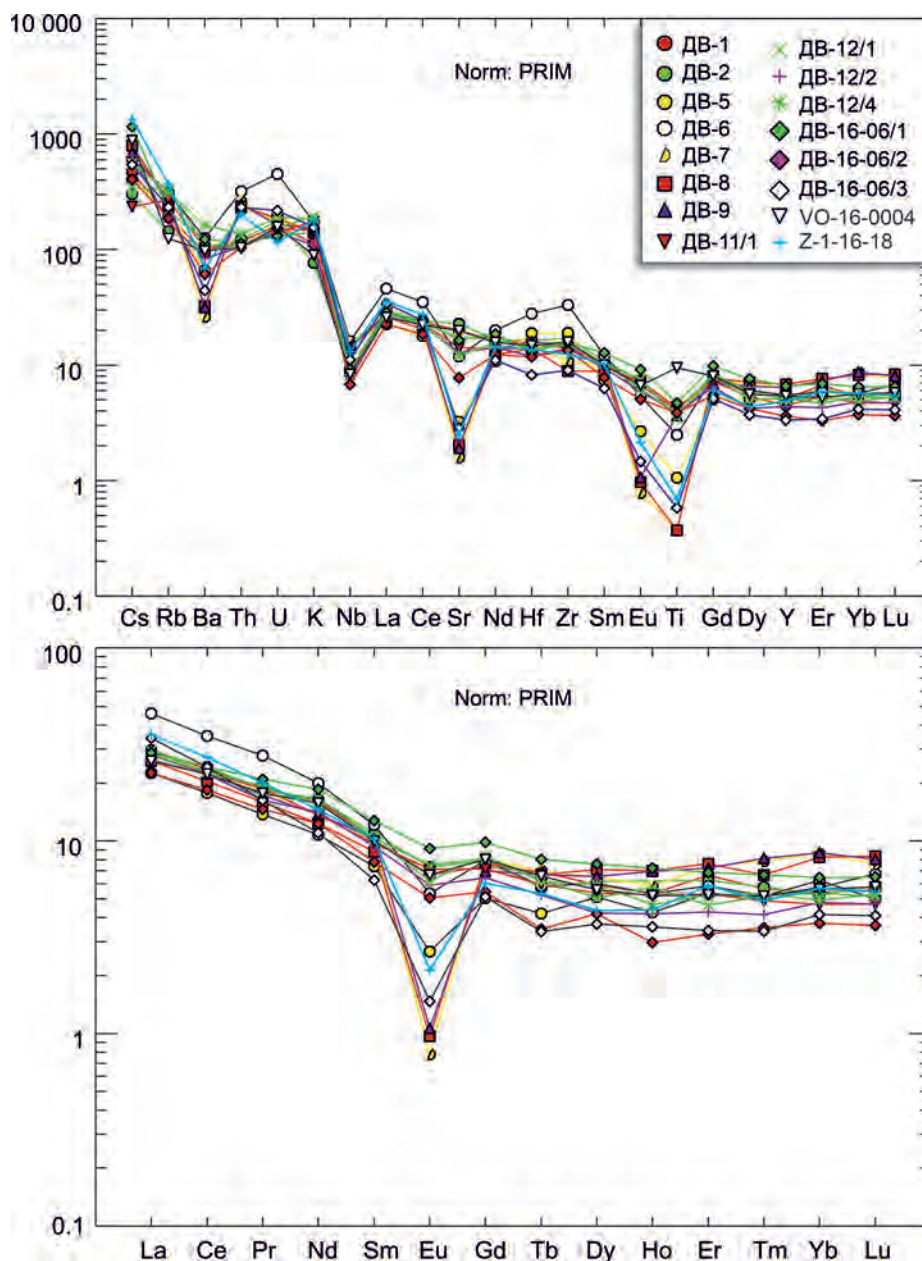


Рис. 11. Мультикомпонентные диаграммы (спайдер-диаграммы) микро- и редкоземельных элементов, магматических пород месторождения Двойное, нормированных по примитивной мантии.

Fig. 11. Primordial mantle normalized trace and REE spider-diagrams for igneous rocks of the Dvoynoe deposit.

ции магм. Соотношения таких индикаторных элементов, как Nb/Ta, La/Yb, Ta/Yb–SiO₂, Zr/Hf и др., позволяют решать многие вопросы генерации и условий взаимодействия глубинных магм с породами коры и судить о роли флюидной составляющей в рудообразовании (рис. 13).

Рассмотрение рудно-магматических систем Купольского (см. рис. 13а–в) и Илирнейского (см. рис. 13г, д) рудных узлов выявляет определенную специфику и в эволюции магматизма в РМС. Это отражается на диаграммах соотношений микроэле-

ментов. Так, для магматических пород Купольского рудного узла значения соотношений Nb/Ta–Zr/Hf располагаются в области ниже мантийной корреляции, что свойственно для РМС Купол и Морошка. Но для РМС Токайской и Прикуп значения этих отношений лежат выше этой линии, что позволяет предполагать несколько иной процесс взаимодействия основных магм с веществом коры. Эту особенность можно рассматривать и как процесс петрогенезиса, в котором участвовало вещество неистощенной мантии (Wilson, 2007).

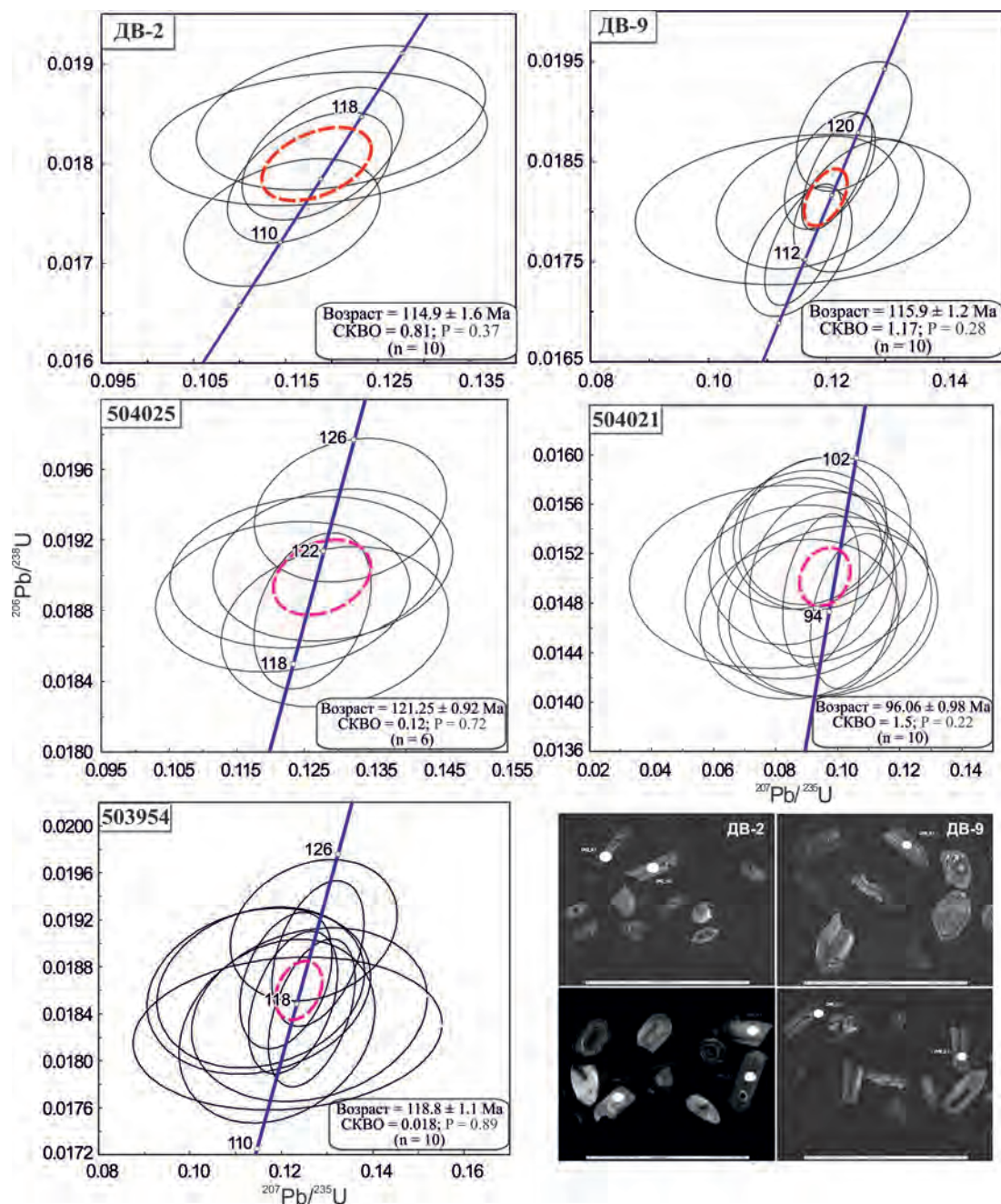


Рис. 12. SHRIMP датирования цирконов из рудного комплекса Двойное.

а-б – покровные образования кальдеры; в-д – древняя кальдера обрушения: ранняя фаза – 504025, граниты и сиениты Илирнейской фазы; 504021 – гранит молодой кальдеры, с которыми связано оруденение; е – зерна цирконов. Диаграммы для всех совокупностей анализов по цирконам: размер эллипсов соответствует величине 2σ. Средневзвешенные результаты показаны утолщенными эллипсами [Фор, 1989]. Определение возраста пород проводилось в ЦИИ ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург).

Fig. 12. The Concordia diagrams of U-Pb zircon dating results for samples from the Dvoynoe.

Ancient collapse caldera: early phase – 504025, granites and syenites of the Ilirney group; 504021 – ore-bearing granites of young caldera. Ages were determined in the Center for Isotope Investigations at VSEGEI (St.Petersburg).

В Илирнейском рудном узле магматические образования представлены Тытыльвиемским вулканогенным комплексом, в пределах которого извест-

но рудопроявление Сентябрьское, а южнее, в районе месторождения Двойное, где проявлен крупнообъемный магматизм (граниты, грано-диориты,

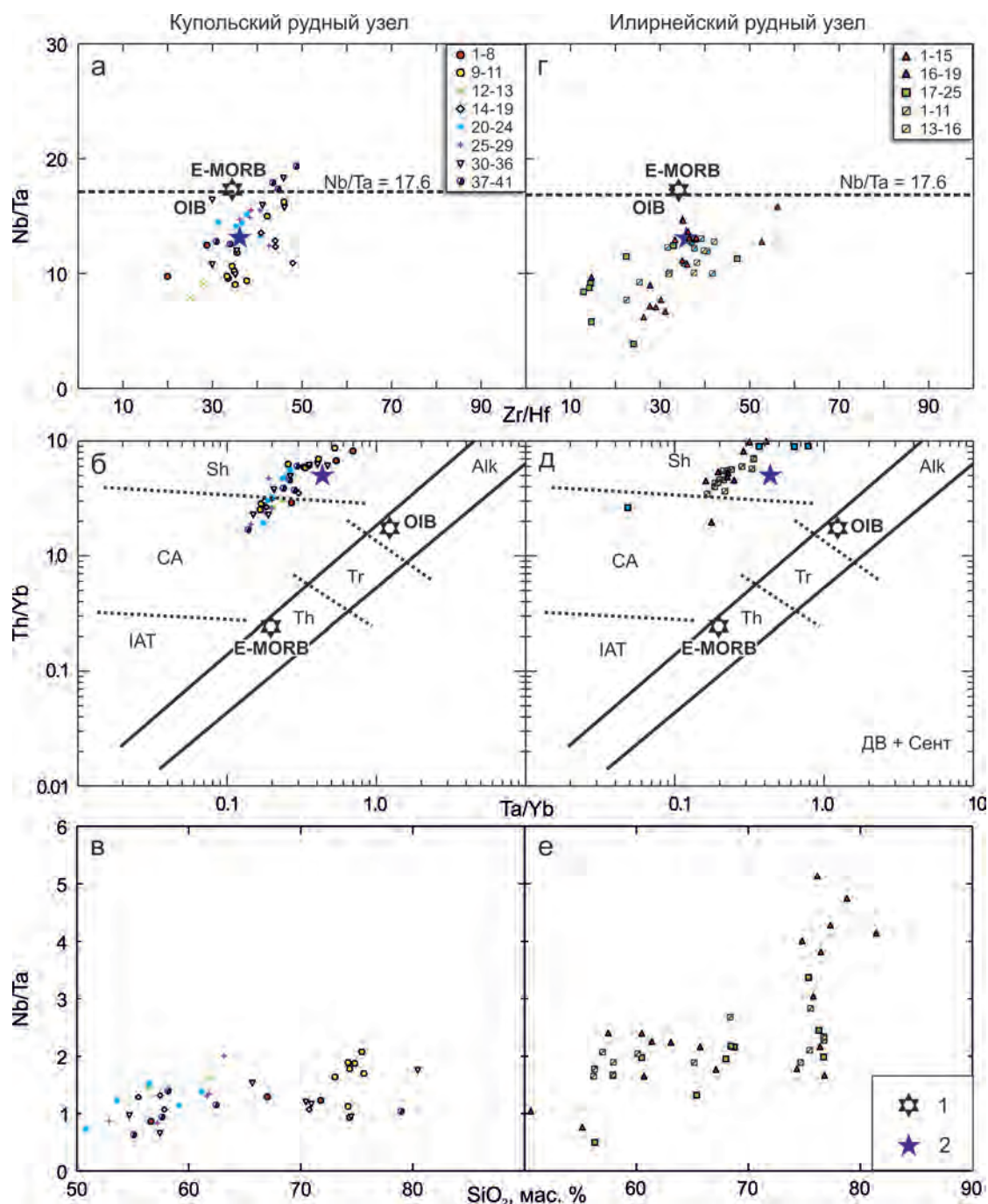


Рис. 13. Геохимические диаграммы Zr/Hf–Nb/Ta, Th/Yb–Ta/Yb, SiO₂–Nb/Ta для вулcano-интрузивных комплексов Купольского (а, б, в) и Илирнейского (г, д, е) рудных узлов Западной Чукотки (Pearce, 1982; Тихомиров и др., 2017; и др.).

Индексы полей: WPB – внутриплитные базальты, PMB – базальты прочих геохимических типов; N-MORB, E-MORB – внутриплитные толеиты, IAT – толеиты островных дуг, CA – известково-щелочные серии, Sh – шощонитовые серии, Th – толеиты срединно-океанических хребтов, Tr – субщелочные внутриплитные серии и переходные серии срединно-океанических хребтов, Alk – щелочные внутриплитные серии; 1 – средние составы E-MORB и OIB, 2 – средний состав верхней континентальной коры.

Fig. 13. Zr/Hf–Nb/Ta, Th/Yb–Ta/Yb, and SiO₂–Nb/Ta diagrams for igneous complexes of the Kupol (a, б, в) and the Ilirney (г, д, е) ore clusters in Western Chukotka, after (Pearce, 1982; Tikhomirov et al., 2017; and others).

Abbreviations: E-MORB – enriched midocean-ridge basalt, OIB – ocean island basalt, IAT – island-arc tholeiite, CA – calc-alkali series, Sh – shoshonite series, Th – midoceanic-ridge tholeiite, Tr – subalkali within-plate and transitional midoceanic-ridge series, Alk – alkali within-plate series; 1 – average compositions of E-MORB and OIB, 2 – average composition of upper continental crust.

грано-сиениты и дайки диоритов и андезитов), область значений отношений Nb/Ta–Zr/Hf располагается ниже мантийной корреляции (см. рис. 13). Тем не менее вся совокупность магматических пород для Купольского и Илирнейского РМС, по данным петрогеохимического анализа, располагается в области переходных петрогеохимических типов от известково-щелочной к субщелочной шопоновитовой серии. Следует подчеркнуть, что для РМС Купольского узла характерен более протяженный тренд. Но покровные вулканы этих РМС полностью располагаются в области субщелочной серии, что отражено на диаграммах Th/Yb–Ta/Yb. Для магматитов Илирнейского узла отмечается та же особенность, но несколько укороченный тренд (см. рис. 13).

Анализируя эти данные, можно сделать выводы о том, что в петрогенезисе магматических пород участвовали породы неистощенной мантии, а вариации этих отношений, возможно, отражают неоднородность состава протолита (Wilson, 2007; Тихомиров и др., 2017; и др.). Как отмечалось выше, и в Илирнейском, и в Купольском рудных узлах среди магматитов преобладают кислые породы (гранитоиды, грано-диориты, лейкограниты, риолиты, андезито-дациты). На диаграмме Nb/Ta–SiO₂ отмечается разброс значений этих соотношений для РМС обоих рудных узлов. Но анализ диаграмм для РМС региона выявляет определенные различия, связанные со спецификой петрогенезиса пород двух регионов (см. рис. 13в, е). Если считать, что кислые разности рудоносных магматических комплексов этих регионов имеют характеристики вещества коры и глубинных протолитов, то, исходя из анализа изотопных данных (Сахно и др., 2016), более реальным является процесс смешения мантийных и коровых магм.

Для магматитов Илирнейского узла на диаграмме Nb/Ta–SiO₂ этот процесс подтверждается трендом зависимости между SiO₂ и отношением Nb/Ta и объемным накоплением кислых вулканитов в составе Тытыльвеевской свиты, а также объемным формированием интрузивов Илирнейского комплекса как производных смещения коровых магм с веществом глубинного источника. Это проявляется и в разбросе отношений на диаграмме Nb/Ta–SiO₂. Выделяются две области: с низкой зависимостью этих отношений и кремнекислотностью пород (ниже 70% SiO₂) как для РМС Двойного, так и Сентябрьского. Выше этого уровня по кремнекислотности зависимость резко возрастает с ростом значений Th/Nb, что, возможно, связано с высокой степенью дифференциации расплава и увеличения содержания тория при высокой доле в расплаве фторводородной флюидной фазы, что привело к эксплозивному взрыву и формированию трубки взрыва (Сентябрьское-СВ).

В породах РМС Купольского рудного узла (Купол, Морошка, Токай, Прикуп) соотношения Nb/Ta–SiO₂ практически не меняются от основных пород (андезито-базальты, андезиты) до риодацитов и риолитов как в дорудных, так и в пострудных магматических фазах. Эта тенденция, возможно, связана с относительной однородностью протолита или является следствием процесса фракционирования в кислых магмах, что отражается также в характере поведения REE (Тихомиров и др., 2017). Возможна и другая версия – влияние состава флюидных комплексов в расплаве. Это подтверждается присутствием в минералах и породах РМС Купол и других восстановительного флюида – метана (Сахно и др., 2014, 2016). Из геологических, петрогеохимических и других данных следует сделать вывод о том, что РМС Илирнейского и Купольского рудных узлов формировались при различных тектонических режимах и в различном временном интервале, в соответствии с возрастом главных фаз магматизма. Но если учесть, что в Илирнейском узле рудогенерирующие фазы магматизма определялись поздними внедрениями, а именно дайковыми, экструзивными телами и малообъемными интрузивами среднекислого состава, то на основе сравнения индикаторных отношений в этих двух рудных узлах выявляется некоторое сходство условий формирования рудных фаз. Можно предположить, что оно определялось близкими геодинамическими условиями в сравнительно узком временном интервале, связанным с режимом формирования трансформной окраины и проявлением трансрегионального магматизма – Восточно-Азиатским линейamentом по окраине Азиатского континента, протяженность которого более 8 тыс. км (Вулканические пояса..., 1984; Сахно, 2001).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Определение возраста магматических комплексов в Илирнейском и Купольском рудных узлах на основе цирконометрии (SHRIMP-метод) показало, что магматиты в пределах РМС имеют различный возраст: в Илирнейском рудном узле, где магматизм представлен более ранними вулканидами Тытыльвеевского комплекса (Сентябрьское) и крупнообъемными массивами гранитоидов (Двойное), он проявлен в пределах от 121 до 115 млн лет. Но оруденение в этих двух РМС сопряжено с более поздним этапом – внедрением даек монцо-гранодиоритов и андезитов с возрастным интервалом 93.5–95.0 млн лет. Возраст оруденения (по адуляру) из рудной зоны определен в интервале (89–85) ± 2 млн лет. РМС Купол и другие рудопроявления сопряжены с Мечкереvской вулcano-структурой, осложненной проcадками (кальдерами) и представляющей собой палеовулкан сложного строения. Магмо- и рудо-

контролирующими структурами высокого порядка являются Средне-Кайемравеевский субмеридианальный разлом и ряд других разломов северо-западного направления.

Возраст как покровных, так и дайковых пород, определенный SHRIMP-методом по цирконам, составляет: в Купольском РМС – покровного туфа (кислого состава) – 94.8 ± 1.4 млн лет, а верхних покровных андезитов из нижнего разреза – 94.5 ± 2 и флюидалных дацитов – 89.5 ± 2 млн лет. Возраст пострудных даек (среднее из трех определений) – 88.89 ± 0.87 млн лет. Это позволяет предполагать, что возраст оруденения месторождения Купол отвечает интервалу 88–89 млн лет.

В Илirianейском рудном узле наибольшим распространением пользуются экструзивные магматиты и крупнообъемные гранитоидные массивы. Поздняя фаза связана с внедрением даек и экструзий (94–93 млн лет). Эти данные позволяют считать, что рудогенез в Илirianейском (Двойное, Сентябрьское) и Купольском (Купол, Морошка и др.) РМС связаны с магматизмом: в Илirianейском – с поздним завершающим этапом, а в Купольском – с активной фазой его проявления. Следовательно, магматизм и оруденение сопряжены во времени (поздний альб–сеноман?) и представляют собой единый эволюционный процесс во всех РМС этого региона. Результаты анализа микро- и редкоземельных элементов и их индикаторных отношений позволяют считать, что магматические породы этих РМС имеют смешанную мантийно-коровую природу источника расплавов и, соответственно, флюидов глубинного и корового происхождения.

Из анализа РМС Купольского и Илirianейского рудных узлов можно предположить, что рудообразование в этом регионе связано с единым этапом активизации глубинных процессов и мантийно-коровым взаимодействием с участием глубинных (мантийных) флюидов. Масштабность этого процесса и характер связанного с ним оруденения определялись длительностью его проявления. Как следует из публикаций (Николаев и др., 2013; Сахно и др., 2014, 2016; и др.), эти вопросы частично уже обсуждались ранее.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белый В.Ф. (1977) Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 171 с.
- Белый В.Ф. (1978) Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 213 с.
- Бортников Н.С., Лобанов К.В., Галамов А.В., Лаломов А.В., Мурашо К.Ю., Викентьев И.В., Тарасов Н.Н., Дистлер В.В., Аристов В.В., Чижова И.А. (2014) Арктические ресурсы стратегических металлов в глобальной перспективе. *Изучение и освоение природных ресурсов Арктики*. М.: Наука, 40–48.
- Вартанян С.С., Лоренц Д.А., Сергиевский А.П., Щепотьев Ю.М. (2005) Золото-серебряные руды Кайемравеевского узла (Чукотский АО). *Отчет. геология*, (4), 10–16.
- Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Травин А.В., Верниковская А.Е., Жданова А.И. (2013) Возраст фундамента и геодинамические модели для ключевых структур Восточной Арктики. *Геологическая модель эволюции Арктики в мелу и кайнозое на основе геологических данных*. М.: Наука, 45–54.
- Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Савва Н.Е., Сидоров А.А., Бянкин М.А., Уютнов К.В., Колова Е.Е. (2012) Рудообразование на Au-Ag эпитеpмальном месторождении Купол по данным изучения включений (Северо-Восток России). *Геол. рудн. месторождений*, **54**(4), 350–359.
- Вулканические пояса Востока Азии. Геология и металлогения. (1984) М.: Наука, 504 с.
- Геологическая карта России и прилегающих акваторий. М-6 1 : 250 000. (2012) (Гл. ред. О.В. Петров). Мин-во природных ресурсов и экологии РФ, ВСЕГЕИ.
- Глухов А.Н. (2008) Региональная геологическая позиция, структура и минералого-геохимическая зональность золото-серебряного месторождения Купол. *Вестник СВНЦ ДВО РАН*, (3), 34–45.
- Григорьев И.В., Курашко В.В., Коган В.Б. (2012–2014) Отчет о результатах проведения разведочных работ на рудопроявлении Морошка. Магадан: KINROSS.
- Дистлер В.В., Диков Ю.П., Юдовская М.А., Чаплыгин И.В., Булеев М.И. (2008) Платино-хлор-фосфор-углеводородные комплексы в вулканических флюидах – первая находка в земной обстановке. *Докл. АН*, **420**(2), 217–220.
- Коржинский М.А., Ткаченко С.И., Булгаков Р.Ф., Шмулович К.И. (1996) Составы конденсатов и самородные металлы в сублиматах высокотемпературных газовых струй вулкана Кудрявый (о-в Итуруп, Курильские острова). *Геохимия*, (12), 1175–1182.
- Кравцов В.С., Белый В.Ф., Волков А.В., Алексеев В.Ю., Сидоров А.А., Томсон И.Н. (2005) Региональная геолого-структурная позиция золото-серебряного месторождения Купол (Чукотка). *Докл. АН*, **404**(2), 216–219.
- Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шипилов Э.В. (2013) Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и примыкающей территории для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России. *Геотектоника*, (1), 3–35.
- Николаев Ю.Н., Прокофьев В.Ю., Аппетанин А.В., Власов Е.А., Бакшеев И.А., Калько И.А., Комарова Я.С. (2013) Золото-теллуридная минерализация Западной Чукотки: минералогия, геохимия и условия образования. *Геол. рудн. месторождений*, **54**(2), 114–144.
- Особенности геологического строения золото-серебряного месторождения “Купол”. (2008) Магадан: KINROSS, 31 с.
- Прокофьев В.Ю., Волков А.В., Сидоров А.А., Савва Н.Е., Колова Е.Е., Уютнов К.В., Бянкин М.А. (2012) Геохимические особенности рудообразующего флюида Au-Ag-эпитеpмального месторождения Купол (Северо-Восток России). *Докл. АН*, **447**(4), 433–436.
- Савва Н.Е., Колова Е.Е., Фомина М.И., Курашко В.В., Волков А.В. (2016) Золото-полиметаллическое оруденение в эксплозивных брекчиях: минералого-гене-

- тические аспекты (м-е Сентябрьское СВ, Чукотка). *Вестник СВНЦ ДВО РАН*, (1), 16-36.
- Сахно В.Г. (2001) Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 338 с.
- Сахно В.Г., Баринов Н.Н., Карась О.А., Ивин В.В., Пипко М.С., Цурикова Л.С. (2014) Петролого-геохимические и изотопные критерии прогноза большеобъемности золото-серебряной рудоносности вулканоструктур чукотского сектора арктического побережья России. <http://www.ras.ru/scientificactivity/rasprograms/arctic.aspx>
- Сахно В.Г., Григорьев Н.В., Курашко В.В. (2016) Геохронология и изотопно-геохимические особенности генезиса магматических комплексов золото-серебряных рудно-магматических систем чукотского сектора арктического побережья России. *Докл. АН*, **468**(3), 297-303.
- Сидоров А.А., Белый В.Ф., Волков А.В. (2007) Геология и условия образования уникального золото-серебряного месторождения на Чукотке. *Докл. АН*, **412**(2), 234-239.
- Соколов С.Д., Тучкова М.И., Бондаренко Г.Е. (2010) Тектоническая модель Южно-Ануйской сутуры и ее роль в формировании структур Восточной Арктики. *Строение и история развития литосферы*. М.: Paulsen, 204-227.
- Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П. (2015) Тектоника Южно-Ануйской сутуры (Восток Азии). *Геотектоника*, (1), 5-30.
- Тихомиров П.Л., Прокофьев В.Ю., Калько И.А., Аплеталин А.В., Николаев Ю.Н., Кобаяси К., Накамура Э. (2017) Постколлизийный магматизм Западной Чукотки и раннемеловая тектоническая перестройка Северо-Востока Азии. *Геотектоника*, (2), 32-54.
- Фор Г. (1989) Основы изотопной геологии. Пер. с англ. М.: Мир, 291 с.
- Grantz A., Clark D.L., Phillips R.L. (1998) Phanerozoic stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada basin, and the geometry and timing of rifting in the Amerasia basin, Arctic Ocean. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **110**, 801-820.
- Pearce J.A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. Ed. R. Thorpe. Wiley, Chichester, 525-548.
- Wilson M. (2007) Igneous Petrogenesis: a Global Tectonic Approach. Springer, 466 p.
- prospect. *Izuchenie i osvoenie prirodnikh resursov Arktiki* [Study and assimilation of natural resources of the Arctic]. Moscow, Nauka Publ., 40-48. (In Russian)
- Distler V.V., Dikov Yu.P., Yudovskaya M.A., Chaplygin M.I. (2008) Platinum-chlorine-phosphorus-hydrocarbon complexes in volcanic fluids – first finding in terrestrial environments. *Dokl. Akad. Nauk*, **420**(2), 217-220. (In Russian)
- For G. (1989) *Osnovy izotopnoi geologii* [Principles of isotope geology]. Moscow, Mir Publ., 291 p. (In Russian)
- Glukhov A.N. (2008) Regional position, structure and mineralogical and geochemical zonality of the Kupol gold-silver deposit. *Vestnik SVNTs DVO RAN*, (3), 34-45. (In Russian)
- Grantz A., Clark D.L., Phillips R.L. (1998) Phanerozoic stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada basin, and the geometry and timing of rifting in the Amerasia basin, Arctic Ocean. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **110**, 801-820.
- Grigor'ev I.V., Kurashko V.V., Kogan V.B. (2014) *Otchet o rezul'tatakh razvedochnykh rabot na rudoproyavlenii Moroshka* [Report on the results of exploration at the Moroshka ore manifestation]. Magadan, KINGROSS Publ., (In Russian)
- Korzhinskii M.A., Tkachenko S.I., Bulgakov R.F., Shmulovich K.I. (1996) Condensate composition and native metals from sublimates of high-temperature effluxes of Kudryavy volcano (Iturup Island, the Kuril Islands). *Geokhimiya*, **12**, 1175-1182. (In Russian)
- Kravtsov V.S., Belyi V.F., Volkov A.V., Alekseev V.Yu., Sidorov A.A., Tomson I.N. (2005) Regional geological position and structure of the Kupol gold-silver deposit, Chukotka. *Dokl. Akad. Nauk*, **404**(2), 216-219. (In Russian)
- Laverov N.P., Lobkovskii L.I., Kononov M.V., Dobretsov N.L., Vernikovskii B.A., Sokolov S.D., Shipilov E.V. (2013) Geodynamic model of the Arctic basin and adjacent territories for Mesozoic and Cenozoic and outer boundary of the continental shelf of Russia. *Geotektonika*, (1), 3-35. (In Russian)
- Nikolaev Yu.N., Prokof'ev V.Yu., Apletanin A.V., Vlasov E.A., Bakheev I.A., Kal'ko I.A., Komarova Ya.S. (2013) Gold-telluride mineralization of West Chukotka: mineralogy, geochemistry and formation conditions. *Geol. Rudn. Mestorozhdenii*, **54**(2), 114-144. (In Russian)
- Osobennosti geologicheskogo stroeniya zoloto-serebryanogo mestorozhdeniya "Kupol"* [Features of geological structure of the Kupol gold-silver deposit]. Magadan, KINROSS Publ., 2008, 31 p. (In Russian)
- Pearce J.A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. Ed. R. Thorpe. Wiley, Chichester, 525-548.
- Prokof'ev V.Yu., Volkov A.V., Sidorov A.A., Savva N.E., Kolova E.E., Uyutnov K.V., Byankin M.A. (2012) Geochemical features of the ore-forming fluid in the Kupol gold-silver epithermal deposit (Northeastern Russia). *Dokl. Akad. Nauk*, **447**(4), 433-436. (In Russian)
- Sakhno V.G. (2001) *Pozdnemezozoisko-kainozoiskii kontinental'nyi vulkanizm Vostoka Azii* [Late Mesozoic-Cenozoic continental volcanism of East Asia]. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 338 p. (In Russian)
- Sakhno V.G., Barinov N.N., Karas' O.A., Ivin V.V., Pipko M.S., Tsurikova L.S. (2014) Petrological and geo-

REFERENCES

- chemical isotopic criteria for projection of voluminal gold-silver ore mineralization in volcanic formations of the Chukotka sector of the Arctic coast of Russia. <http://www.ras.ru/scientificactivity/rasprograms/arctic.aspx>
- Sakhno V.G., Grigor'ev N.V., Kurashko V.V. (2016) Geochronology and isotope-geochemical features of genesis of magmatic complexes and related gold and silver-bearing ore-magmatic systems from the Chukotka sector of the Arctic coast of Russia. *Dokl. Akad. Nauk*, **468**(3), 297-303. (In Russian)
- Savva N.E., Kolova E.E., Fomina M.I., Kurashko V.V., Volkov A.V. (2013) Gold-polymetallic mineralization in explosive breccias of the Sentyabrskoe deposit (northeastern Chukotka): mineralogical and genetic aspects. *Vestnik SVNTs DVO RAN*, (1), 16-36. (In Russian)
- Sidorov A.A., Belyi V.F., Volkov A.V. (2007) Geology and formation conditions of a unique gold-silver deposit of Chukotka. *Dokl. Akad. Nauk*, **412**(2), 234-239. (In Russian)
- Sokolov S.D., Tuchkova M.I., Bondarenko G.E. (2010) Tectonic model of the South Anyui suture zone and its role in the formation of structural pattern of Eastern Arctic. *Stroyeniye i istoriya razvitiya litosfery* [Structure and evolution history of lithosphere]. Moscow, Paulsen Publ., 204-227. (In Russian)
- Sokolov S.D., Tuchkova M.I., Ganelin A.V., Bondarenko G.E., Leier P. (2015) Tectonics of the South Anyui suture zone (East Asia). *Geotectonika*, (1), 5-30. (In Russian)
- Tikhomirov P.L., Prokofiev V.Yu., Kalko I.A., Apletalin A.V., Nikolaev Yu.N., Kobayasi K., Nakamura E. (2017) Post-collisional magmatism of western Chukotka and Early Cretaceous tectonic rearrangement in northeastern Asia. *Geotectonika*, (2), 32-54. (In Russian)
- Vartanyan S.S., Lorents D.A., Sergeevskii A.P., Shchepot'ev Yu.M. (2005) Au-Ag ores of the Kaiemraveem ore cluster, Chukchi Autonomous District. *Otech. geologiya*, (4), 10-16. (In Russian)
- Vernikovskii V.A., Metelkin D.V., Matushkin N.Yu., Travin A.V., Vernikovskaya A.E., Zhdanova A.I. (2013) Basement age and geodynamic models for main structures of the Eastern Arctic. *Geologicheskaya model' evolyutsii Arktiki v melu i kainozoe na osnove geologicheskikh dannykh* [Geological model of the Arctic evolution in Cretaceous and Cenozoic based on geological data]. Moscow, Nauka Publ., 45-54. (In Russian)
- Vulkanicheskie poyasa vostoka Azii. Geologiya i metallogeniya* [Volcanic belts of East Asia. Geology and metallogeny]. (1994) Moscow, Nauka Publ., 504 p. (In Russian)
- Volkov A.V., Prokof'ev V.Yu., Savva N.E., Sidorov A.A., Byankin M.A., Uyutnov K.V., Kolova E.E. (2012) Orogenesis of the Kupol gold-silver epithermal deposit: on the data of inclusions study (Northeast of Russia). *Geol. Rudn. Mestorozhdenii*, **54**(4), 350-359. (In Russian)
- Wilson M. (2007) *Igneous Petrogenesis: a Global Tectonic Approach*. Springer, 466 p.

УДК 551.243.12+551.212

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-889-901

Особенности осадконакопления и вулканизма Тастауской рифтовой структуры Центрального Казахстана

А. М. Курчавов¹, Т. Н. Хераскова²

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), 119017, Россия, Москва, Старомонетный пер., 35, e-mail: kam@igem.ru

²Геологический институт Российской академии наук (ГИН РАН), 119017, Россия, Москва, Пыжевский пер., 7, e-mail: kheraskova.tatiana@yandex.ru

Поступила в редакцию 19.12.2018 г., принята к печати 06.03.2019 г.

Объект исследований. В фаменской субширотной рифтовой системе Центрального Казахстана выделена меридиональная Тастауская рифтовая структура. Показаны особенности слагающих ее осадков и вулканизма, этапы развития структуры. **Материалы и методы.** Работа основана на многолетних полевых исследованиях, включая детальное изучение последовательности отложений, крупномасштабное геокартирование, отбор образцов на различные виды прецизионных анализов. **Результаты.** Выявлены типоморфные особенности основных типов пород. Показана специфика форм залегания базальтоидов в виде пиллоу-разностей с гиалокластитовым матриком между подушками, насыщенность кремневидных сланцев тонким пепловым кремнекислым материалом. Составлена схема геологического строения Тастауской структуры и особенности ее строения в серии поперечных сечений. Выделены стадии развития данной структуры и обоснована ее принадлежность к рифтовому типу. **Выводы.** Совокупность вещественных признаков и особенностей строения разреза Тастауской структуры типичны для всей рифтовой системы Центрального Казахстана. Предрифтовой (франской) стадии свойствен континентальный вулканизм в виде высококалийных и ультракалийных риолитовых игнимбритов, слагающих энсиалическую островодужную структуру. Эти вулканы принадлежат к шошонитовой и высококалийной известково-щелочной петрохимической серии. Собственно рифтовая стадия начинается с фаменского века формированием системы узких глубоких трогов, в которые ингрессировало море из соседней Жонгаро-Балхашской морской области. Характерны прибрежные конгломераты и морские песчаники. Конгломератам свойственна тонкая уплощенная изометричная форма галек и их хорошая шлифовка, сходная с таковой галек современных морских пляжей. Песчаники обладают хорошей слоистостью и плохой окатанностью обломочного материала, представленного подстилающими франскими риолитовыми игнимбритами, сносимыми с бортов трога. Для зрелой рифтовой стадии характерно накопление в морских условиях пиллоу-базальтов и гиалокластитов и тонкослоистых силицитово-глинисто-карбонатных сланцев с обильным пепловым материалом трахириолитового состава и с прослоями трахириолитовых пизолитовых туфов. Фаменские вулканы относятся к субщелочной контрастной бимодальной ассоциации, при этом им свойственны значительные вариации содержания щелочей. Пострифтовой стадии отвечает формирование слоистых известняков нижнего турне, развитых также широко за пределами указанного рифтового трога.

Ключевые слова: островодужная структура, рифтовая структура, окатанность и форма галек, тип слоистости, пиллоу-базальты, ультракалийные риолитовые игнимбриты, силицитовые сланцы

Благодарность

Геологическая часть работы была выполнена в 1985–1991 гг. Позднее аналитическая составляющая ее была финансово поддержана программами фундаментальных исследований Президиума РАН (программы № 4, 13, 15, 16, 18) и Российским фондом фундаментальных исследований (проекты № 96-05-64535, 01-05-64626, 14-05-92000).

Features of sedimentation and volcanism of the Tastauskaya rift structure in Central Kazakhstan

Anatoly M. Kurchavov¹, Tatiana N. Kheraskova²

¹Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of Russian Academy of Sciences (IGEM RAS), 35 Staromonetny lane, Moscow 119017, Russia, e-mail: kam@igem.ru

²Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), 7 Pyzhevsky lane, Moscow 119017, Russia, e-mail: kheraskova.tatiana@yandex.ru

Received 19.12.2018, accepted 06.03.2019

Для цитирования: Курчавов А.М., Хераскова Т.Н. (2019) Особенности осадконакопления и вулканизма Тастауской рифтовой структуры Центрального Казахстана. *Литосфера*, 19(6), 889–901. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-889-901

For citation: Kurchavov A.M., Kheraskova T.N. (2019) Features of sedimentation and volcanism of the Tastauskaya rift structure in Central Kazakhstan. *Litosfera*, 19(6), 889–901. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-889-901

Research subject. A meridional Tastau rift structure located in the Famenian sub-latitude rift system of Central Kazakhstan was investigated, including the specific features of its constituent sediments and volcanism, as well as the stages of its development. **Materials and methods.** The study was based on data collected during a long period of fieldwork, including a detailed study of the sequence of sedimentation processes, large-scale geocarting, sampling for various types of precision analyses. **Results.** The typomorphic features of the main rock types were determined. It was shown that basaltoid rocks occurred in the form of pillow structures with a hyaloclastite matrix between the pillows. Siliceous shales are saturated with thin ash silicic acid material. A geological scheme of the Tastau structure and its specific features was presented in a series of cross-sections. The developmental stages of this structure were established. The structure was referred to the rift type. **Conclusion.** The material and structural features of the investigated Tastau section are shown to be typical of the entire rift system of Central Kazakhstan. The pre-rift (Frasnian) stage is characterized by continental volcanism in the form of high-potassium and ultra-potassium rhyolite ignimbrites composing an encialic island-arc structure. These volcanites belong to the shoshonite and high-potassium lime-alkaline petrochemical series. The rift stage itself began in the Early Famenian age with the formation of a system of narrow deep troughs, into which the sea from the neighbouring Zhongaro-Balkhash sea region started to ingress. The conglomerates are characterized by thin flattened isometric pebbles, whose well-polished surface is similar to that of pebbles in modern sea beaches. The sandstones exhibit a high level of lamination and are characterized by poorly pelletized clastic material. The clastic material is represented by the underlying Frasnian rhyolitic ignimbrites carried in from the sides of the trough. The mature rift stage is characterized by the accumulation (under marine conditions) of pillow basalts and hyaloclastites and thin-layered silicite-clay-carbonate shales with abundant ash. The post-rift stage is responsible for the formation of layered limestones of the Lower Tournaisian, developed also widely beyond the specified rift trough.

Keywords: island arc structure, rift structure, roundness and shape of the pebbles, the type of layering, pillow basalts, ultrapotassium riolitic ignimbrites, slates silitsitovye, gold

Acknowledgements

The geological part of the work was carried out in 1985-1991. The analytical component of this work was subsequently supported by the programs of fundamental research of the RAS Presidium (programs No. 4, 13, 15, 16, 18) and the Russian Foundation for Basic Research (projects No. 96-05-64535, 01-05-64626, 14-05-92000)

ВВЕДЕНИЕ

В начале фамена в палеозоидах Центрального Казахстана интенсивно проявились процессы рифтогенеза. Сформировалась протяженная рифтогенная система, рассекающая в субширотном направлении каледонские структуры на западе и герцинские структуры на востоке. В литературе неоднократно освещались особенности строения и развития данной системы и характер вулканизма в ее пределах (Геология и металлогения..., 1969; Бахтеев и др., 1980; Веймарн, Капсамун, 1981; Веймарн, Милановский, 1990; Веймарн, 1991; Бурштейн и др., 1996).

Здесь впервые охарактеризована меридиональная Тастауская рифтовая структура, ранее выделявшаяся как зона интенсивного динамометаморфизма и смятия (Курчавов, 2002). В ее пределах представлены фамен-турнейские морские вулканогенные и осадочные отложения, сходные с таковыми субширотной рифтовой системы. Полученные данные об особенностях осадков, петрохимическом и геохимическом составе вулканитов верхнего девона этой структуры позволяют полнее отразить развитие палеозоид Центрального Казахстана.

Аналитические работы были проведены в ИГЕМ РАН и ГИН РАН. Анализы оксидов во франских вулканитах (обр. 1929а, 1934а, 2118, 2118/1) выполнены "мокрой химией", содержания в них редких элементов (г/т) определены в ИГЕМ РАН на приборах VRA-20 VRA-30, а РЗЭ – на ISP MS в ИГЕМ РАН. Остальные анализы оксидов во франских вулканитах выполнены в ГИН РАН рентгено-флу-

оресцентным методом, а микроэлементов и РЗЭ – на приборе ICP MS. Анализы петрогенных оксидов (мас. %) в фаменских вулканитах и микроэлементов в них (пересчитаны на г/т) были выполнены "мокрой химией" в ИГЕМ РАН, а содержания РЗЭ (г/т) определены там же на плазменном квантометре ICP MS Quad 2.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТАСТАУСКОЙ РИФТОВОЙ СТРУКТУРЫ

На современном срезе Тастауская структура под прямым углом соединяет субширотные Успенскую (на севере) и Акжал-Аксоранскую (на юге) рифтовые структуры (рис. 1). Ее длина составляет 75 км при ширине 5–10 км. Сложена Тастауская структура верхнедевонскими и турнейскими образованиями, залегающими в виде многочисленных деформированных тектонических пластин, которые нарушены более поздними крутопадающими на восток разломами. Интенсивные тектонические движения, вызвавшие чешуйчато-надвиговое строение данной территории, происходили неоднократно, прежде всего в конце турне в виде листрических сбросов и шарьяжей, смятых позднее в складки, а затем в виде взбросо-сдвигов в середине визейского века (в саурскую фазу складчатости), когда на расположенной восточнее Жонгаро-Балхашской области морское осадконакопление сменилось интенсивным континентальным вулканизмом, знаменующим орогенный этап развития герцинид Казахстана. Вдоль разломов породы динамометаморфизованы и окварцованы.

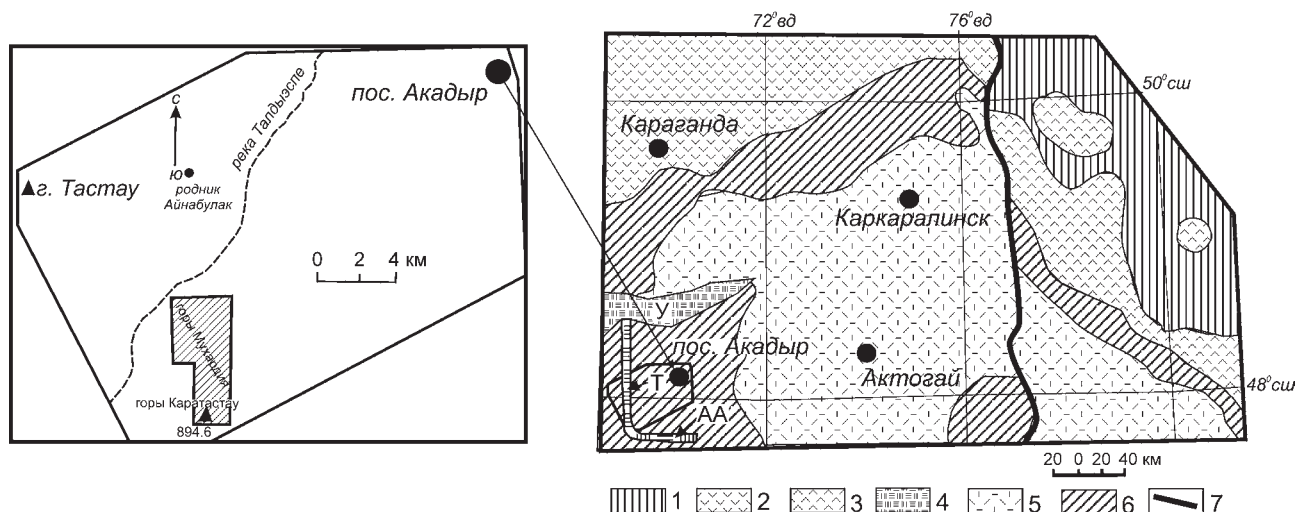


Рис. 1. Положение Тастауской рифтовой структуры в палеозоидах Центрального Казахстана.

На врезке слева прямоугольником показан участок Тастауской структуры в горах Мухардия и Каратастай (см. рис. 2). 1 – додевонские образования Чингизской островодужной системы, 2 – девонский окраинно-континентальный вулканический пояс, 3 – девонские континентальные вулканы Чингизской островодужной системы, 4 – франские островодужные континентальные вулканы, 5 – верхнепалеозойские континентальные вулканы Токрауской и Северо-Балхашской впадин, 6 – доверхнепалеозойские образования Жонгаро-Балхашской подвижной области, 7 – Центрально-Казахстанский разлом. Рифтовые структуры: У – Успенская, Т – Тастауская, АА – Акжал-Аксоранская.

Fig. 1. Position of Tastauskaya rift structure in Paleozooids on Central Kazakhstan.

On insert at the left the rectangle has shown the site of Tastauskaya structure in Mountains Mukhardiya and Karatastau (see Fig. 2). 1 – pre-Devonian formations of Chingiz island-arc system, 2 – the Devonian marginal continental volcanic belt, 3 – the Devonian continental volcanics of Chingiz island arc system, 4 – Frasnian island arc continental volcanics 5 – Upper Paleozoic continental volcanics of Tokraus and North Balkhash hollows, 6 – pre Upper Paleozoic rocks of the Zhongaro-Balkhash mobile region, 7 – the Central Kazakhstan fault. Rifts structures: Y – Uspenskaya, T – Tastauskaya, AA – Akzhal-Aksoranskaya.

Наиболее выразительно строение Тастауской структуры проявлено в горах Мухардия (в 10 км юго-восточнее вершины г. Тастау) и на их продолжении к югу – в горах Каратастай (14 км юго-восточнее г. Тастау) (рис. 2, 3). Основанием фамен-турнейского разреза здесь служат красноцветные франские ультракалийевые риолитовые игнимбри-ты. Эти породы возникли на поздней стадии форми-рования девонского окраинно-континентального вулканического пояса Центрального Казахстана на континентальных блоках, отторженных от кале-донского континента и перемещенных в пределы соседней Жонгаро-Балхашской подвижной обла-сти вследствие интенсивных тектонических движе-ний в середине живетского века (тельбесская фаза складчатости) (Юрина и др., 1989; Мальченко и др., 1998). Они развиты также в пределах современных Успенской, Акбастауской и Акжал-Аксоранской зон (см. рис. 1). Ареал этих вулкани-тов образует дугу, вытянутую в субширотном направле-нии почти на 500 км. Расположена она между стабили-рованным палеозойским палеоконтинентом с де-вонским окраинно-континентальным вулканиче-ским поясом по его краю и подвижной Жонгаро-Балхашской областью, где в период с раннего си-лура до карбона существовал остаточный морской

бассейн с преобладающей терригенно-карбонатной седиментацией. Пояс развития франских вулканогенных образований в юго-западной своей части накладывается на “осколок” протерозойского палеоконтинента (Актау-Моинтинский антиклинорий), а в северо-восточной части – на отложения силура и девона. Во франский век эта структура представляла собой островную дугу энсиалического типа, которая отделяла участки остаточной или вновь образованной океанической коры от шельфовых частей бассейна. В юго-западной части пояса, которая в настоящее время более приподнята, блоки протерозойских образований обнажены непосредственно на современной дневной поверхности. Характер гравитационного поля региона свидетельствует о том, что и в северо-восточной части пояса, которая опущена, вероятно присутствие на глубине пород кристаллического фундамента (Курчавов, 1995). В целом ареал распространения указанных магматических образований относится к области тельбесской фазы складчатости, которая проявилась здесь в середине живетского века (Юрина и др., 1989).

Деструкция континентальной коры в конце фран-на-начале раннего фамена привела к образова-нию узкого глубокого трога, в который из смеж-

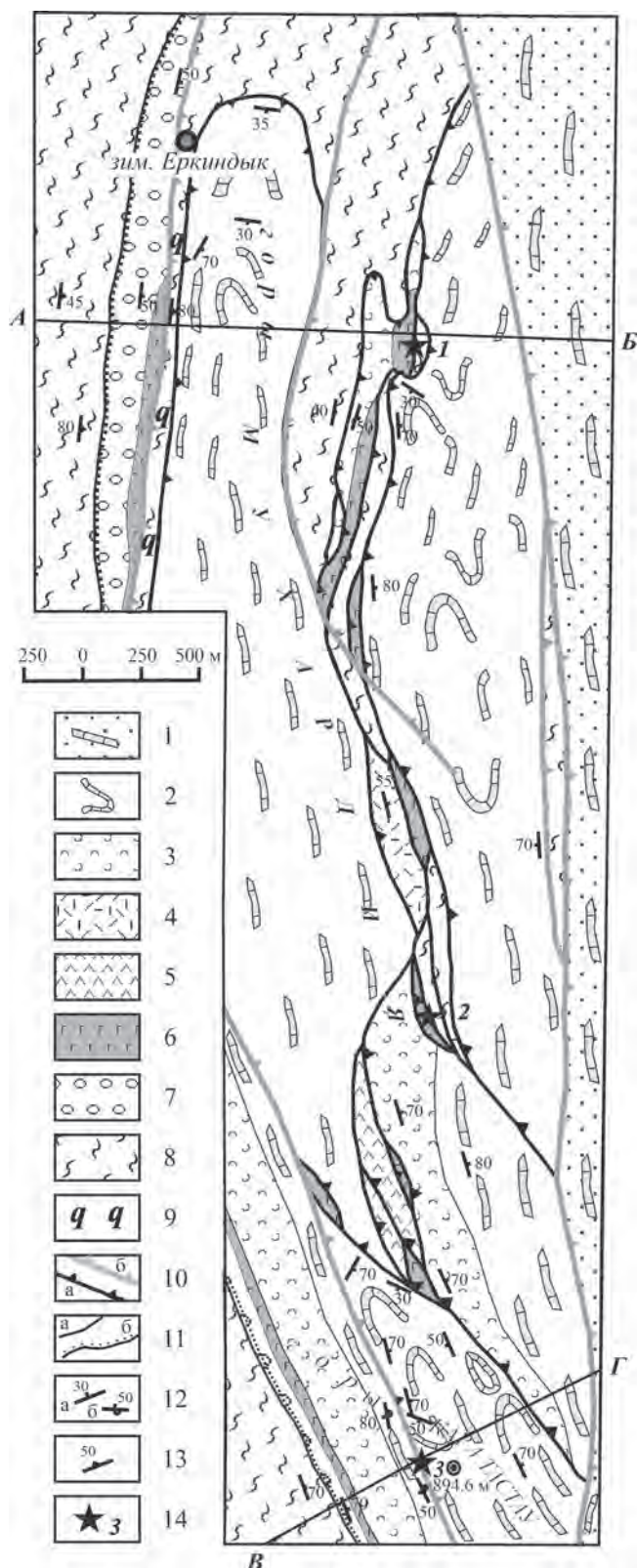


Рис. 2. Схема геологического строения Тастау-ской рифтовой структуры в горах Мухардия и Каратау.

1 – известняки турнейского яруса; 2 – известняки верхнего фамена-турне; 3–5 – верхнефаменские образова-

ния: 3 – кремнисто-глинисто-карбонатные сланцы с перемытым пирокластическим материалом, 4 – риолитовые туфы и туффиты, 5 – андезидациты; 6–7 – нижнефаменские образования: 6 – пиллоу-базальты; 7 – базальные конгломераты и слоистые песчаники; 8 – франские ультракалиевые риолитовые игнимбриты; 9 – зоны окварцевания; 10 – разломы: а – древние (типа листрических сбросов и шарьяжи) и б – более молодые (взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги); 11 – границы: а – литологические, б – несогласного налегания; 12 – элементы залегания пластов: а – нормальное, б – опрокинутое; 13 – элементы залегания плоскости напластования фьямме в игнимбритах; 14 – точки отбора проб с повышенным содержанием Au.

Fig. 2. The scheme of geological structure of Tastaу rift structure in Mountains Mukhardiya and Karataу.

1 – limestones of Tournaisian; 2 – limestones of Upper Famennian-Tournaisian; 3–5 – Upper Famennian rocks: 3 – siliceous-clay-carbonate slates with the washed-up pyroclastic material, 4 – rhyolitic tuff and tuffites, 5 – andezidatsits; 6–7 – Lower Famennian rocks: 6 – pillow basalts; 7 – basal conglomerates and layered sandstones; 8 – Frasnian ultrapotassium rhyolitic ignimbrites; 9 – quart zones; 10 – breaks: а – ancient (like listric and overthrust) and б – younger shifts and faulted-shifts; 11 – borders: а – lithologic, б – discordant; 12 – elements of bedding of layers: а – normal, б – overturn; 13 – elements of bedding of the planes fяamma in ignimbrites; 14 – points of tests with the increased maintenance of Au.

ного Жонгаро-Балхашского морского бассейна ингрессировало море. В результате здесь сформировалась рифтогенная серия морских вулканогенно-терригенно-глинисто-карбонатных осадков фамена, согласно перекрывающихся терригенно-карбонатными и карбонатными отложениями верхнего фамена-турне.

Низы рифтогенной серии фамена представлены пачкой валунных конгломератов и песчаников. Они с размывом и несогласием залегают на франских ультракалиевых риолитовых игнимбритах, обильные валуны и галька которых представлены в этих конгломератах. Галька и валуны имеют уплощенную изометричную форму; они хорошо окатаны и отшлифованы. По своей форме и степени отшлифованности они сходны с таковыми современных морских пляжей. Конгломераты перемежаются с градиционно-слоистыми песчаниками. При хорошо выраженной слоистости песчаникам свойственна крайне низкая степень окатанности обломочного материала, сформированного вследствие размыва непосредственно развитых здесь же подстилающих франских вулканитов. В смежных районах в этих отложениях найдена фаменская фауна.

В верхней части пачки появляются сперва отдельные “подушки” (пиллоу) и “шары” миндалекаменных базальтов размером в десятки сантиметров, сцементированных гиалокластитовым базальтовым и гидротермалитовым кремнисто-гематит-гидрогетитовым материалом. Вверх по разрезу ко-

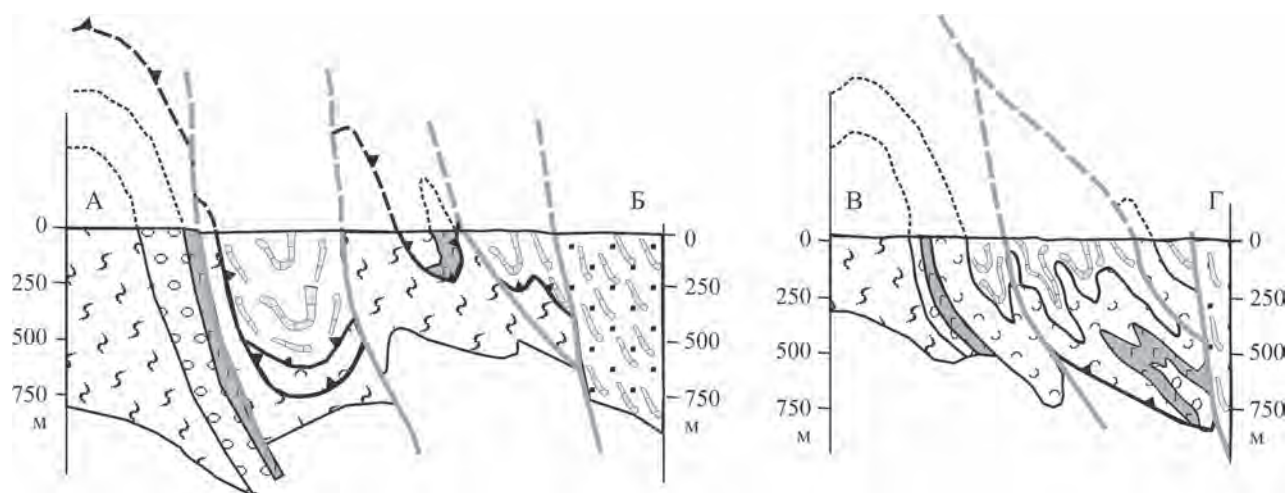


Рис. 3. Геологические разрезы: АБ – через северную часть гор Мухардия, ВГ – через горы Каратастай.
Условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 3. Geological sections: АБ – through a northern part of Mountains Mukhardiya, ВГ – through Mountains Karatastau.

Symbols – see Fig. 2.

личество базальтовых подушек и шаров возрастает, их размеры увеличиваются до первых метров и даже (для подушек) десятков метров. Мощность пачки около 100 м. Выше залегают покровы миндалекаменных базальтоидов, чередующихся местами с маломощными пластами слоистых песчаников. Мощность пачки базальтоидов – до 100 м. Затем следует пачка (100–150 м) тонкополосчатых силицитово-глинисто-карбонатных сланцев. Сланцы содержат большое количество слабо окатанного и перемытого тонкого пеплового материала трахириолитового состава, поставляемого из вулканов, возникших, по-видимому, в бортовых частях трогов. Отмечаются также прослои пизолитовых туфов. В нижней половине пачки в сланцах встречаются шарообразные обособления (10–20 см в диаметре) миндалекаменных базальтов. Для этих обособлений характерно концентрическое или радиальное расположение миндалин. Последние здесь (и в более древней пачке) выполнены хлоритом, кварцем, карбонатом. Иногда в миндалинах встречается барит, слагающий также неправильной формы жилообразные обособления размером до 0.5 м. К верхам пачки примесь пирокластического материала сокращается и преобладает карбонатный материал. Слоистость становится более грубой. Вверх по разрезу сланцы постепенно становятся сначала глинисто-известковыми, затем известковыми и постепенно сменяются слоистыми известняками. В последних найдена фауна нижнего турне. Мощность известняков более 300 м. В целом мощность фамен-турнейской серии в пределах Тастауской рифтовой структуры составляет более 650 м.

ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФРАНСКИХ ВУЛКАНИТОВ

В конце франа образовался комплекс континентальных высококалийных и ультракалийных риолитовых и риодацитовых туфов и игнимбритов (табл. 1–3), которые распространены сейчас в восточной части гряды Тастау, где непосредственно подстилают рифтогенные морские фамен-турнейские отложения.

Франские игнимбриты отличаются обильными вкрапленниками кварца и кали-натрового полевого шпата, заключенного как в многочисленных фьяммевидных обособлениях, так и в тонком стеклообразном базисе породы. По суммарному содержанию оксидов натрия и калия эти породы относятся преимущественно к известково-щелочным и субщелочным разностям, а по содержанию калия попадают в поле развития шошонитовой петрохимической серии (рис. 4).

При содержании SiO_2 в пределах 69.66–76.59 мас. % Na_2O варьирует в пределах 1.10–3.83 мас. %, а K_2O – 3.38–8.19 мас. %. Высокая калие-ность пород указывает на наличие зрелой континентальной коры при их формировании. Несмотря на различное структурно-тектоническое положение юго-западной (на консолидированном блоке) и северо-восточной (в подвижной области) частей позднедевонского “пояса”, слагающие его магматические породы имеют сходные петрохимические характеристики. Это свидетельствует о формировании их в единой геодинамической обстановке.

Таблица 1. Силикатные анализы франских вулканитов Тастауской рифтогенной структуры, мас. %**Table. 1.** Silicate analysis of Frasnian volcanites of the Tastau rift structure, wt %

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
2210/1	75.65	0.16	11.25	0.01	4.05	0.02	0.24	0.21	3.28	4.65	0.03	0.45	99.99
2210/2	76.38	0.17	11.69	0.58	1.59	0.01	0.22	0.27	2.94	5.44	0.03	0.54	99.87
2210/3	75.31	0.16	12.40	1.17	1.23	0.01	0.15	0.19	3.83	4.99	0.03	0.34	99.80
2210/4	75.33	0.15	12.08	0.47	1.73	0.03	0.20	0.62	3.52	5.04	0.03	0.58	99.77
2210/5	75.41	0.16	11.62	0.27	2.34	0.04	0.18	0.86	3.43	4.79	0.03	0.87	99.99
2212/5	74.93	0.30	12.15	0.93	1.78	0.02	0.59	0.33	3.14	4.28	0.06	1.32	99.83
2212/6	75.00	0.31	12.14	1.24	1.42	0.02	0.58	0.33	3.02	4.48	0.06	1.38	99.98
2217/2	74.65	0.15	12.51	1.23	1.06	0.01	0.12	0.15	1.10	8.34	0.02	0.50	99.83
2217/3	74.44	0.15	12.40	0.98	1.48	0.01	0.12	0.11	1.17	7.98	0.02	1.10	99.97
2217/4	75.33	0.14	12.17	0.66	1.67	0.01	0.08	0.10	1.18	7.95	0.02	0.60	99.92
2217/5	74.74	0.15	12.36	0.62	1.63	0.01	0.10	0.11	1.16	8.05	0.02	0.86	99.82
1774	76.59	0.13	12.21	0.96	0.26	0.02	0.30	0.24	2.62	5.81	0.03	0.69	99.87
1777	69.66	0.41	13.81	1.47	1.76	0.08	0.92	2.99	3.47	3.38	0.09	1.71	99.75
1929	76.49	0.13	11.92	0.79	0.39	0.03	0.29	0.42	1.41	7.14	0.02	0.85	99.88
1933	70.04	0.31	14.18	1.58	1.52	0.06	1.11	2.19	3.24	4.13	0.08	1.38	99.82
1934	75.41	0.13	12.74	0.80	0.36	<0.01	0.13	0.19	2.73	6.85	0.02	0.54	99.90
1929a	75.90	—	—	—	—	—	—	—	1.38	6.34	—	—	—
1934a	74.95	—	—	—	—	—	—	—	2.79	6.38	—	—	—
2118	75.80	0.13%	11.29	1.34	0.79	0.01	0.08	0.12	1.57	8.19	—	0.3	100.08
2118/1	67.90	0.19%	15.38	1.89	0.69	0.01	0.05	0.52	1.97	10.60	—	0.19	99.53

Примечание. 2210/1,2,3,4,5 – кварц-полевошпатовые риолитовые игнимбриты в 1.7 км ЮЮВ родника Айнабулак; 2212/5,6 – риолитовые игнимбриты в 1.3 км ЮЮВ зимовки Еркиндык; 2217/2,3,4,5 – ультракалийевые риолитовые игнимбриты в 3.8 км ЮЗ родника Айнабулак; 1774 – ультракалийевые игнимбриты в 2.5 км ЮЗ-ЮЮЗ родника Айнабулак; 1777 – риодацитовые игнимбриты в 3.5 км ВЮВ горы Тастау; 1929, 1929a – ультракалийевые риолитовые игнимбриты в 8.5 км СВ горы Тастау на вершине с отметкой 887.0 м; 1934, 1934a – ультракалийевые риолитовые игнимбриты на западном подножье гор Мухардия в 0.9 км ЮЗ зимовки Еркиндык; 2118, 2118/1 – ультракалийевые риолитовые игнимбриты и фьямме в них в 11 км к ЮЮВ от пос. Акадыр на горе Караэспэ. Прочерк – нет данных.

Note. 2210/1,2,3,4,5 – quartz-feldspar rhyolite ignimbrite at 1.7 km SSE of spring Aynabulak; 2212/5,6 – rhyolite ignimbrite 1.3 km SSE of wintering Erkindyk; 2217/2,3,4,5 – ultrapotassic rhyolite ignimbrite at 3.8 km SW of spring Aynabulak; 1774 – ultrapotassic ignimbrite at 2.5 km SW-SSW of spring Aynabulak; 1777 – rhyodacite ignimbrites in 3.5 km ESE of Tastau Mountain; 1929, 1929a – ultra-potassium rhyolite ignimbrites in 8.5 km from Tastau Mountain at the summit with a mark of 887.0 m; 1934, 1934a – ultra-potassium rhyolite ignimbrites at the Western foot of the Mukhardia mountains in 0.9 km South of Erkindyk wintering; 2118, 2118/1 – ultra-potassium rhyolite ignimbrite and flame in them, 11 km SSE of the village Akadyr on the mountain Karaspe. Dash – no data.

Содержание микроэлементов во франских породах отражено в табл. 2. Обращает на себя внимание высокое содержание в этих вулканитах Ba (до 1800 г/т). Сумма редкоземельных элементов варьирует от 80 до 280 г/т при заметном преобладании легких лантаноидов над тяжелыми (La/Yb в диапазоне 8–85). Во франских породах резко выражен Eu-минимум (рис. 5).

ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФАМЕНСКИХ ВУЛКАНИТОВ

Фаменские вулканиты Тастауской структуры относятся к контрастной бимодальной ассоциации (см. рис. 4, табл. 4), в целом принадлежа к субщелочным и щелочным образованиям. В то же время по содержанию калия они варьируют в широком диапазоне: от толеитовых до шошонитовых разновидностей. Это отражается и на диаграмме AFM при общем Боуэновском типе дифференциации (рис. 6a).

В низах разреза развиты оливиновые базальтоидные лавы, в верхах – кремнекислые пирокластические накопления, часто с высоким содержанием оксида калия. Для базальтоидов (SiO₂ = 47.7–53.6 мас. %) характерны значительные вариации содержания щелочей: Na₂O – меняется в пределах 2.8–6.72; K₂O – 0.1–8.11 мас. %. В базальтоидах содержания (г/т) F достигают 800, Ba – 1040, Sr – 1440, Co – 134, Ni – 1570, Cr – 920, V – 410. В кремнекислых пирокластических разностях при SiO₂ = 70.9–76.5, содержания Na₂O колеблются от 2.1 до 6.6, K₂O – 0.1–6.1 мас. %. В этих породах содержания (г/т) F достигают 1500, Sr – 80, Ba – 100 (см. табл. 4, табл. 5).

Сумма РЗЭ в фаменских вулканитах варьирует в пределах 83–205 г/т при более пологом тренде накопления тяжелых РЗЭ (La/Yb варьируют в диапазоне 4.6–13.2). В отличие от франских пород в фаменских незначительно проявлен Eu-минимум (см. рис. 5).

Таблица 2. Содержание микроэлементов во франских вулканитах Тастауской рифтовой структуры, г/т
Table 2. Contane of microelements of Frasnian volcanites of the Tastau rift structure, ppm

Компо- нент	Образцы																	
	2105	2210/1	2210/2	2210/3	2210/4	2210/5	2212/5	2212/6	2217/1	2217/2	2217/3	2217/4	2217/5	1774	1777	1929	1933	1934
Li	2.07	4.92	5.27	4.54	6.34	7.02	18.2	17.7	46	2.01	1.92	1.66	1.71	7.20	25.1	8.30	36.7	4.07
Be	1.78	1.39	1.53	1.51	1.82	1.60	1.92	1.69	2.40	1.66	1.58	1.51	1.50	1.75	1.98	1.91	2.13	2.07
Sc	2.19	2.06	2.51	2.01	2.18	2.40	3.34	3.19	25.7	1.88	2.06	1.76	2.00	2.41	7.8	2.25	6.2	1.24
V	8.5	6.7	7.7	6.4	5.3	4.8	20.5	17.8	220	11.1	10.9	16.7	11.1	5.7	41	5.4	30	10.7
Cr	13	480	320	313	348	403	247	314	119	277	297	379	339	<8	<8	<10	70	<10
Co	0.88	6.21	2.13	1.12	1.70	2.38	2.52	2.00	25.0	1.42	1.58	1.21	1.91	0.86	4.63	0.61	3.85	0.66
Ni	30.2	159	14.2	35.6	32.8	54	53	24.5	93	12.0	12.6	17.0	16.3	3.75	5.36	4.02	12.8	7.30
Cu	28	30	16.7	7.3	11.3	14.9	16.8	12.0	36	24	24	19	24	2.6	5.4	<12	6.6	<12
Ga	15.2	11.2	12.0	11.8	12.0	11.7	11.4	11.1	19.3	15.2	15.3	13.6	14.4	11.2	15.8	12.8	14.8	12.2
Rb	203	128	149	135	138	132	136	134	77	205	205	202	204	165	124	219	152	212
Sr	125	70	74	75	74	74	95	97	480	102	101	102	105	36	166	27	170	115
Y	29	13.3	13.2	13.6	17.1	20	11.9	10.5	38	36	32	32	33	15.9	26	16.7	24	22
Zr	257	112	116	109	104	111	189	190	252	235	244	242	256	82	129	107	138	124
Nb	12.8	6.0	6.2	6.6	6.3	6.3	6.8	6.2	11.8	12.8	12.2	19.3	12.0	7.0	7.7	7.5	7.2	10.1
Mo	1.5	17.4	1.7	1.5	2.6	4.5	4.0	2.0	2.9	1.5	1.4	2.1	1.6	1.1	1.4	1.1	1.4	0.80
Sn	3.1	3.5	2.6	2.4	2.6	2.6	2.4	2.1	2.3	3.8	3.6	3.4	3.6	2.7	3.6	2.8	3.3	3.7
Cs	3.61	1.73	2.18	1.80	1.99	1.81	9.4	6.04	1.59	3.16	3.28	3.24	3.23	2.85	3.60	5.97	3.75	2.56
Ba	1416	626	947	657	559	650	655	773	395	1775	1723	1665	1803	451	481	411	626	589
Hf	8.7	3.66	3.67	3.67	3.50	3.62	5.28	5.24	6.6	7.9	8.3	8.2	8.6	2.99	4.14	2.66	4.53	3.60
W	3.1	13.8	7.5	5.4	5.4	6.8	3.9	3.1	1.8	5.6	5.5	4.6	6.0	2.0	3.1	2.2	2.1	3.7
Tl	1.21	0.70	0.79	0.73	0.75	0.72	0.76	0.75	0.50	1.25	1.22	1.22	1.23	0.82	0.72	1.03	0.86	1.02
Pb	10.4	7.6	8.0	7.4	7.2	7.9	6.1	5.7	16	9.3	8.2	8.4	8.9	9.8	20	15	7.2	28
Th	16.8	15.7	16.2	16.7	16.6	17.4	13.1	13.2	6.1	16.5	16.4	16.1	16.9	16.7	14.4	14.6	16.5	18.4
U	2.82	2.85	3.41	2.86	2.44	2.35	2.22	2.08	1.40	2.14	2.16	2.09	2.20	4.17	3.01	3.73	4.22	3.29
Ta	1.45	1.36	0.95	1.52	1.74	0.95	1.62	1.10	1.13	1.82	1.91	1.95	1.39	1.92	3.43	Н.о.	0.76	Н.о.

Примечание. Образец 2105 – ультракалевые риолитовые игнимбиты в 8 км ЮЗ родника Айнабулак. Остальные анализы – см. табл. 1. Анализы выполнены в ГИН РАН методом ICP MS.

Note. Sample 2105 – ultrapotassic rhyolite ignimbrite in 8 km SW of Aynabulak spring. Other analyses – see Table 1. Analysis performed at the GIN RAS by ICP MS method.

Таблица 3. Содержание редкоземельных элементов во франских вулканитах Тастауской структуры, г/т**Table 3.** The content of rare earth elements in Frasnian volcanites of the Tastau structure, ppm

Компонент	Образцы										
	2105	2210/1	2210/2	2210/3	2210/4	2210/5	2212/5	2212/6	2217/1	2217/2	2217/3
La	61	23.6	19.9	17.7	29.3	38	44	49	32	42	49
Ce	119	40	37	35	56	73	72	79	74	77	92
Pr	14	4.04	4.11	3.65	5.79	7.3	7.61	8.38	9.85	9.73	11.6
Nd	51	13.4	13.5	12.2	19.2	24.7	23.9	25.8	41	35	42
Sm	8.5	2.28	2.18	2.09	3.16	3.92	3	2.98	9	6.2	7.5
Eu	0.35	0.33	0.3	0.3	0.43	0.53	0.63	0.6	2.55	0.36	0.39
Gd	7	1.95	1.75	1.75	2.68	3.27	2.25	2.07	9.2	5.8	6.4
Tb	0.99	0.32	0.29	0.31	0.43	0.51	0.31	0.28	1.29	0.96	1
Dy	5.8	2.08	2.04	2.08	2.71	3.18	1.8	1.6	7.3	6.3	6.1
Ho	1.16	0.48	0.47	0.49	0.59	0.69	0.4	0.36	1.45	1.39	1.28
Er	3.6	1.58	1.57	1.65	1.97	2.2	1.31	1.18	4.1	4.3	3.9
Tm	0.56	0.26	0.26	0.27	0.32	0.35	0.22	0.2	0.56	0.66	0.6
Yb	3.8	2.01	1.85	1.95	2.25	2.61	1.57	1.46	3.7	4.4	4.1
Lu	0.6	0.3	0.28	0.31	0.35	0.38	0.27	0.25	0.54	0.68	0.63
Сумма REE	277.36	92.63	85.5	79.75	125.18	160.64	159.27	173.16	196.54	194.78	226.5
La/Yb	16	11.7	10.8	9.1	13	14.6	28	33.6	8.5	9.5	12
	2217/4	2217/5	1774	1777	1929	1933	1934	1929a	1934a	2118	2118/1
La	49	50	24.6	30	31	27	29	25.5	22.6	42	75
Ce	94	105	45	61	63	55	61	48.7	49.4	62.5	90
Pr	11.3	12.1	5.22	6.73	6.78	6.1	6.38	5.3	5.1	10.7	17.1
Nd	42	44	17.7	24.5	21.2	21.5	21.5	26.6	17.6	43	63.6
Sm	7.5	8.1	3.1	4.73	3.55	4.14	3.97	3.23	3.37	8.74	11.2
Eu	0.4	0.46	0.38	1.01	0.46	0.85	0.43	0.42	0.36	0.32	0.39
Gd	6.8	7.2	2.74	4.71	3.08	4	3.37	2.44	2.65	7.9	9
Tb	1.04	1.07	0.44	0.75	0.45	0.65	0.55	0.38	0.41	1.07	1.11
Dy	6.2	6.5	2.65	4.57	2.56	4.15	3.46	2.16	2.44	6.3	5.88
Ho	1.31	1.34	0.57	0.96	0.54	0.88	0.73	0.45	0.52	1.23	1.14
Er	3.9	4.1	1.84	2.87	1.66	2.73	2.19	1.45	1.7	3.53	3.35
Tm	0.59	0.62	0.3	0.42	0.27	0.42	0.35	0.21	0.26	0.5	0.48
Yb	4	4.2	2.04	2.86	1.8	3.06	2.16	1.52	1.83	3.49	3.28
Lu	0.61	0.66	0.32	0.43	0.28	0.45	0.32	0.24	0.28	0.53	0.52
Сумма REE	228.65	245.35	106.9	145.54	136.63	130.93	135.41	118.6	108.52	191.81	282.05
La/Yb	12.2	11.9	12.1	10.5	17.2	8.8	13.4	16.8	12.3	12	22.9

Примечание. Привязку анализов см. табл. 1, 2. Анализы бразцов 1929a, 1934a, 2118, 2118/1 выполнены в ИГЕМ РАН, остальные – в ГИН РАН методом ICP MS.

Note. Location of analysis see Tables 1, 2. Analysis samples 1929a, 1934a, 2118, 2118/1 performed in IGEM RAS; the rest – in GIN RAS by ICP MS method.

На дискриминационной диаграмме $MgO-FeO^*-Al_2O_3$ фаменские вулканиты концентрируются в поле базальтов надспрединговых островов, вулканических дуг и активных континентальных окраин (см. рис. 6б), что в целом не противоречит их рифтогенной природе вследствие деструкции энсиалической островной дуги франского времени. К сожалению, по ряду обстоятельств, данные о содержании редких элементов скудны, но все же позволяют идентифицировать фаменские базальтоиды с большой вероятностью как внутриплитные (рис. 7).

ВЫВОДЫ

Совокупность вещественных признаков и особенностей строения разреза Тастауской структуры

типична для всей рифтогенной системы Центрального Казахстана, возникшей в результате воздействия мантийного диапира или плюма и функционирующего с фамена до самого начала раннего карбона.

В формировании данной структуры выделяется несколько стадий. Предрифтовой (франской) стадии свойствен континентальный вулканизм в виде высококальциевых и ультракальциевых риолитовых игнимбритов, слагающих энсиалическую островодужную структуру.

Собственно рифтовая стадия начинается с фаменского века формированием системы узких глубоких трогов, в которые ингрессировало море из соседней Жонгаро-Балхашской морской области. Характерными образованиями этого времени

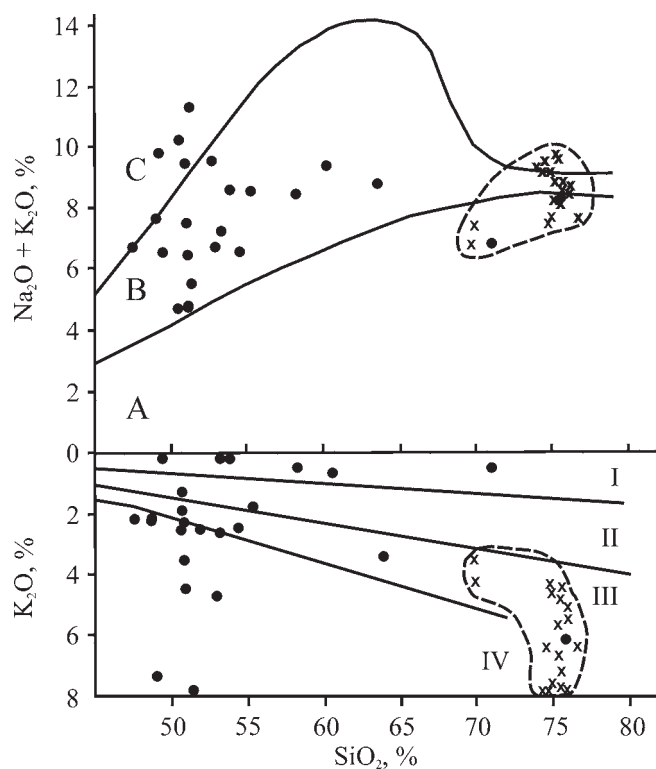


Рис. 4. Положение франских (крестики) и фаменских (точки) вулканитов на TAS диаграмме, развёрнутой вниз по оксиду калия.

A, B, C – поля распространения петрохимических серий (по общей щелочности): известково-щелочной (A), субщелочной (B), щелочной (C). I–IV – петрохимические серии (по содержанию K_2O): I – толеитовая, II, III – известково-щелочная низкокалийная (II) и высококалийная (III) ветвей, IV – шшонитовая.

Fig. 4. Situation Frasnian (crosses) and Famennian (points) vulkanics on the TAS chart developed down potassium oxide.

A, B, C – fields of distribution of petrochemical series (on the general alkalinity): calc-alkaline (A), subalkaline (B), alkaline (C). I–IV – petrochemical series (on the maintenance of K_2O): I – tholeiitic, II, III – calc-alkaline with low (II) and elevated (III) potassium contents, IV – shoshonitic.

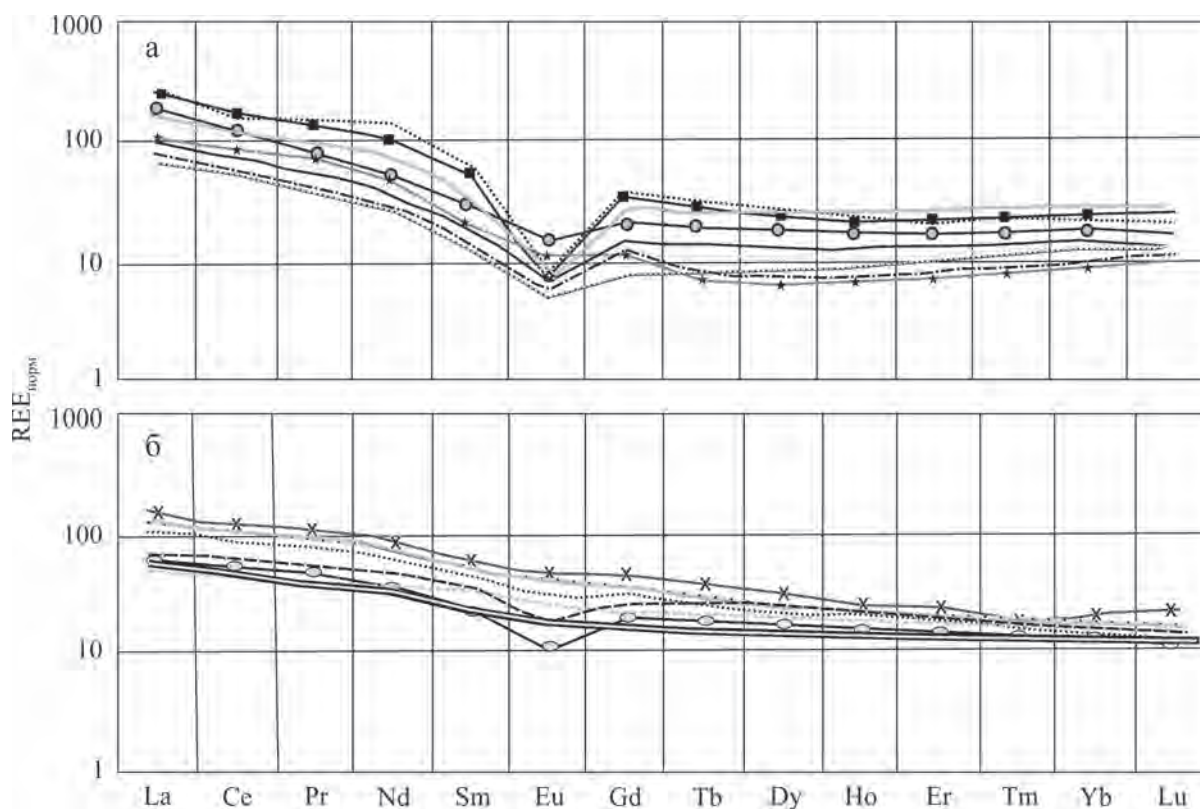


Рис. 5. Характер распределения редкоземельных элементов во франских вулканитах (а) и фаменских вулканитах (б), нормированных по хондриту (Evensen et al., 1978).

Fig. 5. The nature of distribution of REE in Frasnian (a) and Famennian (б) vulkanics, normalized on chondrite (Evensen et al., 1978).

Таблица 4. Анализы фаменских вулканитов, оксиды – в мас. %, остальные – в г/т**Table 4.** Analysis of Famenian volcanites, oxides in wt %, others in ppm

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	2304/3	2032/6	1775/4	2105/4	2217/11	2105/8	2105/7	2105/6	2105/11	2107/1	2217/9	2105/9
SiO ₂	47.7	48.55	48.85	49.33	51.2	51.36	51.43	51.50	51.57	51.77	51.84	52.08
TiO ₂	1.73	1.41	1.45	1.22	1.42	1.33	1.33	1.57	1.38	1.6	1.22	1.43
Al ₂ O ₃	16.18	16.5	13.91	14.7	17.11	15.63	15.96	18.37	16.11	18.22	15.71	17.35
Fe ₂ O ₃	8.26	6.65	4.68	7.88	4.09	10.4	4.83	9.05	5.72	3.77	7.40	5.61
FeO	1.89	1.29	3.06	2.35	4.50	1.14	4.39	–	3.86	1.90	2.64	3.50
MnO	0.13	0.23	0.25	0.12	0.16	0.11	0.18	0.22	0.20	0.16	0.076	0.15
MgO	6.26	0.64	3.48	2.32	4.75	2.15	6.23	2.6	5.38	3.53	1.49	4.24
CaO	6.80	8.90	7.10	7.33	7.33	3.40	7.57	2.79	6.30	5.01	4.13	6.51
Na ₂ O	4.64	5.40	2.80	6.65	2.68	6.35	2.80	4.75	4.00	6.52	3.29	2.80
K ₂ O	2.16	2.10	7.15	0.08	2.85	3.87	1.91	4.45	2.37	1.12	8.11	2.62
P ₂ O ₅			0.60	0.34	0.57	0.26	0.37		0.37	0.60	0.60	0.64
H ₂ O ⁻	0.14	0.16		0.08	0.25	0.16	0.22	0.61	0.20	0.55	0.36	0.06
H ₂ O ⁺	3.58	2.08	2.60	2.58	2.18	1.15	2.25	2.52	2.18	2.77	1.30	2.45
CO ₂		4.77	3.80	4.99	0.19	2.72	0.33	1.64	0.37	2.22	1.80	0.11
Сумма	99.88	99.75	99.82	100.15	99.44	100.32	100.03	100.15	100.32	99.96	100.25	99.95
F		1600	600	600	–	1900	1900	800	1000		1600	2300
Li	61	9		21	17	26	47	23.4	35	61	14	40
Rb	30	86	93	1.4	61	86	51	146	68	33	155	70
Cs	0.9	8	4.3	0.5	1.5	1.2	1	8.2	1,5	3.5	2	2
Sr	1438	323	127	144	431	102	289	254	357	212	650	620
Ba	1041	1440	582	990	412	990	279	456	1530	1350	594	1440
Co	33	12	134	28	21	31	3.7		32	24	24	28
Ni	59	38		50	16	95	10		58	40	284	43
Cr	230	1088		75	60	177	177		88	122	388	51
V	411				232							
Cl												

Компо- нент	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
	2107/17	1934/1	1934/3	1937	1943/2	2107	2017/2	2101/1	2207	2019/8	2019/1
SiO ₂	53.00	53.60	53.60	54.10	54.91	55.16	58.25	60.90	64.00	71.80	76.46
TiO ₂	1.63	0.88	1.05	1.34	1.11	1.47	1.38	1.61	0.67	0.63	0.19
Al ₂ O ₃	20.00	14.73	15.62	17.39	18.45	16.77	16.62	16.22	15.94	12.18	11.23
Fe ₂ O ₃	3.85	5.28	5.86	10.07	2.33	5.59	9.26	7.20	5.49	4.68	1.47
FeO	0.80	0.83	3.18	2.14	4.38	1.05	1.27	–	1.16	0.93	0.57
MnO	0.041	0.19	0.15	0.05	0.13	0.06	0.02	0.03	0.03	0.03	0.01
MgO	0.92	2.06	5.21	0.69	3.38	1.01	0.25	0.21	0.36	0.34	0.41
CaO	4.57	8.84	6.55	3.00	4.71	4.94	2.28	3.06	1.56	0.73	0.19
Na ₂ O	3.78	6.76	4.12	8,50	4.97	6.80	7.82	8.53	5.47	6.20	2.11
K ₂ O	4.82	0.35	2.63	0.22	1.73	1.92	0.64	0.84	3.37	0.58	6.13
P ₂ O ₅	0.72		0.18	0.24	0.31	0.69	0.72		0.10	0.14	0.11
H ₂ O ⁻	0.26	0.73	0.33	0.35	0.27	0.22		0.13	0.24	0.20	0.14
H ₂ O ⁺	4.08	1.11	1.72	0.64	2.80	2.08	0.54	0.91	0.92	0.84	1.06
CO ₂	0.92	4.38	0.27		0.87	2.28	0.51		0.50	0.20	0.22
Сумма	100.2	99.78	100.49	100.40	100.37	100.12	99.56	99.76	100.04	99.56	100.48
F		300	–	630	250		–	700	–	1000	1200
Li	12	31	46.2	11	79.4	9	2.4	2.7	2	7	15.5
Cs	30	0.8	0.8	0.7	5.2	13	3	1.9	4	0.7	6.1
Sr	459		347		305	255		305	228	75	75
Ba	6210		331		295	189		134	1342	88	801
Co	9					9			7		
Ni	32					50			16		
Cr	204		152		84	109			130		
V									175		
Cl			500		500						

Примечание. 2304/3 – массивные пиллоу-базальты в 1.35 км ЮВ зимовки Еркиндык; 2032/6 – миндалекаменные пиллоу-базальты в 1.16 км ССЗ вершины горы Каратастау (отметка 894.6 м); 1775/4 – массивные высококальциевые базальты в 3.7 км ЮЗ родника Айнабулак; 2105/4, 6, 7, 9, 11 – миндалекаменные, пористые, массивные, пиллоу-базальты, плотные базальты в 3.8 км ЮЗ родника Айнабулак; 2217/9, 11 – массивные пироксен-плагиоклазовые базальты в 3.7 км ЮЗ родника Айнабулак; 2107/1 – массивные базальты; 2107/17 – бомбы андезибазальтов среди алевролитов в 0.4 км ЮЗ вершины горы Каратастау (отметка 894.6 м); 2107 – пиллоу-андезибазальты, там же; 1934/1, 3 – тонковкрапленные пироксен-плагиоклазовые андезибазальты, крупновкрапленные плагиоклазовые андезибазальты, тонковкрапленные пироксен-плагиоклазовые андезибазальты в 0.9 км ЮЗ зимовки Еркиндык;

1937 – брекчия андезибазальтов в 2.75 км ЗЮЗ родника Айнабулак; 1943/2 – миндалекаменный андезибазальт в 3.8 км ЮЗ ж/д станции Айрин; 2207 – трахиандезидациты в 850 м ССЗ вершины горы Каратастай; 2019/8, 1 – риодациты, пизолитовые риолитовые туфы в 3 км ЮЮВ зимовки Еркіндык. Анализы выполнены в ИГЕМ РАН.

Note. 2304/3 – massive pillowbasalts in 1.35 km to SE wintering Yerkindyk; 2032/6 – amygdule-stone pillowbasalts in 1.16 km to NNW mountain top of Karatastau (mark 894.6 m); 1775/4 – massive high-potassium basalts 3.7 km to SW of Ainabulak spring; 2105/4, 6, 7, 9, 11 – amygdule-stone, porous, massive, pillow-basalts, dense basalts in 3.8 km to SW of Ainabulak spring; 2217/9, 11 – massive pyroxene-plagioclase basalts 3.7 km to SW of Ainabulak spring; 2107/1 – massive basalts; 2107/17 – andesibasalt bombs among siltstones at 0.4 km to SW of the summit of mount Karatastau (mark 894.6 m); 2107 – pillowe-andesibasalts, ibid; 1934/1, 3 – fine-grained pyroxene-plagioclase andesibasalts, large-grained plagioclase andesibasalts, fine-grained pyroxene-plagioclase andesibasalts at 0.9 km to SW of wintering Erkindik; 1937 – andesibasalts breccia at 2.75 km to WSW to Aynabulak spring; 1943/2 – amygdule-stone andesibasalts at 3.8 km SW railway station, Airin; 2207 – trachyandesidacites aty 850 m NNW from the summit of mount Karatastau; 2019/8, 1 – rhyodacites, pisolite rhyolite tuffs in 3 km SSE of wintering Erkindik. Analysis performed in IGEM RAS.

Таблица 5. Содержание редкоземельных элементов в фаменских вулканитах Тастауской структуры, г/т

Table 5. The content of rare earth elements in Famenian volcanites of the Tastau structure, ppm

Компонент	Образцы												
	2304/3	2105/4	2217/11	2105/8	2105/7	2105/6	2105/11	2107/1	2217/9	2105/9	2107	2101/1	2207
La	38.6	14.1	36.5	12.5	15.7	17.2	19.4	26	28.80	32.30	27.00	32.80	15.70
Ce	80	29.5	79.9	29.1	34.6	41.5	41.5	61	66.60	72.30	62.70	74.60	37.20
Pr	10.5	4.06	10.7	4.24	4.83	5.88	5.48	8.22	8.96	9.57	8.77	9.36	4.78
Nd	40.1	16.9	42.2	18.3	20.6	24.9	22.4	32.8	37.10	40.10	33.50	35.90	18.20
Sm	8.56	3.74	9.34	4.69	4.81	5.78	4.97	6.9	7.65	8.47	6.45	6.47	4.02
Eu	2.52	0.99	2.58	1.15	1.41	1.57	1.43	1.19	1.67	2.34	1.16	1.04	0.62
Gd	8.42	3.44	9.17	4.88	4.94	6.28	5.23	6.6	6.71	7.98	5.75	5.73	4.08
Tb	1.08	0.57	1.33	0.78	0.79	1	0.88	1.03	0.94	1.14	0.86	0.81	0.73
Dy	6.4	3.9	7.53	5.11	5.43	6.35	5.21	6.37	5.56	6.47	5.18	4.86	4.59
Ho	1.28	0.76	1.39	1.02	1.12	1.28	1.09	1.19	1.05	1.24	1.11	0.97	0.96
Er	3.21	2.22	3.85	2.8	3.33	3.37	3.2	3.41	3.06	3.31	2.90	2.62	3.05
Tm	0.49	0.34	0.48	0.39	0.43	0.48	0.43	0.46	0.39	0.45	0.35	0.36	0.45
Yb	2.92	2.05	3.07	2.72	2.98	2.96	3.04	2.94	2.42	2.87	2.04	2.51	3.26
Lu	0.41	0.31	0.51	0.37	0.44	0.44	0.47	0.43	0.32	0.42	0.30	0.36	0.51
Сумма	204.49	82.88	208.55	88.05	101.41	119	114.7	158.54	171.23	188.96	158.08	178.39	98.15
La/Yb	13.2	6.9	11.9	4.6	5.3	5.8	6.4	8.8	11.9	11.3	13.2	13.1	4.8

Примечание. Анализы выполнены в ИГЕМ РАН на плазменном квантометре ICP MS Quad 2. Привязку анализов см. в табл. 4.

Note. The analysis were performed in IGEM RAS on the ISP MS Quad 2 plasma quantometer. Refer to Table 4 for analysis location.

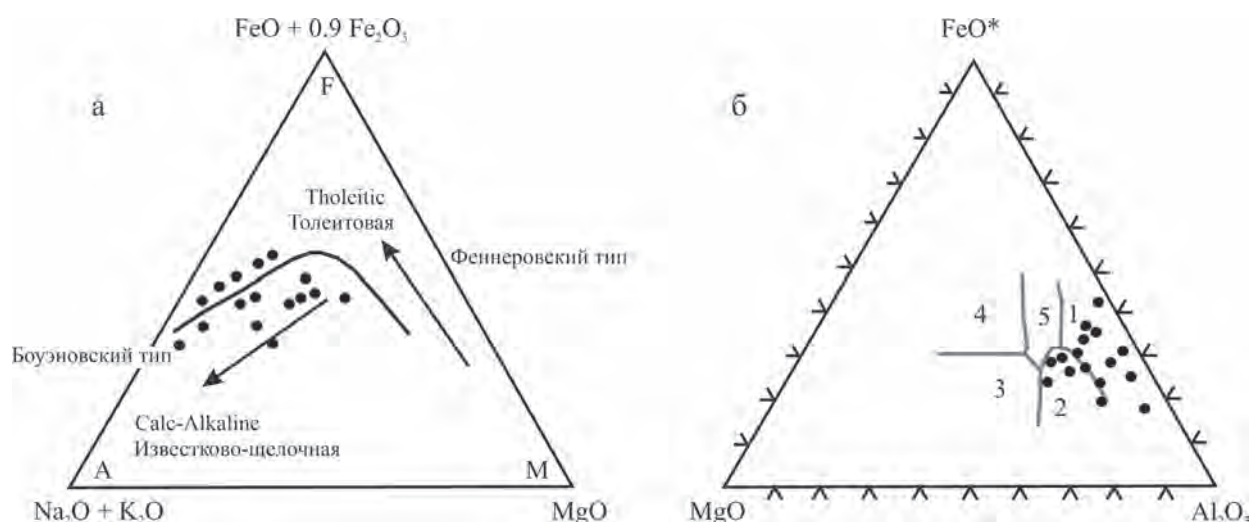


Рис. 6. Диаграмма AFM, отражающая положение базальтоидов фамена в поле толейтовой и известково-щелочной серий с разделительной линией между ними, по Т. Ирвайну и В. Барагару (1971) (а) и дискриминационная диаграмма MgO–FeO* (FeO + 0.9Fe₂O₃)–Al₂O₃ (б).

Поля для базальтов (Pearce, Gale, 1977): 1 – надспрединговых островов, 2 – вулканических дуг и активных континентальных окраин, 3 – срединно-океанических хребтов, 4 – океанических островов, 5 – континентов.

Fig. 6. AFM diagram, reflecting the position of the basaltoids of the famenian in the field of the tholeiitic and calc-alkaline series with a dividing line between them, according to T. Irvayn and V. Baragar (1971) (a) and discriminatory diagram $\text{MgO}-\text{FeO}^* (\text{FeO} + 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3)-\text{Al}_2\text{O}_3$ (б).

With fields for basalts (Pearce, Gale, 1977): 1 – supra-spreading islands, 2 – volcanic arcs and active continental margins, 3 – mid-ocean ridges, 4 – oceanic islands, 5 – continents.

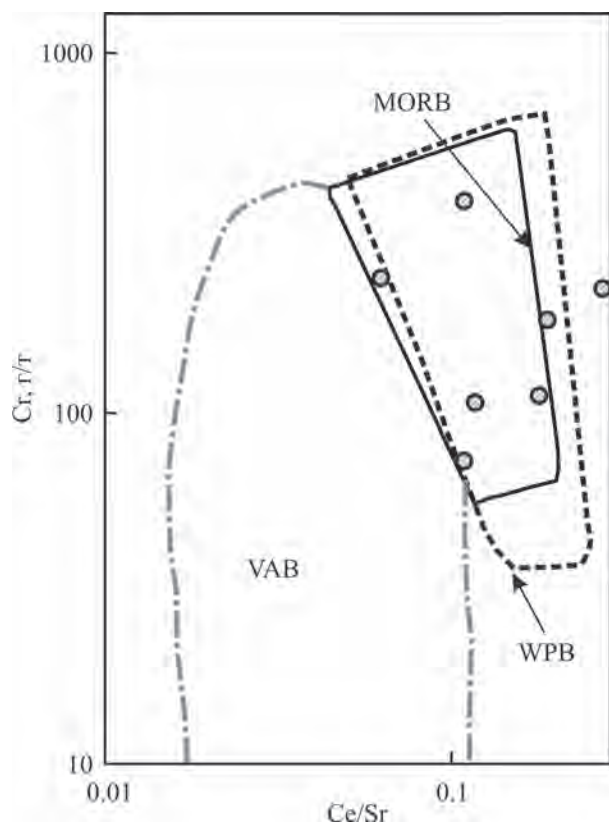


Рис. 7. Дискриминационная диаграмма Cr–Ce/Sr (Pearce, 1982) для базальтов.

VAB – вулканические дуги, MORB – срединно-океанические хребты, WPB – внутриплитные.

Fig. 7. Discrimination Cr–Ce/Sr diagram (Pearce, 1982) of basalts.

VAB – volcanic arcs, MORB – mid-ocean ridges, WPB – intraplate.

являются прибрежные конгломераты и морские песчаники. Конгломератам свойственна тонкая уплощенная изометричная форма галек и их хорошая шлифовка, сходная с таковой галек современных морских пляжей. Песчаники обладают типоморфной для рифтовых структур хорошо выраженной слоистостью и плохой окатанностью обломочного материала, представленного подстилающими риолитовыми игнимбритами, сносимыми с бортов трога.

Зрелой рифтовой стадии свойственно накопление в морских условиях пиллоу-базальтов и ассоциирующих с ними гиадокластитов и тонкослои-

стых силицитово-глиниско-карбонатных сланцев с обильным пепловым материалом трахириолитового состава и с прослоями трахириолитовых пизолитовых туфов. В целом в данную стадию формируется контрастная бимодальная ассоциация субщелочных и щелочных вулканитов часто повышенной калиевоности, по своим петрохимическим параметрам более всего соответствующая формированию внутриконтинентальных (внутриплитных) или энсиалических островодужных комплексов.

Пострифтовой стадии отвечает формирование слоистых известняков нижнего турне, также широко развитых за пределами указанного рифтового трога.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бахтеев М.К., Васюков Ю.А. (1980) Структурно-фациальная зональность и история тектонического развития Атаусуйского рудного района (Центральный Казахстан) в палеозое. *Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв.*, (2), 51-59.
- Бурштейн Е.Ф., Кошелева И.А., Тевелев Ал. В. (1996) Ультракалиевый вулканизм Центрального Казахстана: распространение, возраст, металлогеническое значение. *Московская школа геологов в Казахстане. К 45-летию Центрально-Казахстанской экспедиции геолог. ф-та МГУ*. М.: Изд. Моск. ун-та, 94-109.
- Веймарн А.Б. (1991) Фаменский вулканизм как индикатор геодинамических обстановок и рудоносности. *Магматизм и рудоносность Казахстана*. Алма-Ата: Гылым, 203-211.
- Веймарн А.Б., Капсамун В.И. (1981) Фаменский вулканизм Центрального Казахстана в связи с проблемой железо-марганцевого оруденения. *Вулканоогенно-осадочный лито- и рудогенез*. Алма-Ата: Наука КазССР, 88-96.
- Веймарн А.Б., Милановский Е.Е. (1990) Фаменский рифтогенез на примере Казахстана и некоторых других регионов Евразии. Ст. 1. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, 65(94), 34-47.
- Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Т. 5. (1969) Алма-Ата: Наука КазССР, 256 с.
- Курчавов А.М. (1995) Типы островодужных вулканических ареалов в девонском орогенном вулканическом поясе Центрального Казахстана. *V конференция памяти Зоненшайна по плитной тектонике*. М.: ГЕОС, 76-77.
- Курчавов А.М. (2002) Особенности строения и состава магматитов Тастауской рифтогенной структуры Центрального Казахстана. *Рифты литосферы*. Мат-ы Междунар. науч. конф. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 242-243.
- Мальченко Е.Г., Гранкин М.С., Курчавов А.М. (1998) О геодинамической обстановке формирования верх-

- недевонских вулканитов Успенской, Акбастауской и Акжал-Аксоранской зон в Центральном Казахстане. *Геология и разведка недр Казахстана*, (4), 28-30.
- Юрина А.Л., Кабанов Ю.Ф., Кагарманов А.Х., Курчавов А.М. (1989) Палеоботаническое обоснование внутриживетского несогласия в девоне северо-западной части Джунгаро-Балхашской складчатой области (Центральный Казахстан). *Записки Горн. ин-та*, **119**, 75-81.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. (1978) Rare earth abundance in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **42**(8), 1199-1212.
- Pearce J.A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries (Ed. R.S. Thorpe). *Andesites*. Wiley. Chichester, 525-548.
- Pearce J.A., Gale G.H. (1977) Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **7**, 14-24.
- plitnoi tektonike (5th Zonenshain conference on plate tectonics). Abstracts. Moscow, GEOS Publ., 76-77. (In Russian)
- Kurchavov A.M. (2002) Features of construction and composition of Tastau rift magmatites structures of Central Kazakhstan. *Rifty litosfery. Materialy Mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii* (Rifts of the lithosphere. Proceedings of the International Scientific conference). Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 242-43. (In Russian)
- Kurchavov A.M., Grankin M.S., Mal'chenko E.G., Zhukovskii V.I., Khamzin B.S., Mazurov A.K., Khamza S.Kh. (2000) Zoning, Segmentation, and Paleogeodynamics of the Devonian Volcanic Belt in Central Kazakhstan. *Geotektonika*, (4), 32-43.
- Mal'chenko E.G., Grankin M.S., Kurchavov A.M. (1998) On geodynamic situation of Upper Devonian volcanites formations of Uspenskaya, Akbastau and Akzhal-Aksoran zones in Central Kazakhstan. *Geologiya i razvedka neдр Kazakhstana*, (4), 28-30. (In Russian)
- Pearce J.A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries (Ed. R.S. Thorpe). *Andesites*. Wiley. Chichester, 525-548.
- Pearce J.A., Gale G.H. (1977) Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **14**-24.
- REFERENCES
- Bakhteev M.K., Vasjukov Yu.A. (1980) Structural-facies zonation and tectonic development history of Atasui ore district (Central Kazakhstan) during Paleozoic. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geol. Razved.*, (2), 51-59. (In Russian)
- Burshtein E.F., Kosheleva I.A., Tevelev A.I. (1996) Ultrakali volcanism of Central Kazakhstan: distribution, age, metallogenic significance. *Moskovskaya shkola geologov v Kazakhstane. K 45-letiyu Tsentral'no-Kazakhstanskoi ekspeditsii geologicheskogo fakulteta MGU* (Moscow school of geologists in Kazakhstan. To the 45th anniversary of the Central Kazakhstan expedition of Geology faculty of Moscow state University). Moscow, Moscow St. Univ. Publ., 94-109. (In Russian)
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. (1978) Rare earth abundance in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **42**(8), 1199-1212.
- Geologiya i metallogeniya Uspenskoi tektonicheskoi zony* (Geology and metallogeny of the Uspenskaya tectonic zone). V. 5. (1969) Alma-Ata, Nauka Kazakh SSR Publ., 256 p. (In Russian)
- Kurchavov A.M. (1995) Types of island-arc volcanic areals in the Devonian orogenic volcanic belt of the Central Kazakhstan. *5-ya konferentsiya pamyati Zonenshaina po*

УДК 552.321; 549.623.5; 549.643.2

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-902-918

Амфибол и биотит меланократовых пород из гранитоидных массивов Урала: состав, взаимоотношения, петрогенетические следствия

С. В. Прибавкин

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

Поступила в редакцию 26.12.2018 г., принята к печати 25.02.2019 г.

Предмет и цель исследования. В статье рассмотрены особенности взаимоотношений биотита и амфибола на примере магматогенных меланократовых пород из ряда гранитоидных массивов Урала. Эти породы образуют ксенолиты и синплутонические интрузии известково-щелочного ряда нормальной щелочности: горнблендиты, габбро, диориты, кварцевые диориты. Они сложены амфиболом, кислым или средним плагиоклазом, в подчиненном количестве в них присутствует клинопироксен, биотит, калиевый полевой шпат, кварц. **Материалы и методы.** Определение состава минералов меланократовых пород выполнено на электронном микроскопе JSM-6990LV с ЭДС приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН. **Результаты и выводы.** Показаны широкие вариации состава амфибола и узкие вариации состава биотита, вызванные обменными процессами между минералом и постмагматическим флюидом. Явление замещения раннемагматического амфибола биотитом обосновано наличием разрыва в температурах кристаллизации минералов, указывающим на отсутствие между ними физико-химического равновесия. Их структурные взаимоотношения подтверждают развитие биотита в результате замещения амфибола в соответствии с компетентными и некомпетентными границами фаз. В первом случае структурные пакеты биотита встраиваются вдоль кремнекислородных цепей амфибола, что выражается в параллельности плоскости (001) биотита плоскостям (100), (110) амфибола. Во втором случае развитие биотита происходит не закономерно, наследуя системы трещин в амфиболе. Изучено распределение Mg/Fe между биотитом и раннемагматическим амфиболом, показывающее, что магнезиальность биотита выше магнезиальности замещаемого им амфибола. Обратные соотношения магнезиальностей имеют место между биотитом и постмагматическим амфиболом. Равенство магнезиальностей обоих минералов может отражать условия субсолидусного уравнивания составов. Обозначена проблема выбора составов амфибола для расчета *PT*-параметров становления массивов в коре.

Ключевые слова: амфибол, биотит, меланократовые породы, гранитоидные массивы, термобарометрия

Благодарность

Автор выражает признательность своим коллегам: Е.В. Пушкареву за совместные полевые работы и предоставленные материалы по Шабровскому массиву, Т.А. Осиповой, Г.А. Каллистову, Е.С. Шагалоу за возможность исследовать образцы Челябинского и Сыростанского массивов, И.А. Готтман за проведение микрозондового анализа минералов.

Работа выполнена в рамках Госбюджетной темы УрО РАН, № гос. рег. AAAA-A18-118052590029-6.

Amphibole and biotite of melanocratic rocks from the Ural granitic massifs: composition, relationship, petrogenetic consequences

Sergei V. Pribavkin

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

Received 26.12.2018, accepted 25.02.2019

Research subject. The article discusses the features of the relationship between biotite and amphibole on the example of magmatogene melanocratic rocks from a number of granitoid massifs of the Urals. These rocks form xenoliths and synplutonic intrusions of the calc-alkaline series of normal alkalinity: gornblenditum, gabbro, diorite, quartz diorite. They are composed of amphibole, acidic or middle plagioclase, in a subordinated quantity they contain clinopyroxene, biotite, potassium feldspar, quartz. **Materials and methods.** The composition of the minerals of melanocratic rocks was determined on a JSM-6990LV electron microscope with an EDC-adaptor of INCA Energy 450 X-Max 80 in the Geoanalytical Center

Для цитирования: Прибавкин С.В. (2019) Амфибол и биотит меланократовых пород из гранитоидных массивов Урала: состав, взаимоотношения, петрогенетические следствия. *Литосфера*, **19**(6), 902-918. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-902-918

For citation: Pribavkin S.V. (2019) Amphibole and biotite of melanocratic rocks from the Ural granitic massifs: composition, relationship, petrogenetic consequences. *Litosfera*, **19**(6), 902-918. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-902-918

of the IGG Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. *Results and conclusions.* Wide variations in amphibole compositions and narrow biotite variations caused by exchange processes between the mineral and postmagmatic fluid are shown. The phenomenon of replacement of early magmatic amphibole with biotite is substantiated by the presence of a gap in the crystallization temperatures of minerals, indicating a lack of physicochemical equilibrium between them. Their structural relationships confirm the development of biotite as a result of the replacement of amphibole in accordance with the competent and incompetent phase boundaries. In the first case, the structural packets of biotite are embedded along the silicon-oxygen chains of amphibole, which is expressed in the parallelism of the (001) plane of biotite with the (100), (110) planes of amphibole. In the second case, the development of biotite occurs irregularly, inheriting the system of cracks in amphibole. The distribution of Mg/Fe between biotite and early magmatic amphibole was studied, showing that the magnesia value of biotite is higher than that of amphibole replaced by it. Inverse ratios of magnesia value occur between biotite and post-magmatic amphibole. The equality of the magnesia values of both minerals may reflect the conditions of subsolidus equilibration of the compositions. The problem of choosing amphibole compositions for calculating the *PT*-parameters of the formation of massifs in the Earth crust is considered.

Keywords: *amphibole, biotite, melanocratic rocks, granitoid massifs, thermobarometry*

Acknowledgements

The author expresses gratitude to his colleagues: E.V. Pushkarev for joint field work and providing materials on the Shabrov massif, T.A. Osipova, G.A. Kallistov, E.S. Shagalov for the opportunity to study samples of the Chelyabinsk and Syrostan massif, I.A. Gottman for conducting microprobe analysis of minerals.

The work was carried out within the framework of the state Budget theme of UrO RAS, state reg. AAAA-A18-118052590029-6.

ВВЕДЕНИЕ

В гранитоидных массивах, связанных с надсубдукционной обстановкой, широко распространены меланократовые породы, образующие небольшие интрузивные тела, дайки, включения, ксенолиты. Они представляют собой фрагменты ранних фаз, синплутонические или постгранитные интрузии и иные геологические образования. Для многих из них характерно широкое развитие амфибола и биотита, текстурные и химические отношения между которыми изменчивы и порой принимают необычные формы (Gorbatshev, 1970; Nietanen, 1971; Kanisawa, 1972; de Albuquerque, 1974; Choudhuri, 1974; Kuroda et al., 1974; Ферштатер, Бородин, 1975; Tanaka, 1975; Mason, 1985; Speer, 1987; Ague, 1989; Vyhna et al., 1991; Castro, Stephens, 1992; Бородин и др., 1999; и др.). Например, биотит может располагаться внутри кристаллов амфибола или обрастать амфибол с краев, образовывать с ним ориентированные и неориентированные сростания. Его магнезиальность обычно меньше, чем у амфибола в малоглубинных, и больше, чем в глубинных плутонах, а также мигматитах. Изменение отношений магнезиальности минералов отмечается не только в зависимости от глубины кристаллизации, но и от основных пород к кислым или от центра к краю плутона. Причины изменчивости текстурных и химических отношений между биотитом и амфиболом магматических пород, по-видимому, кроются в адаптации состава минералов к понижению температуры, повышению активности H_2O , f_{O_2} (Ферштатер, Бородин, 1975; Speer, 1987; Бородин и др., 1999; Gray, Smith, 2010). В этой связи выявление реакционных взаимоотношений между амфиболом и биотитом позволит более точно проследить историю кристаллизации пород и внести кор-

рективы в термобарометрические расчеты при реконструкции условий размещения плутонов в коре, что делает данное исследование актуальным.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СОСТАВ ПОРОД

Взаимоотношения биотита с амфиболом рассматриваются на примере ряда высокомагнезиальных, меланократовых пород, ассоциированных с гранитоидными плутонами повышенной основности Среднего и Южного Урала (Верхисетский, Шарташский, Большеседельниковский, Шабровский, Челябинский, Сыростанский). Их геологическое строение подробно рассмотрено в работах (Орогенный..., 1994; Зинькова, 1997; Прибавкин, 2000; Шагалов, 2002; Каллистов, 2011; Ферштатер, 2013; и др.). Здесь мы лишь напомним, что эти массивы формировались в карбоне–ранней перми в связи с завершением надсубдукционного водного магматизма на континентальной окраине (Пучков, 2010). Они представляют собой мантийно-коровые и коровые образования, полученные в результате плавления пород нижней коры под воздействием богатых водой магм из зоны субдукции (Ферштатер, 2013). Эти массивы широко развиты в составе Восточно-Уральского поднятия, где образуют крупные ареалы (Верхисетский, Челябинский), а также запечатывают зону Главного глубинного разлома (Сыростанский массив). Они сложены пестрым набором пород, среди которых преобладают тоналиты, гранодиориты, граниты.

Рассматриваемые меланократовые породы в составе Шабровского (обр. Ук-113, Ук-117, Ук-119), Большеседельниковского (обр. Бс-8, Бс-13), Сыростанского (обр. Сырб-49), Челябинского (обр. Чл-484) массивов образуют тела изометричной или

дайкообразной формы, проявляющие ясные признаки синплутонических интрузий. В Шарташском массиве они встречены в форме ксенолитов (обр. Ш-13.7) без выраженных изменений под воздействием гранитов; в Верхисетском массиве они (обр. Пс-7, Пс-9) представляют собой тела в поле гранодиоритов с неустановленными взаимоотношениями.

Все меланократовые породы обладают сходными петрографическими чертами. Они имеют полнокристаллическую, средне- или крупнозернистую структуру с элементами порфировой и пойкилитовой структур, сложены идиоморфным амфиболом, погруженным в базис салических минералов. Биотит образует сростки с амфиболом или включения в последнем, реже встречается в качестве независимых выделений. Плаггиоклаз даже в самых меланократовых разностях пород (горнблендитах) представлен андезином или олигоклазом. Он образует или небольшие гипидиоморфные зерна, или крупные пойкилокристы. Калиевый полевой шпат и кварц присутствуют в небольшом количестве, имеют резко подчиненное положение, занимая интерстиции между кристаллами плаггиоклаза. Акцессорными минералами пород являются титанит, апатит, циркон, ортит. Среди рудных минералов отмечены сульфиды Fe, Cu, Ni, хромит, ильменит, редко магнетит.

Минеральный и химический состав пород отвечает горнблендитам (обр. Сырб-49, Пс-7 (здесь и далее номера образцов соответствуют таковым на таблицах и рисунках), габбро-диоритам (обр. Чл-484, Ук-119), кварцевым диоритам (обр. Пс-9, Ук-117, Ш-13.7, Бс-13, Бс-8), принадлежащими высоко- и умереннокалиевым известково-щелочным сериям нормальной щелочности, образующим обособленные от вмещающих гранитоидов петрохимические тренды (Зинькова, 1997; Прибавкин, 2000; Шагалов, 2002; Каллистов, 2011). Важнейшей особенностью этих пород является высокий индекс магнезиальности ($Mg\# = 0.4\text{--}0.8$) и фемичности (сумма CIPW нормативных фемических и рудных минералов $Fem = 30\text{--}60$). По содержанию титана они могут быть условно разделены на низкотитанистые (менее 1% TiO_2) и умереннотитанистые (1–2% TiO_2). При этом первые (обр. Пс-7, Пс-9, Ук-117, Чл-484) обычно характеризуются высоким содержанием Cr (600–1100 г/т), Ni (200–300 г/т), вторые (обр. Ук-119, Ш-13.7, Бс-13, Бс-8, Сырб-49) – Sr (600–1500 г/т).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Наблюдения взаимоотношений амфибола и биотита выполнено при помощи оптического микроскопа фирмы ПОЛАМ Р-211М. Микрофотографии в обратно-рассеянных электронах получены на сканирующем электронном микроскопе JSM-6990LV

фирмы Jeol. Определение химического состава минералов в точке и по площади выполнены на ЭДС-приставке INCA Energy 450 X-Max 80 фирмы Oxford Instruments при ускоряющем напряжении 20 кВ, время регистрации импульсов 30 с. Используются сертифицированные стандартные образцы: диопсид, жадеит, ортоклаз, рутил, родонит, Cr_2O_3 , Fe_2O_3 . Полученные результаты измерений состава нормализованы к 100% (аналитик И.А. Готтман). Указанные исследования минералов выполнены в Центре коллективного пользования УрО РАН “Геоаналитик”.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ БИОТИТА С АМФИБОЛОМ

В меланократовых породах амфибол образует разновеликие короткопризматические кристаллы, содержащие в себе единичные или многочисленные лейсты биотита, либо сростки с биотитом (рис. 1). Отношения между ними выглядят как включения раннего биотита в амфиболе (рис. 2а, б), результат совместного роста (рис. 2в) или как псевдоморфозы биотита по амфиболу (рис. 2г). Однако, как будет показано ниже, во всех указанных случаях биотит развивается по амфиболу. Исследование ориентировок кристаллов биотита в амфиболе выявило повторяющиеся с высокой вероятностью случаи кристаллографически закономерных (компетентных) отношений между этими минералами. Наиболее распространенным является случай, когда оси b биотита и амфибола совпадают, а ось a биотита совпадает (с расхождением в $2\text{--}5^\circ$ в соответствии с моноклинной сингонией того и другого минерала) с осью c амфибола, т.е. имеем случай, когда базальная плоскость (001) биотита параллельна плоскости (100) амфибола (рис. 3а). Отмечаемые расхождения от параллельности на угол до 25° могут быть объяснены поворотом биотита на 180° вокруг оси c .

Второй по распространенности случай взаимоотношений биотита и амфибола отличается лишь тем, что ось c биотита повернута так, что плоскость (001) биотита ориентирована параллельно плоскости (110) амфибола, т.е. лейсты биотита ориентированы вдоль плоскостей спайности амфибола (рис. 3б). Однако, как и в первом случае, поворот биотита на 180° относительно оси c приводит к отклонению от плоскости (110), что также неоднократно наблюдалось нами.

Приведенные случаи взаимоотношения амфибола с биотитом доминируют над остальными (табл. 1), что, очевидно, обусловлено структурными особенностями обоих минералов. Согласно рентгеноструктурным данным (Brimhall et al., 1985), в области перехода Т-О-Т-цепей амфибола в слои биотита вдоль плоскостей (100) и (110) возникают “туннели” с диаметром около $4.5 \text{ \AA}$. Эти тун-

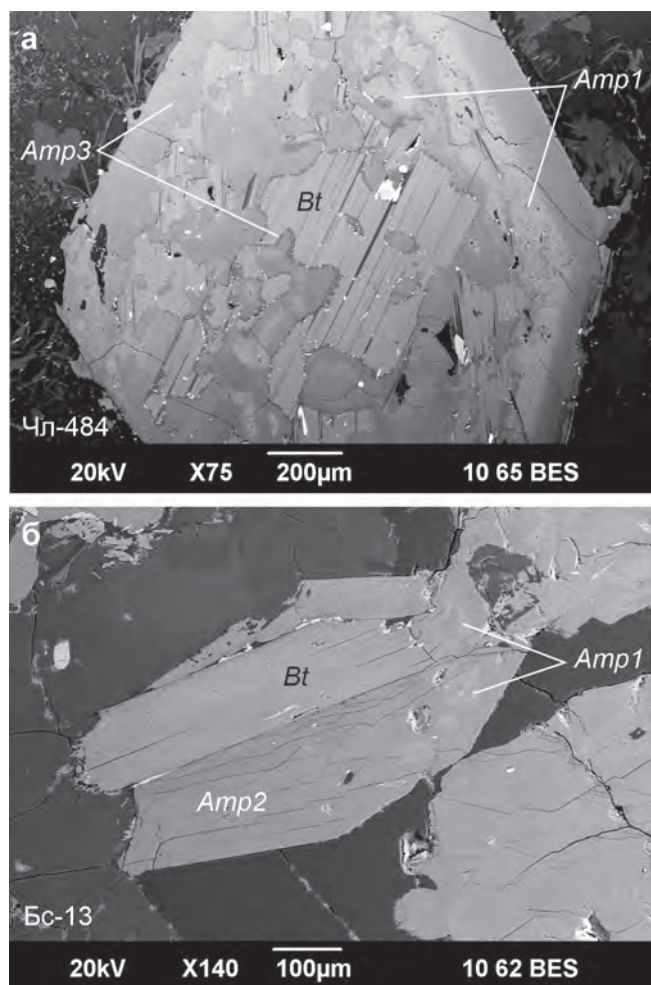


Рис. 1. Строение амфибола и его взаимоотношение с биотитом.

а – на срезе кристалла амфибола выделяются реликты раннемагматического глиноземистого амфибола (*Amp1*), замещенные постмагматическим низкоглиноземистым амфиболом (*Amp3*) (обр. Чл-484). Биотит образует ориентированные лейсты внутри кристалла амфибола, не выходящие за его границы. С биотитом ассоциированы мелкие выделения титанита (белые зерна).

б – равноправные отношения между амфиболом и биотитом (обр. Бс-13). На срезе внутри позднемагматического амфибола (*Amp2*) видны реликты раннемагматического глиноземистого амфибола (*Amp1*).

Fig. 1. The structure of amphibole and its relationship with biotite.

а – on the cut of the amphibole crystal are visible relicts of early magmatic aluminous amphibole (*Amp1*), replaced by post magmatic low aluminous amphibole (*Amp3*) (sample Чл-484). Biotite forms plates inside amphibole not going beyond its borders. Small titanite grains (white) are closely associated with biotite.

б – “equal relations” between amphibole and biotite (sample Бс-13). One can see the relicts of the aluminous early magmatic amphibole inside the predominant late magmatic amphibole (*Amp2*). The composition of the secondary amphibole corresponds to the late magmatic.

нели граничат с позициями *A*, *M(4)* амфибола, занятыми Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , и позицией *I* биотита, занятой K^+ . В результате эти позиции могут быть легко заняты или освобождены при транспортировке K^+ , Ca^{2+} , Na^+ вдоль туннелей, делая возможным быстрое замещение амфибола биотитом. Отсутствие туннелей в других направлениях ограничивает скорость диффузии и возможности замещения.

Поскольку структуры филлосиликатов подобны, выявленные закономерности между биотитом и амфиболом имеют место и в отношениях между хлоритом и амфиболом. В исследовании [Sharp, Buseck, 1988] указано, что при ретроградном метаморфизме развитие по амфиболу хлорита происходит в соответствии с компетентными границами, так что плоскость (001) хлорита параллельна плоскости (100) амфибола или [100], $[-110]$, $[-1-10]$ хлорита параллельны [001] амфибола. Напротив, при проградном метаморфизме рост амфибола на хлорите происходит с участием некомпетентных или полукompетентных границ. В этом случае направление [001] амфибола субпараллельно (001) хлорита, что предполагает рост амфибола вдоль хлоритовых слоев. Как и в случае с биотитом, на этом примере мы видим преобладание ориентировок плоскости (001) хлорита субпараллельно или параллельно [001] амфибола.

К распространенным взаимоотношениям, вошедшим в статистику в числе прочих (см. табл. 1), может быть отнесен случай параллельности базопинакоида биотита плоскостям (001), (011) амфибола. Такие взаимоотношения трудно интерпретировать с точки зрения структуры минералов, поскольку пакеты кремнекислородных тетраэдров биотита оказываются перпендикулярными цепям амфибола. Такие взаимоотношения (и здесь мы согласны с другими исследователями (Brimhall et al., 1985; Ferrow, Baginski, 1998)) можно объяснить развитием биотита по трещинам отдельности амфибола. Доказательством этого является наличие вокруг биотита актинолит-тремолитовых кайм, не отмечаемых в случаях компетентных взаимоотношений биотита с амфиболом. Эти каймы указывают на максимальный обмен компонентов амфибола с флюидом, который возможен лишь в случае длительной фильтрации растворов через кристалл, т.е. по трещинам.

Приведенные примеры развития биотита по амфиболу отвечают реакционному ряду Н.Л. Боуэна как последовательности перитектических реакций и должны отражаться не только во взаимоотношениях фаз, но и в их химии.

СОСТАВ АМФИБОЛА И БИОТИТА

В меланократовых породах составы магматического амфибола отвечают паргаситу, магнезиальной роговой обманке, а постмагматического амфи-

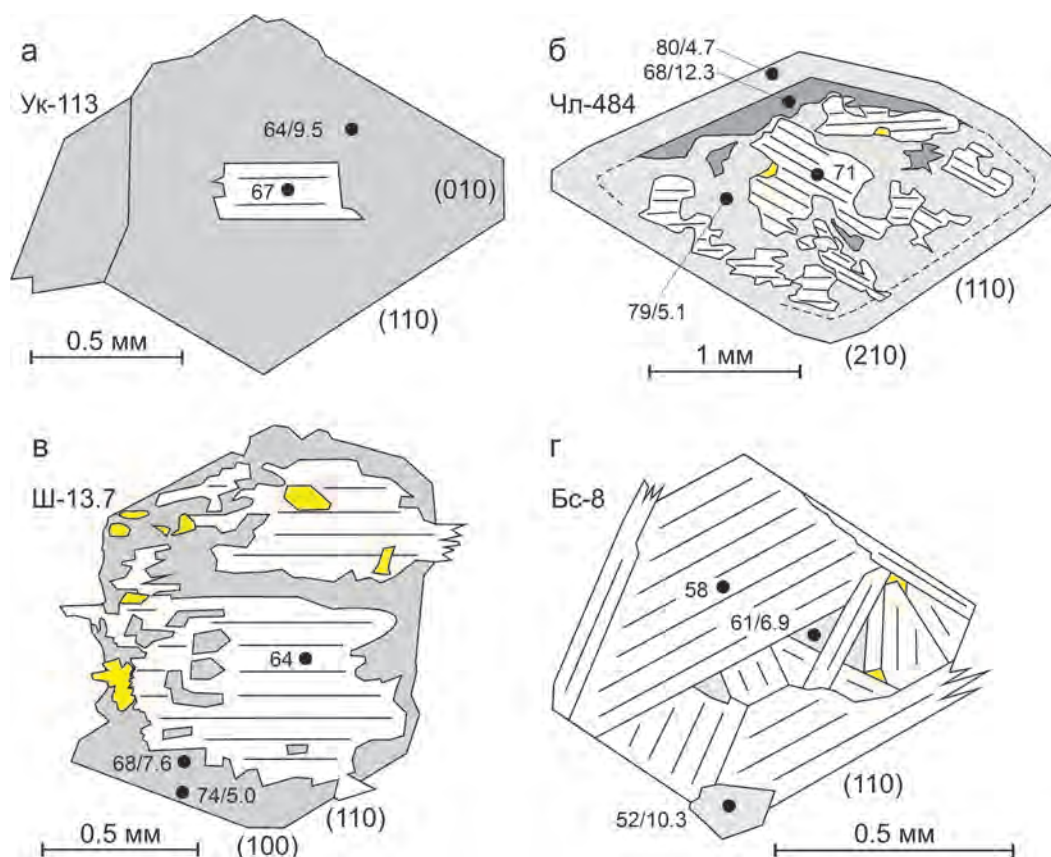


Рис. 2. Взаимоотношения биотита и амфибола.

На рисунках показаны базальные сечения амфибола, содержание глинозема в которых выражено градацией серого (глиноземистый или раннемагматический амфибол – темно-серый, низкоглиноземистый или постмагматический амфибол – светло-серый). Биотит показан белым цветом с линиями, указывающими направление спайности в минерале. Желтым цветом отмечены включения титанита. В числителе указано значение магнезиальности минерала в точке, в знаменателе – содержание алюминия. Номера образцов соответствуют таковым в табл. 1.

Fig. 2. The relationship of biotite with amphibole.

The figures show basal sections of amphibole. The aluminum content in amphibole is indicated by shades of gray (aluminous or magmatic amphibole – dark gray, low alumina or postmagmatic amphibole – light gray). Biotite is shown in white with lines. Titanite is shown in yellow. The magnesium number is indicated in the numerator. The aluminum content is shown in the denominator. Samples correspond to Table 1.

бола – магнезиальной роговой обманке, актинолиту (рис. 4). Ранний амфибол характеризуется высоким содержанием Ti, Al, щелочей, а развивающийся по нему поздний амфибол обладает низкими значениями содержания этих элементов, но более высокой магнезиальностью (табл. 2). В целом же эти данные показывают, что амфибол плутонических пород постоянно меняет свой состав, уравниваясь с остаточными жидкостями. На магматической стадии в условиях изобарической кристаллизации обменное равновесие амфибола с расплавом приводит к снижению в нем содержания алюминия параллельно с понижением доли анортитового компонента в плагиоклазе. Такое изменение состава характеризует тренд I на рис. 5, крутой наклон которого обусловлен высокой занятостью алюминия тетраэдрической и октаэдриче-

ской позиции в паргасите вне зависимости от содержания титана. Большая вариативность титана в этих амфиболах является результатом снижения температуры кристаллизации амфибола и изменения состава расплавов. На постмагматической стадии преобразование магматического амфибола идет по тренду II, отражаясь в значительном снижении занятости в роговой обманке позиций алюминия и титана.

Составы биотитов располагаются между антитфлогопитовым и сидерофиллит-истонитовым рядами, соответствуя флогопиту. Иногда их состав отвечает истониту за счет появления тончайших межслоевых прорастаний хлорита. В отличие от амфибола биотит обладает более узким диапазоном вариаций Al, Ti, магнезиальности (табл. 3, см. рис. 5в, г), что связано с гораздо более широкими вариаци-

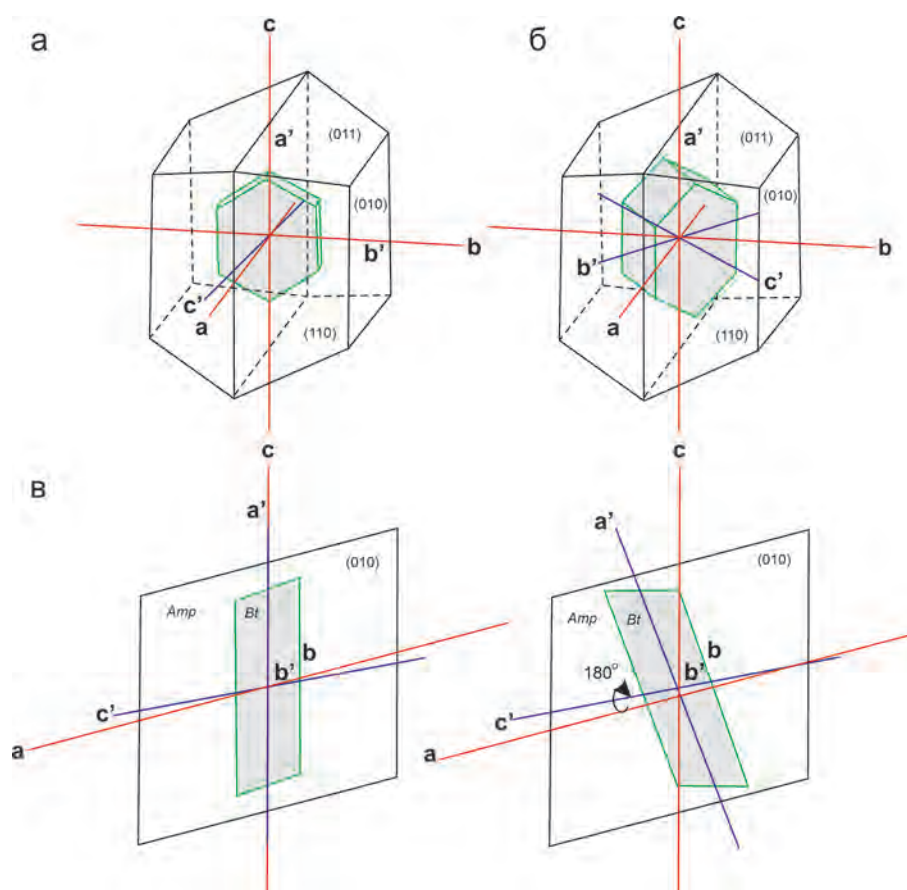


Рис. 3. Примеры компетентных взаимоотношений кристаллов биотита с амфиболом.

а – плоскость (001) биотита параллельна плоскости (100) амфибола, б – плоскость (001) биотита параллельна плоскости (110) амфибола, в – пример вращения биотита на 180° вокруг оси [001] и его проекция на плоскость (010) амфибола.

Fig. 3. Examples of competent relationships of biotite crystals with amphibole.

а – the biotite plane (001) is parallel to (100) amphibole, б – biotite plane (001) parallel to (110) amphibole, в – an example of biotite rotation by 180° around the [001] axis and its projection onto the (010) amphibole plane.

Таблица 1. Частота встречаемости типов взаимоотношений между биотитом и амфиболом, %

Table 1. The frequency of occurrence of various types of relationships between biotite and amphibole, %

Образец	Порода	Массив	Компетентные		Некомпетентные
			Bt ₍₀₀₁₎ Amp ₍₁₀₀₎	Bt ₍₀₀₁₎ Amp ₍₁₁₀₎	
Низкотитанистая серия пород					
ЧЛ-484	Габбро-диорит	Челябинский	25	20	55
Пс-9	Диорит	Верхисетский	22	23	55
Ук-117	—”—	Шабровский	32	24	44
Умереннотитанистая серия пород					
Ук-119	Габбро-диорит	Шабровский	68	12	20
Ш-13.7	Диорит	Шарташский	50	20	30
Бс-13	—”—	Б.-Седельниковский	65	4	31
Бс-8	—”—	Тот же	42	20	38
Сырб-49	Горнблендит	Сыроостанский	39	23	38

ями изоморфизма $Al + Fe^{3+} \leftrightarrow Si + Mg$ в амфиболе, нежели биотите. Тем не менее для него также прослеживается тенденция роста магнезиальности при

снижении Ti, Al, отвечающая смене магматического этапа кристаллизации постмагматическому преобразованию.

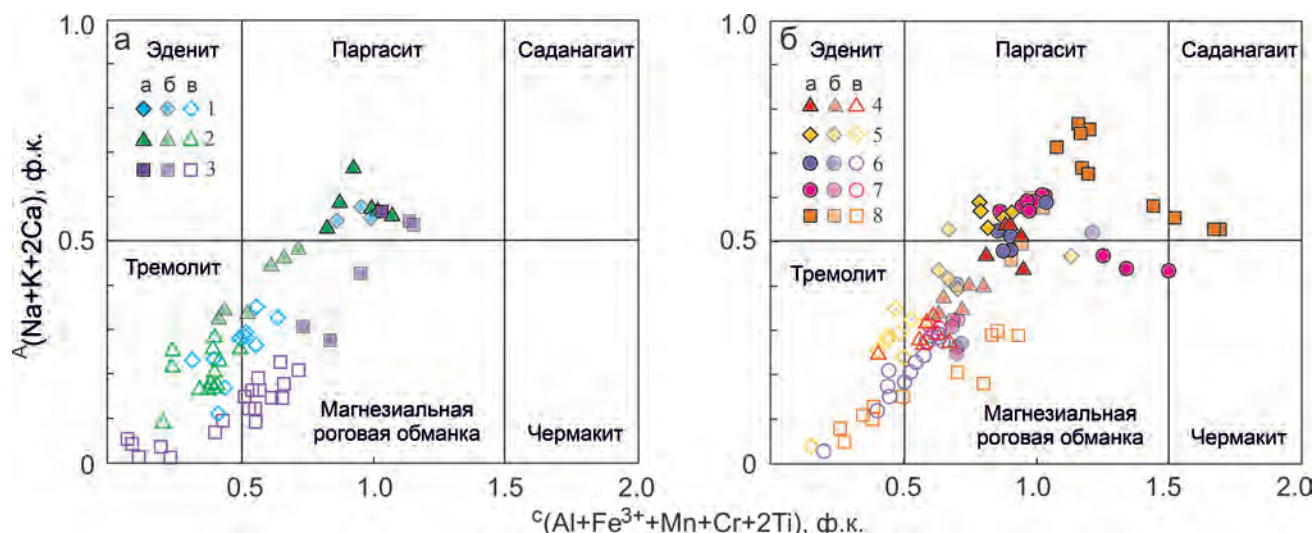


Рис. 4. Классификационная диаграмма $A(\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca}) - C(\text{Al} + \text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + 2\text{Ti})$ (Hawthorne et al., 2012) для амфиболов пород низкотитанистой (а) и умереннотитанистой (б) серии.

1–3 – породы низкотитанистой серии: 1 – Верхисетский (обр. Пс-9), 2 – Шабровский (обр. Ук-117), 3 – Челябинский массивы (обр. Чл-484); 4–8 – породы умереннотитанистой серии: 4 – Шабровский (обр. Ук-119), 5 – Шарташский (обр. Ш-13.7), 6 – Большеседельниковский (обр. Бс-13), 7 – Большеседельниковский (обр. Бс-8 – зона закалки), 8 – Сыростанский массивы (обр. Сырб-49). Индексами а, б, в обозначены раннемагматические, позднемагматические, постмагматические составы амфиболов соответственно.

Fig. 4. Classification diagram $A(\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca}) - C(\text{Al} + \text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + 2\text{Ti})$ (Hawthorne et al., 2012) for amphibole low titanium (a) and moderate titanium (б) series rocks.

1–3 – rocks of low-titanium series: 1 – Verkhisetsky (sample Пс-9), 2 – Shabrovsky (sample Ук-117), 3 – Chelyabinsk massifs (sample Чл-484); 4–8 – rocks of moderate titanic series: 4 – Shabrovsky (sample Ук-119), 5 – Shartashsky (sample Ш-13.7), 6 – Bolsheesdelnikovsky (sample Бс-13), 7 – Bolsheesdelnikovsky (sample Бс-8 – quenching zone), 8 – Syrostan massifs (sample Сырб-49). The indices а, б, в denote early-magmatic, late-magmatic, and post-magmatic compositions of amphibole respectively.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АМФИБОЛА И БИОТИТА

Расчеты условий кристаллизации амфиболов выполнены на основе мономинеральных термобарометров (Féménias et al., 2006; Mutch et al., 2016). Их корректность подтверждена согласованностью с данными амфибол-плаггиоклазовой термобарометрии (Ферштатер, 1990; Holland, Blundy, 1994). В соответствии с расчетами, кристаллизация раннемагматического глиноземистого амфиболов в низкотитанистых разностях пород отвечала температурам 750–800°C, а в умереннотитанистых разностях – 750–1100°C (см. рис. 5а). Наибольшие значения температур установлены в зоне закалки диорита Большеседельниковского и горнблендита Сыростанского массивов, в которых первичный амфибол (титанистый паргасит) формировался при 950–1050 и 1000–1100°C соответственно. Давление кристаллизации амфиболов в большинстве рассмотренных пород составляло 3–4 кбар, за исключением амфиболов горнблендита корневой зоны Сыростанского массива, образованного при 5–7 кбар. Приведенные параметры указывают на формирование меланократовых пород в мезоабиссальной и

абиссальной фациях глубинности, что совпадает с данными по вмещающим гранитоидным plutонам (Ферштатер, Бородин, 1975; Орогенный..., 1994; Зинькова, 1997; Прибавкин, 2000; Шагалов, 2002; Каллистов, 2011; Ферштатер, 2013).

По мере достижения температур кристаллизации 700–630°C, отвечающих субсолидусным условиям (позднемагматическая стадия), кристаллы амфиболов были повторно уравновешены без значимой потери ими алюминия (см. рис. 5а), но с выделением части титана и железа в форме рутила, ильменита, титанита. Согласно данным (Liou et al., 1998; Angiboust, Harlov, 2017), появление тех или иных титановых фаз при изменении амфиболов контролируется температурой, давлением, $f\text{O}_2$, активностью кальция. Например, в корневой зоне Сыростанского массива высокое давление флюида приводит к выделению из амфиболов рутила. Появление ламелей ильменита отмечено нами в амфиболов из зоны закалки диорита Большеседельниковского массива, образованного при высокой температуре и умеренном давлении. В большинстве случаев отмечаем выделение в амфиболов титанита, характеризующего область пониженных температур, давлений и высокой активности кальция.

Таблица 2. Представительные составы амфибола (мас. %) и их кристаллохимические коэффициенты (ф. ед.).

Table 2. Representative compositions of amphibole (wt %) and its crystal-chemical coefficients (a.p.f.u.)

Компо- нент	Обр. Чл-484								Обр. Пс-7								Обр. Ук-117								Обр. Ук-119				
	45.60	47.26	53.01	54.14	56.64	46.56	47.47	52.82	54.59	56.38	45.02	47.58	49.91	52.57	56.87	46.11	47.49	48.95	50.35	53.07									
SiO ₂	1.49	0.85	0.39	0.35	0.02	0.68	0.67	0.81	0.29	0.00	1.62	1.42	0.77	0.39	0.09	1.70	1.61	1.40	1.19	0.40									
TiO ₂	11.83	10.78	5.66	4.55	1.55	12.13	11.40	6.30	4.73	3.50	11.76	10.02	8.28	5.94	2.27	10.74	9.50	8.46	7.32	5.22									
Al ₂ O ₃	0.17	0.88	0.21	0.24	0.17	0.30	0.39	0.16	0.00	0.18	0.17	0.24	0.61	0.05	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00									
Cr ₂ O ₃	12.08	10.63	9.38	9.45	8.99	9.56	8.95	7.16	6.56	6.25	12.54	10.53	9.94	9.38	6.23	14.14	13.32	12.38	11.85	10.67									
FeO	0.20	0.15	0.19	0.26	0.27	0.10	0.15	0.14	0.15	0.21	0.20	0.20	0.22	0.17	0.16	0.24	0.23	0.35	0.32	0.23									
MnO	14.21	14.82	18.15	18.52	19.11	15.77	16.15	18.25	19.28	20.22	13.47	15.27	15.96	17.09	20.36	12.25	13.15	14.07	14.71	16.30									
MgO	11.77	12.67	11.96	11.73	12.96	12.21	12.33	12.80	13.30	12.18	12.20	12.25	12.86	12.56	13.08	12.19	12.40	12.32	12.13	12.74									
CaO	1.73	1.25	0.82	0.76	0.27	1.79	1.72	1.34	0.90	1.08	1.83	1.72	1.01	1.36	0.26	1.49	1.43	1.40	1.51	0.96									
Na ₂ O	0.92	0.71	0.23	0.00	0.02	0.88	0.79	0.22	0.20	0.00	1.19	0.77	0.45	0.49	0.48	1.13	0.85	0.68	0.61	0.41									
K ₂ O	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0									
Сумма	0.68	0.72	0.78	0.78	0.79	0.75	0.77	0.82	0.84	0.85	0.66	0.73	0.74	0.77	0.86	0.61	0.64	0.67	0.69	0.74									
#Mg	Кристаллохимические коэффициенты O = 23																				0.61	0.64	0.67	0.69	0.74				
Si	6.49	6.67	7.31	7.45	7.79	6.53	6.65	7.29	7.49	7.65	6.46	6.73	6.99	7.33	7.76	6.65	6.80	6.96	7.12	7.43									
Al	1.51	1.33	0.69	0.55	0.21	1.47	1.35	0.71	0.51	0.35	1.54	1.27	1.01	0.67	0.24	1.35	1.20	1.04	0.88	0.57									
ΣT	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00									
Ti	0.16	0.09	0.04	0.04	0.00	0.07	0.07	0.08	0.03	0.00	0.18	0.15	0.08	0.04	0.01	0.18	0.17	0.15	0.13	0.04									
Al	0.47	0.46	0.23	0.19	0.05	0.54	0.53	0.31	0.26	0.21	0.45	0.40	0.36	0.30	0.13	0.48	0.41	0.38	0.34	0.29									
Cr	0.02	0.10	0.02	0.03	0.02	0.03	0.04	0.02	0.00	0.02	0.02	0.03	0.07	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00									
Fe ³⁺	0.22	0.21	0.33	0.28	0.13	0.28	0.15	0.02	0.00	0.19	0.11	0.11	0.14	0.05	0.04	0.05	0.05	0.07	0.05	0.03									
Mn ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02									
Fe ²⁺	1.12	1.02	0.66	0.67	0.88	0.77	0.83	0.80	0.75	0.49	1.36	1.10	1.02	1.04	0.67	1.65	1.55	1.40	1.35	1.22									
Mg	3.01	3.12	3.73	3.80	3.92	3.30	3.37	3.75	3.94	4.09	2.88	3.22	3.33	3.55	4.14	2.63	2.81	2.98	3.10	3.40									
ΣC	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00									
Mn ²⁺	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01									
Fe ²⁺	0.10	0.02	0.10	0.13	0.02	0.06	0.07	0.00	0.00	0.03	0.04	0.04	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00									
Ca	1.79	1.92	1.77	1.73	1.91	1.84	1.85	1.89	1.96	1.77	1.88	1.86	1.93	1.88	1.91	1.88	1.90	1.88	1.84	1.91									
Na	0.08	0.05	0.11	0.11	0.04	0.09	0.06	0.10	0.04	0.18	0.06	0.08	0.04	0.11	0.06	0.09	0.08	0.10	0.15	0.08									
ΣB	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00									
Na	0.40	0.30	0.11	0.09	0.04	0.40	0.40	0.26	0.20	0.11	0.45	0.39	0.24	0.26	0.01	0.33	0.32	0.28	0.27	0.18									
K	0.17	0.13	0.04	0.00	0.00	0.16	0.14	0.04	0.04	0.00	0.22	0.14	0.08	0.09	0.08	0.21	0.16	0.12	0.11	0.07									
ΣA	0.56	0.42	0.15	0.09	0.04	0.56	0.55	0.30	0.23	0.11	0.67	0.53	0.32	0.34	0.10	0.54	0.47	0.40	0.38	0.25									

Таблица 2. Окончание

Table 2. Ending

Компо- нент	Обр. III-13.7						Обр. Бс-13						Обр. Бс-8						Обр. Сырб-49					
SiO ₂	45.39	46.37	48.47	50.32	53.37	43.96	48.76	50.37	53.31	57.23	43.87	45.06	49.47	50.45	50.62	42.98	43.82	49.10	53.38	57.34				
TiO ₂	1.84	1.76	1.08	0.57	0.25	2.48	1.32	1.16	0.57	0.00	2.11	1.78	1.53	1.33	1.04	4.97	1.98	1.04	0.45	0.00				
Al ₂ O ₃	9.50	8.97	7.43	6.20	4.72	11.65	8.08	6.94	4.73	1.98	11.22	10.27	7.10	6.68	6.22	12.93	14.24	10.02	6.29	2.76				
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.47	0.00	0.15	0.00	0.00				
FeO	18.62	17.75	17.03	15.81	11.28	15.34	13.48	12.88	11.07	8.87	18.01	17.42	14.39	13.57	14.31	11.76	11.49	9.94	8.56	6.91				
MnO	0.57	0.59	0.53	0.62	0.25	0.22	0.27	0.29	0.18	0.22	0.25	0.28	0.41	0.28	0.25	0.00	0.18	0.21	0.22	0.00				
MgO	9.90	10.33	11.57	12.84	16.28	11.12	13.74	14.34	16.21	18.27	9.88	10.56	13.18	14.07	13.76	13.30	13.18	15.65	18.35	19.56				
CaO	11.56	11.56	11.76	11.76	12.26	12.34	12.40	12.56	12.68	13.03	12.12	12.14	12.14	12.18	12.31	9.90	11.37	11.28	11.02	12.74				
Na ₂ O	1.71	1.78	1.36	1.24	1.12	1.51	1.32	1.02	0.73	0.27	1.52	1.49	1.15	0.95	0.98	2.18	2.83	2.40	1.65	0.70				
K ₂ O	0.91	0.88	0.77	0.63	0.48	1.12	0.63	0.45	0.33	0.14	1.01	0.99	0.64	0.50	0.50	1.51	0.92	0.21	0.09	0.00				
Сумма	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0				
#Mg	0.49	0.51	0.55	0.60	0.72	0.57	0.65	0.67	0.73	0.79	0.50	0.52	0.62	0.65	0.64	0.67	0.68	0.74	0.80	0.84				
Кристаллохимические коэффициенты O = 23																								
Si	6.68	6.80	7.03	7.22	7.47	6.41	6.96	7.14	7.46	7.88	6.46	6.61	7.08	7.16	7.22	6.14	6.26	6.86	7.30	7.81				
Al	1.32	1.20	0.97	0.78	0.53	1.59	1.04	0.86	0.54	0.12	1.54	1.40	0.92	0.84	0.78	1.86	1.74	1.14	0.70	0.19				
ΣT	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00				
Ti	0.20	0.19	0.12	0.06	0.03	0.27	0.14	0.12	0.06	0.00	0.23	0.20	0.17	0.14	0.11	0.53	0.21	0.11	0.05	0.00				
Al	0.33	0.35	0.30	0.27	0.25	0.41	0.32	0.30	0.24	0.20	0.41	0.38	0.28	0.28	0.26	0.32	0.65	0.51	0.32	0.25				
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.02	0.00	0.00				
Fe ³⁺	0.13	0.08	0.17	0.19	0.10	0.05	0.10	0.08	0.07	0.00	0.11	0.09	0.10	0.14	0.11	0.24	0.11	0.15	0.38	0.03				
Mn ²⁺	0.00	0.03	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Fe ²⁺	2.17	2.10	1.90	1.71	1.22	1.82	1.51	1.45	1.23	1.02	2.09	2.02	1.63	1.46	1.59	1.03	1.22	0.95	0.51	0.75				
Mg	2.17	2.26	2.50	2.75	3.40	2.42	2.92	3.03	3.38	3.75	2.17	2.31	2.81	2.98	2.92	2.83	2.81	3.26	3.74	3.97				
ΣC	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.99	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00				
Mn ²⁺	0.07	0.05	0.05	0.06	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.00	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.00	0.02	0.03	0.03	0.00				
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.14	0.04	0.06	0.09	0.01				
Ca	1.82	1.82	1.83	1.81	1.84	1.93	1.90	1.91	1.90	1.92	1.91	1.91	1.86	1.85	1.88	1.52	1.74	1.69	1.62	1.86				
Na	0.10	0.14	0.13	0.14	0.13	0.04	0.07	0.07	0.08	0.07	0.03	0.04	0.11	0.11	0.09	0.35	0.20	0.23	0.27	0.13				
ΣB	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00				
Na	0.38	0.37	0.26	0.21	0.17	0.39	0.29	0.21	0.12	0.00	0.40	0.38	0.21	0.15	0.18	0.26	0.59	0.43	0.16	0.05				
K	0.17	0.17	0.14	0.12	0.09	0.21	0.12	0.08	0.06	0.03	0.19	0.19	0.12	0.09	0.09	0.28	0.17	0.04	0.02	0.00				
ΣA	0.56	0.53	0.40	0.32	0.26	0.59	0.41	0.29	0.18	0.03	0.59	0.57	0.33	0.25	0.27	0.53	0.75	0.46	0.18	0.05				

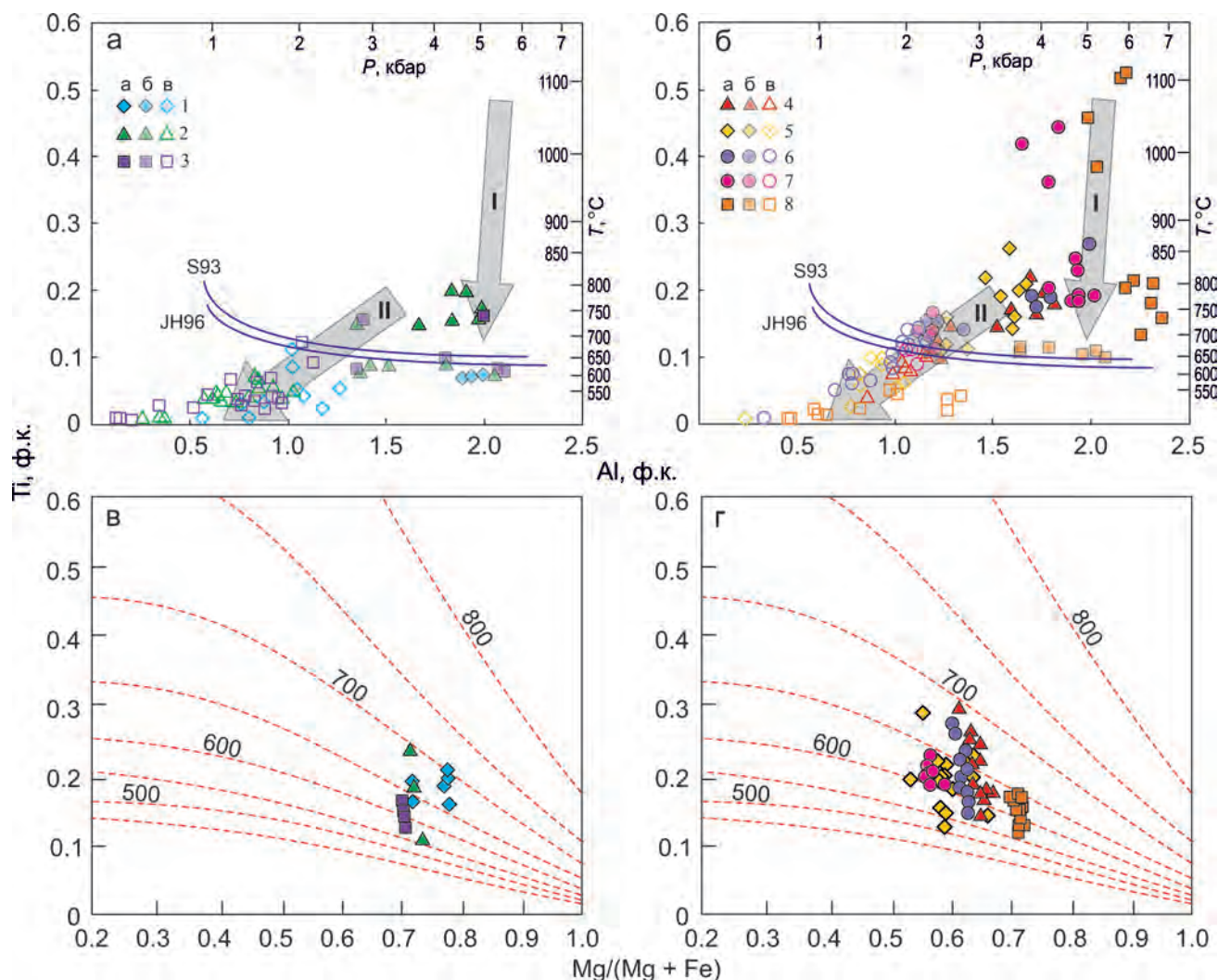


Рис. 5. *PT*-условия кристаллизации амфибола и биотита пород низкотитанистой (а, в) и умереннотитанистой (б, г) серий.

а, б – диаграмма Ti–Al для амфиболов с градуировкой температур и давлений (Féménias et al., 2006; Mutch et al., 2016). Кривые соответствуют H_2O -насыщенным солидусам системы Ab–Or–Qtz– H_2O – CO_2 [JH96] (Johannes, Holtz, 1996) и биотитсодержащего тоналита [S93] (Schmidt, 1993). Стрелками показан магматический (I) и постмагматический (II) тренды изменения составов.

в, г – диаграмма Ti–Mg/(Mg + Fe) для биотита с изотермами (°C) (Henry et al., 2005). Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 5. *PT* crystallization conditions of amphibole and biotite for amphibole low titanium (a) and moderate titanium (б) series rocks.

а, б – Ti–Al diagram for amphiboles with temperature and pressure graduations (Mutch et al., 2016; Féménias et al., 2006). The curves correspond to H_2O -saturated solids of the Ab–Or–Qtz– H_2O – CO_2 system [JH96] (Johannes and Holtz, 1996) and a biotite-containing tonalite [S93] (Schmidt, 1993). The arrows show the magmatic (I) and postmagmatic (II) trends of compositional changes.

в, г – Ti–Mg/(Mg + Fe) diagram for biotite with isotherms (°C) [Henry et al., 2005]. Legend – see Fig. 4.

При температурах ниже гранитного солидуса (постмагматическая стадия) отмечаем потерю амфиболом части глинозема, железа, щелочей, растворение и переотложение титановых фаз в виде титанита. Эти трансформации, по-видимому, можно связать с медленным остыванием плутонов, в которых находились меланократовые породы. Отме-

тим наличие разрыва составов амфибола и доминирование позднего амфибола в низкотитанистой серии (см. рис. 5а), объясняющиеся более глубоким, чем в породах умереннотитанистой серии, изменением вещества пород на постмагматическом этапе. Возможно, это связано с более высоким содержанием воды в расплавах низкотитанистой серии.

Таблица 3. Представительные составы биотита (мас. %) и его кристаллохимические коэффициенты (ф. ед.)

Table 3. Representative compositions of biotite (wt %) and its crystal-chemical coefficients (a.p.f.u.)

Компо- нент	Обр. Чл-484		Обр. Пс-7		Обр. Ук-117			Обр. Ук-119			Обр. Ш-13.7			Обр. Бс-13			Обр. Бс-8			Обр. Сырб-49	
SiO ₂	40.75	40.80	41.35	41.72	39.88	41.14	41.31	40.15	40.32	41.69	40.76	40.68	41.00	40.52	41.33	40.50	40.56	40.89	40.93	41.43	
TiO ₂	1.36	1.25	2.90	2.22	2.19	1.81	1.16	2.84	2.13	1.68	2.79	2.09	1.75	2.64	1.69	2.20	2.08	1.87	1.62	1.39	
Al ₂ O ₃	17.84	17.88	16.75	17.03	17.06	17.12	17.18	16.48	17.09	16.80	14.92	15.76	15.53	16.88	17.33	16.47	16.89	16.91	17.22	16.89	
Cr ₂ O ₃	0.40	0.22	0.26	0.44	0.00	0.20	0.26	0.00	0.00	0.25	0.00	0.00	0.00	0.26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	0.13	
FeO	12.93	12.70	9.80	9.76	13.37	11.88	11.57	15.48	14.93	14.02	17.85	17.17	16.39	15.71	15.03	17.66	16.80	16.39	12.42	11.94	
MnO	0.06	0.05	0.00	0.00	0.16	0.13	0.00	0.00	0.00	0.23	0.41	0.53	0.45	0.00	0.00	0.00	0.17	0.14	0.00	0.00	
MgO	16.16	16.39	18.65	18.83	16.38	17.21	17.84	14.29	14.96	15.41	12.98	13.65	14.53	13.85	14.79	13.53	13.61	14.02	17.19	17.48	
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.79	0.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.46	
Na ₂ O	0.06	0.04	0.21	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
K ₂ O	10.35	10.66	10.08	10.01	10.90	10.51	10.68	9.98	9.95	9.93	10.29	10.13	10.34	10.15	9.84	9.65	9.89	9.78	10.38	10.29	
Сумма	99.99	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	
Mg#	0.69	0.70	0.78	0.78	0.69	0.72	0.74	0.63	0.65	0.67	0.57	0.59	0.62	0.62	0.64	0.58	0.60	0.61	0.72	0.73	
Кристаллохимические коэффициенты O = 22																					
Si	5.70	5.71	5.70	5.74	5.63	5.73	5.75	5.71	5.71	5.84	5.85	5.81	5.84	5.74	5.80	5.77	5.76	5.79	5.71	5.78	
Aliv	2.30	2.29	2.30	2.26	2.37	2.27	2.25	2.29	2.29	2.16	2.15	2.19	2.16	2.26	2.20	2.23	2.24	2.21	2.29	2.22	
ΣT	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	
Alvi	0.65	0.65	0.42	0.49	0.46	0.54	0.56	0.48	0.56	0.61	0.37	0.47	0.45	0.55	0.67	0.53	0.59	0.61	0.54	0.55	
Ti	0.14	0.13	0.30	0.23	0.23	0.19	0.12	0.30	0.23	0.18	0.30	0.22	0.19	0.28	0.18	0.24	0.22	0.20	0.17	0.15	
Cr	0.04	0.02	0.03	0.05	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	
Fe	1.51	1.49	1.13	1.12	1.58	1.38	1.35	1.84	1.77	1.64	2.14	2.05	1.95	1.86	1.76	2.10	2.00	1.94	1.45	1.39	
Mn	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05	0.06	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	
Mg	3.37	3.42	3.83	3.86	3.44	3.57	3.70	3.03	3.16	3.22	2.78	2.91	3.09	2.92	3.09	2.87	2.88	2.96	3.58	3.63	
ΣM	5.73	5.72	5.71	5.75	5.74	5.73	5.76	5.65	5.71	5.70	5.64	5.71	5.73	5.64	5.71	5.74	5.71	5.72	5.77	5.74	
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na	0.02	0.01	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
K	1.85	1.90	1.77	1.76	1.96	1.87	1.89	1.81	1.80	1.77	1.88	1.85	1.88	1.83	1.76	1.75	1.79	1.77	1.85	1.83	
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	
ΣI	1.87	1.91	1.83	1.76	1.98	1.87	1.89	1.86	1.77	1.83	1.85	1.88	1.88	1.76	1.83	1.75	1.77	1.79	1.86	1.85	

Расчет температуры образования биотита с использованием титанового геотермометра (Henry et al., 2005) подтверждает его субсолидусное происхождение и может служить дополнительным аргументом в пользу замещения им раннего амфибола (см. рис. 5в, г). Между тем появление биотита может быть связано не только с кристаллизацией остаточного водного расплава, но и с постмагматическим преобразованием. Примером служат горн-блендиты Сыростанского массива, в которых наблюдается развитие биотита по амфиболу, содержащему экссолюционные включения рутила, т.е. амфиболу, прошедшему стадию повторного уравнивания. При этом температура образования биотита 550–650°C может указывать на его постмагматическое образование в условиях эпидот-амфиболитовой фации или в связи с калиевым метасоматозом, вызванным влиянием гранитов.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ Mg/Fe МЕЖДУ БИОТИТОМ И АМФИБОЛОМ

На примере гранитных батолитов Северной и Южной Америки, Европы, Японии, Урала (Hietanen, 1971; Kanisawa, 1972; de Albuquerque, 1974; Choudhuri 1974; Kuroda et al., 1974; Tanaka, 1975; Ферштатер, Бородин, 1975; Mason, 1985; Speer, 1987; Ague, 1989; Vyhnal et al., 1991; Castro, Stephens, 1992; Бородин и др., 1999) показано, что в магматических породах магнезиальность амфибола обычно выше магнезиальности сосуществующего биотита. Использование Mg/Fe-отношения между этими фазами предложено G.H. Mason (1985) в качестве критерия различия биотитов, кристаллизующихся непосредственно из расплава, и тех, которые образуются при замещении роговой обманки. Например, в породах батолитов Сьерра-Невада, Калифорнийского, Перуанского и других в случае равновесной кристаллизации обоих минералов коэффициент распределения Mg/Fe^{2+} между биотитом и амфиболом, определяемый как $K_D = (X_{Mg}^{Bt}/X_{Fe}^{Bt})/(X_{Mg}^{Amp}/X_{Fe}^{Amp})$, составляет 0.63–0.93 (Hietanen, 1971; Mason, 1985; Speer, 1987; Ague, 1989). Значения $K_D = 1.0$ –1.4 были интерпретированы как результат нарушения равновесной кристаллизации, приводящий к замещению амфибола биотитом на постмагматическом этапе. Позднее на примере батолитов Аппалачей использование отношений Fe^{2+}/Mg между биотитом и краевыми зонами амфибола показало линейную регрессию с наклоном, равным единице, на основании чего высказано предположение о достижении равновесия между биотитом и роговой обманкой на позднемагматической стадии (Vyhnal et al., 1991).

Приведенные примеры противоречат экспериментальным данным с водными расплавами состава тоналита и трахибазальта (Conrad et al., 1988; Barclay, Carmichael, 2004; López et al., 2005; и др.) в диапазоне 0.5–10 кбар, в которых магнезиальность

биотита всегда выше магнезиальности сосуществующего амфибола. По-видимому, несоответствие экспериментальных данных эмпирическим наблюдениям кроется в нарушении Mg/Fe-отношения между фазами. Причины этого могут быть разные. В работах (Ферштатер и др., 1978; Ферштатер, 1987) показано, что повышение фугитивности кислорода на позднемагматической и особенно постмагматической стадии приводит к удалению из амфибола части железа в форме магнетита (окисление железа), вследствие чего его магнезиальность возрастает. Биотит при этом оказывается более устойчивым к окислению, сохраняя свой состав. В этой связи в магнетитовом парагенезисе (магнетитовая феррофация), свойственном маловодным плутонам мезо- и гипабисальных фаций глубинности, магнезиальность биотита близка или ниже магнезиальности амфибола. В плутонах абиссальной фации глубинности, мигматитах и метаморфических породах амфиболитовой фации высокое водное давление препятствует появлению магнетита (безмагнетитовая феррофация), вследствие чего амфибол становится максимально богат Fe^{3+} и Al (Ферштатер, 1987; Бородин и др., 1999). Соотношение магнезиальностей в таких породах смещено в пользу биотита. Однако с появлением эпидота, содержащего Fe^{3+} и выполняющего роль магнетита, это соотношение может быть нарушено (Naney, 1983; Oliveira et al., 2010).

Во всех рассматриваемых нами меланократовых породах мы использовали величину $K_D = (Mg/Fe)_{Bt}/(Mg/Fe)_{Amp}$ для демонстрации отношений Mg/Fe между биотитом и амфиболом.

Однако в отличие от (Hietanen, 1971; Mason, 1985; Speer, 1987) при расчете K_D вместо Fe^{2+} мы использовали общее железо в связи с трудностью его расчета в амфиболе и биотите. Как показано на рис. 5в, г, биотит, в сравнении с амфиболом, обладает узким диапазоном магнезиальности, что вызвано его большей устойчивостью к постмагматическим преобразованиям. В этой связи мы рассчитали три значения K_D , характеризующие гипотетические отношения биотита с ранне-, поздне- и постмагматическим амфиболом. Поскольку биотит, в соответствии с петрографическими наблюдениями и данными термометрии, формируется на позднемагматической стадии, то величина K_{D1} характеризует замещение глиноземистого раннемагматического амфибола биотитом. Неравновесность между этими фазами связана с повышенной основностью пород умеренной щелочности, в которых кристаллизация биотита возможна лишь из остаточного расплава, богатого водой и калием, взаимодействующего с амфиболом по типу перитектической реакции. Значение K_{D2} должно отражать сокристаллизацию биотита и амфибола, а K_{D3} – условия постмагматического уравнивания составов. Как следует из приведен-

Таблица 4. Средние значения магнезиальности биотита, амфибола и коэффициенты распределения Mg/Fe**Table 4.** Average values of magnesium and the distribution coefficient of Mg/Fe between biotite and amphibole

Параметр	Образцы							
	ЧЛ-484	Пс-7	УК-117	УК-119	Ш-13.7	Бс-13	Бс-8	Сырб-49
X_{Mg}^{Bt}	0.69(17)	0.77(11)	0.72(6)	0.65(12)	0.59(14)	0.63(9)	0.58(12)	0.72(14)
X_{Mg}^{Amp1}	0.68(1)	—	0.68(4)	0.64(7)	0.54(8)	0.58(5)	0.49(10)	0.67(10)
X_{Mg}^{Amp2}	0.71(5)	0.75(3)	0.73(4)	0.68(4)	0.56(5)	0.67(9)	0.62(6)	0.69(6)
X_{Mg}^{Amp3}	0.78(21)	0.82(11)	0.80(17)	0.71(7)	0.68(9)	0.71(10)	0.63(4)	0.80(11)
K_{D1}	1.05	—	1.21	1.04	1.23	1.23	1.44	1.27
K_{D2}	0.91	1.12	0.95	0.87	1.13	0.84	0.85	1.16
K_{D3}	0.63	0.73	0.64	0.76	0.68	0.70	0.81	0.64

Примечание. X_{Mg} – мольная доля магниевого компонента в минерале $X_{Mg} = Mg/(Mg + Mn + Fe_{общ})$. K_D – коэффициент распределения между биотитом и амфиболом $K_D = (X_{Mg}/X_{Fe})^{Bt}/(X_{Mg}/X_{Fe})^{Amp}$. В скобках указано количество анализов.

Note. X_{Mg} – molefraction of Mg in the mineral $X_{Mg} = Mg/(Mg + Mn + Fe_{tot})$. K_D – Mg/Fe distribution coefficient between biotite and amphibole $K_D = (X_{Mg}/X_{Fe})^{Bt}/(X_{Mg}/X_{Fe})^{Amp}$. The number of analyzes is given in brackets.

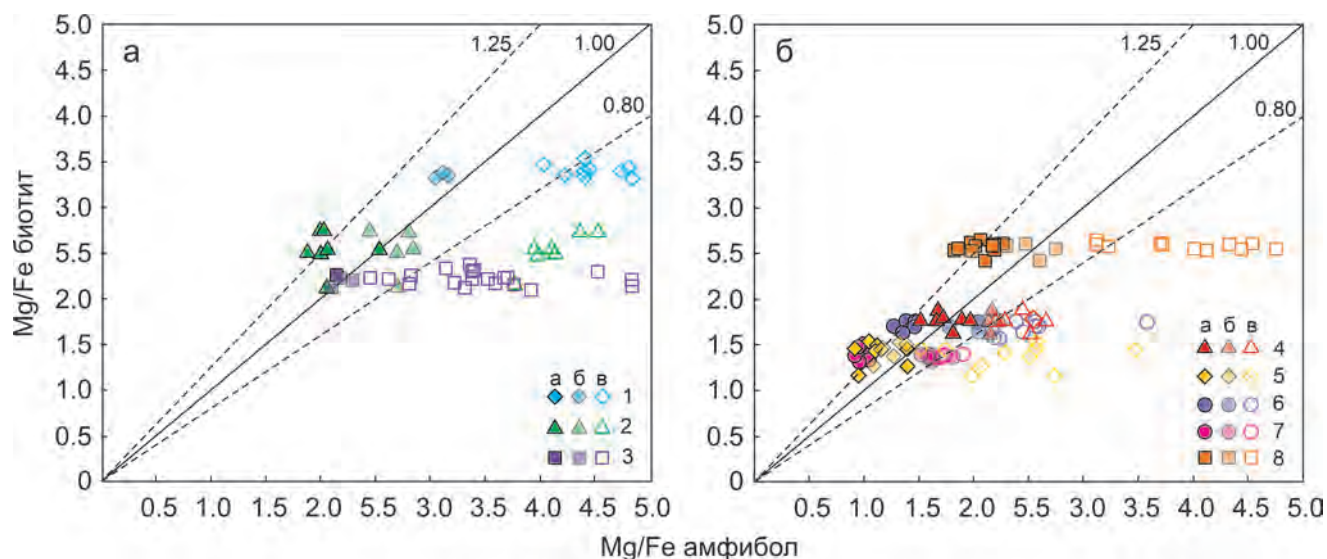


Рис. 6. Диаграмма соответствия Mg/Fe амфибола и биотита пород низкотитанистой (а) и умереннотитанистой (б) серий.

Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 6. Diagram of the correspondence Mg/Fe of amphibole and biotite for amphibole low titanium (a) and moderate titanium (b) series rocks.

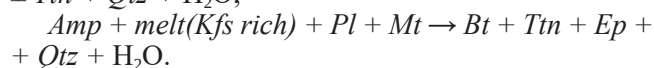
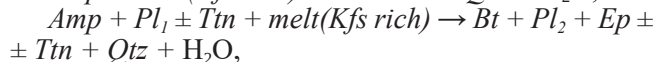
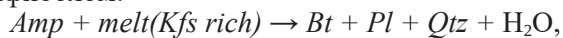
Legend – see Fig. 4.

ных данных (табл. 4, рис. 6), биотит, развивающийся по глиноземистому амфиболу, имеет более магнезиальный состав, чем замещаемый им амфибол ($K_D > 1$). Обратное соотношение ($K_D < 1$) наблюдаем между постмагматическим низкоглиноземистым амфиболом и биотитом. Наконец, сопоставление позднемагматических составов фаз показывает как большую, так и меньшую магнезиальность амфибола относительно биотита. Отношение магнезиальностей для этих пар наиболее близко к единице, демонстрируя условия, близкие

к равновесным. Между тем вероятно и то, что амфибол такого состава не был образован из остаточного расплава, а является результатом незавершенных обменных процессов между раннемагматическим амфиболом и постмагматическим флюидом. В этой связи он не в полной мере отвечает позднемагматическому и полученные Mg/Fe-отношения фаз также не должны отвечать равновесным. Следовательно, возникает вопрос о корректности использования такого амфибола в PT -расчетах кристаллизации плутонов в коре.

РЕАКЦИИ ЗАМЕЩЕНИЯ

Выявленные случаи отношений между минералами могут характеризовать различные этапы эволюции меланократовых пород. Например, в ряде образцов из Шабровского и Челябинского массивов мы видим, что биотит тяготеет к центру кристаллов амфибола и не контактирует, за редким исключением, с окружающими полевыми шпатами, кварцем. Изучение таких кристаллов демонстрирует наличие каймы амфибола, “блокирующей” замещенные биотитом ядра (см. рис. 2б). Наличие такой каймы позволяет высказать предположение о том, что она является результатом регенерации частично замещенного раннего высокоглиноземистого амфибола. Такие особые взаимоотношения минералов могут быть описаны реакцией $Amp + melt(Kfs\ rich) \leftrightarrow Bt + melt(Pl\ rich)$, смещение которой вправо приводит к замещению амфибола, а смещение в обратную сторону – к образованию его новой генерации. Однако в этом случае могут возникнуть вопросы относительно формы регенерированных кристаллов, в частности, будет ли она имитировать свойства первичных магматических кристаллов или это будут скелетные кристаллы, сростки кристаллов. Более вероятным представляется избирательное замещение биотитом амфиболовых ядер, богатых алюминием, требующее меньшего массопереноса вещества. В случае отсутствия контраста в составе амфибола по содержанию алюминия развитие биотита имеет неизбирательный характер. Биотит будет развиваться как в краях кристаллов амфибола, контактируя с полевыми шпатами, кварцем, так и в центре (см. рис. 2в, г). Такое замещение может происходить после формирования основного полевошпатового каркаса пород, на что указывает помимо структурных наблюдений температура кристаллизации биотита 630–700°C. Появление последнего можно описать реакцией остаточного расплава с раннемагматическим глиноземистым амфиболом:



Предложенные реакции применимы не только для меланократовых пород, но и для вмещающих амфиболсодержащих гранитоидов.

ВЫВОДЫ

Исследование взаимоотношений биотита и амфибола меланократовых пород выявило широкое развитие явлений замещения, которые могут быть надежно диагностированы при условии учета структурных и химических отношений между этими минералами. Структурные особенности обо-

их минералов обуславливают доминирование закономерных прорастаний амфибола биотитом над не закономерными. К числу первых относятся случаи параллельности плоскости (001) биотита плоскости (100) или (110) амфибола, а также ряд иных отношений, обоснование которых требует специальных исследований. Ко вторым относятся случаи развития биотита по трещинам в амфиболе.

Отношение Mg/Fe между биотитом и амфиболом служит дополнительным критерием идентификации замещения. Для магматической системы нами установлено, что магнезиальность биотита выше магнезиальности замещаемого им амфибола. Равенство магнезиальностей обоих минералов возникает вследствие преобразования их состава (в большей степени амфибола) вблизи водного солюса расплава. Меньшая величина магнезиальности биотита характерна для глубоко преобразованных составов фаз (прежде всего амфибола) на постмагматическом этапе.

Выявленные особенности изменений составов минералов необходимо учитывать при *РТ*-расчетах формирования гранитоидных массивов с использованием амфибола и биотита.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бородина Н.С., Ферштатер Г.Б., Вотяков С.Л. (1999) Окисление железа в сосуществующих амфиболах и биотитах из гранитоидов и метаморфитов. *Геохимия*, (6), 658–664.
- Зинькова Е.А. (1997) Геохимия, история формирования и петрогенезис Верхисетского гранитоидного батолита, Средний Урал. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 182 с.
- Каллистов Г.А. (2011) Петрология гранитоидов Челябинского массива. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 188 с.
- Орогенный гранитоидный магматизм Урала (1994) (Под ред. Г.Б. Ферштатера). Миасс: ИГГ УрО РАН, 250 с.
- Прибавкин С.В. (2000) Петрология основных пород в гранитоидах Шабровского и Шарташского массивов. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 244 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Ферштатер Г.Б. (1987) Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 230 с.
- Ферштатер Г.Б. (1990) Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр. *Геохимия*, (3), 328–335.
- Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 368 с.
- Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. (1975) Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 288 с.
- Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Чашухина В.А. (1978) Феррофации гранитоидов. *Геохимия*, (2), 147–160.
- Шагалов Е.С. (2002) Петрология и геохимия пород

- Сыростанско-Тургоякской группы гранитоидных массивов, Южный Урал. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 188 с.
- Ague J.J. (1989) The distribution of Fe and Mg between biotite and amphibole in granitic rocks: Effects of temperature, pressure and amphibole composition. *Geochem. J.*, **23**, 279-293.
- Angiboust S., Harlov D. (2017) Ilmenite breakdown and rutile-titanite stability in metagranitoids: Natural observations and experimental results. *Amer. Miner.*, **102**, 1696-1708.
- Barclay J., Carmichael I.S.E. (2004) A hornblende basalt from Western Mexico: Water-saturated phase relations constrain a pressure-temperature window of eruptibility. *J. Petrol.*, **45**(3), 485-506.
- Brimhall G.H., Agee C., Stoffregen R. (1985) The hydrothermal conversion of hornblende to biotite. *Can. Miner.*, **23**, 369-379.
- Castro A., Stephens W.E. (1992) Amphibole-rich polycrystalline clots in calc-alkaline granitic rocks and their enclaves. *Can. Miner.*, **30**, 1093-1112.
- Choudhuri A. (1974) Distribution of Fe and Mg in Actinolite, Hornblende and Biotite in Some Precambrian Metagreywackes from Guyana, South America. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **44**, 45-55.
- Conrad W.K., Nicholls I.A., Wall V.J. (1988) Water-saturated and undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kb: Evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo volcanic zone, New Zealand, and other occurrences. *J. Petrol.*, **29**(4), 765-803.
- de Albuquerque C.A.R. (1974) Geochemistry of actinolitic hornblende from tonalitic rocks, Northern Portugal. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**, 789-803.
- Gorbatshev R. (1970) Distribution of Tetrahedral Al and Si in Coexisting Biotite and Ca-Amphibole. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **28**, 251-258.
- Féménias O., Mercier J.C.C., Nkono C., Diot H., Berza T., Tatu M., Demaiffe D. (2006) Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania). *Amer. Miner.*, **91**, 73-81.
- Ferrow E.A., Baginski B.W. (1998) Chloritisation of hornblende and biotite: a HRTEM study. *Acta Geol. Polonica*, **48**(1), 107-113.
- Gray W., Smith R.K. (2010) Mineral Chemistry of the Tuolumne Intrusive Suite: Evidence for Disequilibrium and Implications for Estimated Magmatic Intensive Variables. Abstract V23B-2446 presented at 2010 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlov G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *Amer. Miner.*, **97**, 2031-2048.
- Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. (2005) The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *Amer. Miner.*, **90**(2-3), 316-328.
- Hietanen A. (1971) Distribution of Elements in Biotite-Hornblende Pairs and in an Orthopyroxene-Clinopyroxene Pair from Zoned Plutons, Northern Sierra Nevada, California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **30**, 161-176.
- Holland T., Blundy J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 433-447.
- Johannes W., Holtz F. (1996) Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks. Springer, 335 p.
- Kanisawa S. (1972) Coexisting biotites and hornblendes from some granitic rocks in southern Kitakami Mountains, Japan. *J. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, **67**, 332-344.
- Kuroda Y., Suzuoki T., Matsuo S., Kanisawa S. (1974) D/H fractionation of coexisting biotite and hornblende in some granitic rock masses. *J. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, **69**, 95-102.
- Liou J.G., Zhang R., Ernst W.G., Liu J., McLimans R. (1998) Mineral paragenesis in the Pianpaludo eclogite body, Gruppo di Voltri, western Ligurian Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **78**, 317-335.
- Lo'pez S., Castro A., Garcí'a-Casco A. (2005) Production of granodiorite melt by interaction between hydrous mafic magma and tonalitic crust. Experimental constraints and implications for the generation of Archean TTG complexes. *Lithos*, **79**, 229-250.
- Mason G.H. (1985) The mineralogy and textures of the Coastal batholith, Peru. Eds W.S. Pitcher et al. *Magmatism at a plate edge, the Peruvian Andes*. Wiley, N.Y., 156-166.
- Mutch E.J.F., Blundy J.D., Tattitch B.C., Cooper F.J., Brooker R.A. (2016) An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **171**, 85. DOI: 10.1007/s00410-016-1298-9
- Naney M.T. (1983) Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Amer. J. Sci.*, **283**, 993-1033.
- Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Scaillet B. (2010) Petrological Constraints on Crystallization Conditions of Mesoarchean Sanukitoid Rocks, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *J. Petrol.*, **51**(10), 2121-2148.
- Schmidt M.W. (1993) Phase relations and compositions in tonalite as a function of pressure: an experimental study at 650°C. *Amer. J. Sci.*, **293**, 1011-1060.
- Sharp T.G., Buseck P.R. (1988) Prograde versus retrograde chlorite-amphibole intergrowths in a calc-silicate rock. *Amer. Miner.*, **73**, 1292-1301.
- Speer J.A. (1987) Evolution of magmatic AFM The hornblende Liberty Hill. *Amer. Miner.*, **72**, 863-878.
- Tanaka H. (1975) Magnesium-iron distribution in coexisting biotite and hornblende from granitic rocks. *J. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **70**, 118-124.
- Vyhnal C.R., McSweeney H.Y., Speer J.A. (1991) Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: Implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *Amer. Miner.*, **76**, 176-188.

REFERENCES

102, 1696-1708.

- Barclay J., Carmichael I.S.E. (2004) A hornblende basalt from Western Mexico: Water-saturated phase relations constrain a pressure–temperature window of eruptibility. *J. Petrol.*, **45**(3), 485-506.
- Borodina N.S., Fershtater G.B., Votyakov S.L. (1999) The oxidation ratio of iron in coexisting biotite and hornblende from granitic and metamorphic rocks. *Geokhimiya*, (6), 658-664. (In Russian)
- Brimhall G.H., Agee C., Stoffregen R. (1985) The hydrothermal conversion of hornblende to biotite. *Can. Miner.*, **23**, 369-379.
- Castro A., Stephens W.E. (1992) Amphibole-rich polycrystalline clots in calc-alkaline granitic rocks and their enclaves. *Can. Miner.*, **30**, 1093-1112.
- Choudhuri A. (1974) Distribution of Fe and Mg in Actinolite, Hornblende and Biotite in Some Precambrian Metagreywackes from Guyana, South America. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **44**, 45-55.
- Conrad W.K., Nicholls I.A., Wall V.J. (1988) Water-saturated and undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kb: Evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo volcanic zone, New Zealand, and other occurrences. *J. Petrol.*, **29**(4), 765-803.
- de Albuquerque C.A.R. (1974) Geochemistry of actinolitic hornblende from tonalitic rocks, Northern Portugal. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**, 789-803.
- Gorbatshev R. (1970) Distribution of Tetrahedral Al and Si in Coexisting Biotite and Ca-Amphibole. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **28**, 251-258.
- Féménias O., Mercier J.C.C., Nkono C., Diot H., Berza T., Tatu M., Demaiffe D. (2006) Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania). *Amer. Miner.*, **91**, 73-81.
- Ferrow E.A., Baginski B.W. (1998) Chloritisation of hornblende and biotite: a HRTEM study. *Acta Geol. Polonica*, **48**(1), 107-113.
- Fershtater G.B. (1987) *Petrologiya glavnykh intruzivnykh associatsii* [Petrology of the main intrusive associations]. Moscow, Nauka Publ., 230 p. (In Russian)
- Fershtater G.B. (2013) *Paleozoiskii intruzivnyi magmatizm Srednego i Yuzhnogo Urala* [Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals]. Ekaterinburg, UrB RAS, 365 p. (In Russian)
- Fershtater G.B., Borodina N.S. (1975) *Petrologiya magmaticheskikh granitoidov na primere Urala* [Petrology of magmatic granitoids (on the example of the Urals)]. Moscow, Nauka Publ., 288 p. (In Russian)
- Fershtater G.B., Borodina N.S., Chashchukhina V.A. (1978) Ferrofacies of granitoids. *Geokhimiya*, (2), 147-160. (In Russian)
- Gray W., Smith R.K. (2010) Mineral Chemistry of the Tuolumne Intrusive Suite: Evidence for Disequilibrium and Implications for Estimated Magmatic Intensive Variables. Abstract V23B-2446 presented at 2010 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 13-17 Dec.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *Amer. Miner.*, **97**, 2031-2048.
- Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. (2005) The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *Amer. Miner.*, **90**(2-3), 316-328.
- Hietanen A. (1971) Distribution of Elements in Biotite-Hornblende Pairs and in an Orthopyroxene-Clinopyroxene Pair from Zoned Plutons, Northern Sierra Nevada, California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **30**, 161-176.
- Holland T., Blundy J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 433-447.
- Johannes W., Holtz F. (1996) Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks. Springer, 335 p.
- Kallistov G.A. (2011) *Petrologiya granitoidov Chelyabinskogo massiva*. Dis. ... kand. geol.-min. nauk [Petrology of granitoids of the Chelyabinsk Massif. Cand. geol. and min. sci. diss.]. Ekaterinburg, IGG UrB RAS Publ., 188 p. (In Russian)
- Kanisawa S. (1972) Coexisting biotites and hornblendes from some granitic rocks in southern Kitakami Mountains, Japan. *J. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, **67**, 332-344.
- Kuroda Y., Suzuoki T., Matsuo S., Kanisawa S. (1974) D/H fractionation of coexisting biotite and hornblende in some granitic rock masses. *J. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, **69**, 95-102.
- Liou J.G., Zhang R., Ernst W.G., Liu J., McLimans R. (1998) Mineral paragenesis in the Pianpaludo eclogite body, Gruppo di Voltri, western Ligurian Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **78**, 317-335.
- Lo'pez S., Castro A., Garcí'a-Casco A. (2005) Production of granodiorite melt by interaction between hydrous mafic magma and tonalitic crust. Experimental constraints and implications for the generation of Archaean TTG complexes. *Lithos*, **79**, 229-250.
- Mason G.H. (1985) The mineralogy and textures of the Coastal batholith, Peru. Eds W.S. Pitcher et al. *Magmatism at a plate edge, the Peruvian Andes*. Wiley, N.Y., 156-166.
- Mutch E.J.F., Blundy J.D., Tattitch B.C., Cooper F.J., Brooker R.A. (2016) An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **171**, 85. DOI: 10.1007/s00410-016-1298-9
- Naney M.T. (1983) Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Amer. J. Sci.*, **283**, 993-1033.
- Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Scaillet B. (2010) Petrological Constraints on Crystallization Conditions of Mesoproterozoic Sanukitoid Rocks, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. *J. Petrol.*, **51**(10), 2121-2148.
- Orogennyi granitoidnyi magmatizm Urala* [Orogenic granitoid magmatism of the Urals]. (1994) (Ed. G.B. Fershtater). Miass, IGG UrB RAS, 250 p. (In Russian)
- Pribavkin S.V. (2000) *Petrologiya osnovnykh porod v granitoidakh Shabrovskogo i Shartashskogo massivov*. Dis. ... kand. geol.-min. nauk [Petrology of the mafic rocks in granitoids of Shabry and Shartash massifs. Cand. geol. and min. sci. diss.]. Ekaterinburg, IGG UrB RAS, 244 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 the Suburalian

- areas (actual issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russian)
- Schmidt M.W. (1993) Phase relations and compositions in tonalite as a function of pressure: an experimental study at 650 °C. *Amer. J. Sci.*, **293**, 1011-1060.
- Shagalov E.S. (2002) *Petrologiya i geokhimiya porod Syrostantsko-Turgoyakskoi gruppy granitoidnykh massivov, Yuzhnyi Ural*. Dis. ... kand. geol.-min. nauk [Petrology and geochemistry of rocks of Syrostan-Turgoyak group of granitoid massifs, South Ural. Cand. geol. and min. sci. diss.]. Ekaterinburg, IGG UrB RAS, 188 p. (In Russian)
- Sharp T.G., Buseck P.R. (1988) Prograde versus retrograde chlorite-amphibole intergrowths in a calc-silicate rock. *Amer. Miner.*, **73**, 1292-1301.
- Speer J.A. (1987) Evolution of magmatic AFM The hornblende Liberty Hill. *Amer. Miner.*, **72**, 863-878.
- Tanaka H. (1975) Magnesium-iron distribution in coexisting biotite and hornblende from granitic rocks. *J. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **70**, 118-124.
- Vyhnal C.R., McSween H.Y., Speer J.A. (1991) Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: Implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *Amer. Miner.*, **76**, 176-188.
- Zin'kova E.A. (1997) *Geokhimiya, istoriya formirovaniya i petrogenезis Verkhisetskogo granitoidnogo batolita, Srednii Ural*. Dis. ... kand. geol.-min. nauk [Geochemistry, formation history and petrogenesis of the Verkhisetsk granitoid batholith, Middle Urals. Cand. geol. and min. sci. diss.]. Ekaterinburg, IGG UrB RAS Publ., 182 p. (In Russian)

УДК 550.4.02+551.3

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-919-944

Поведение микроэлементов в кислотных вытяжках (уксусной, азотной и соляной) из терригенно-карбонатных пород укской свиты верхнего рифея Южного Урала

С. А. Дуб, Н. В. Чередниченко, Д. В. Киселева, Н. П. Горбунова,
Т. Я. Гуляева, Л. К. Дерюгина

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

Поступила в редакцию 11.12.2018 г., принята к печати 06.06.2019 г.

Объектами исследования являлись 14 образцов известняков и один образец карбонатно-терригенной породы из терригенно-карбонатных отложений укской свиты верхнего рифея Южного Урала. Методика включала в себя установление минерального и химического состава образцов, основным инструментом служил ICP-MS метод определения концентраций малых элементов (микроэлементов). Рентгеноструктурный анализ проводился с использованием дифрактометра Shimadzu XRD-7000, содержания породообразующих оксидов в валовых пробах установлены рентгеноспектральным флуоресцентным методом на спектрометрах CPM-35 и Shimadzu XRF 1800. Микроэлементный состав валовых проб и кислотных вытяжек, полученных при использовании уксусной (10%), азотной (36%) и соляной (17%) кислот, определен на спектрометре Perkin Elmer ELAN 9000. Результаты. Проанализировано распределение литофильных, редкоземельных и ряда других элементов (Sr, Ni, U) – как в валовых пробах, так и в кислотных вытяжках. Выявлены основные фазы-носители этих элементов. Выводы. 1. Использование перечисленных кислот приводит к попаданию в раствор некарбонатной составляющей, в том числе к контаминации карбонатных вытяжек литофильными элементами. В частности, отмечается переход в вытяжки таких элементов, как Rb, Zr, Li, Th, Ti, Sc, Co (наиболее показательны в этом отношении азотная и соляная кислоты, менее интенсивно процесс протекал в уксусной кислоте). 2. Установлено, что основными носителями редкоземельных элементов (РЗЭ) в исследуемых породах являются глинистое вещество (1), акцессорные минералы (2), в том числе фосфатсодержащие зерна, тонкорассеянные (окси)гидроксиды железа и марганца (3) и вторичные карбонатные фазы (4), представленные доломитом. Предполагается, что характер кривых распределения РЗЭ (при нормировании по глинистому сланцу) во многом определяется содержанием в породах последнего из перечисленных компонентов. Доля РЗЭ, связанных в кристаллической решетке кальцита, в общем балансе лантаноидов невелика. Использование кислот с такими концентрациями не позволило получить вытяжку, которая по спектру РЗЭ с высокой вероятностью соответствовала бы распределению РЗЭ в морской воде укского времени. Тем не менее, уксусная кислота больше подходит для достижения этой цели, нежели остальные. 3. Отмечено, что в состав седиментогенного кальцита, помимо стронция, входят также Ni и U.

Ключевые слова: Южный Урал, верхний рифей, укская свита, известняки, микроэлементы, литофильные элементы, редкоземельные элементы, уксусная кислота, азотная кислота, соляная кислота, доломит

Благодарность

Авторы выражают глубокую признательность А.В. Маслову и М.Т. Крупенину за продуктивное обсуждение темы и ряд ценных идей, а также А.Б. Кузнецову за серию конструктивных замечаний.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00062).

Для цитирования: Дуб С.А., Чередниченко Н.В., Киселева Д.В., Горбунова Н.П., Гуляева Т.Я., Дерюгина Л.К. (2019) Поведение микроэлементов в кислотных вытяжках (уксусной, азотной и соляной) из терригенно-карбонатных пород укской свиты верхнего рифея Южного Урала. *Литосфера*, 19(6), 919–944. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-919-944

For citation: Dub S.A., Cherednichenko N.V., Kiseleva D.V., Gorbunova N.P., Gulyaeva T.Ya., Deryugina L.K. (2019) Trace element behaviour in acidic leachates (acetic, nitric and hydrochloric) from siliciclastic-carbonate rocks of the Upper Riphean Uk formation in the Southern Urals. *Litosfera*, 19(6), 919–944. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-919-944

© С.А. Дуб, Н.В. Чередниченко, Д.В. Киселева, Н.П. Горбунова, Т.Я. Гуляева, Л.К. Дерюгина, 2019

Trace element behaviour in acidic leachates (acetic, nitric and hydrochloric) from siliciclastic-carbonate rocks of the Upper Riphean Uk formation in the Southern Urals

Semen A. Dub, Nadezhda V. Cherednichenko, Darya V. Kiseleva, Nadezhda P. Gorbunova, Tamara Ya. Gulyaeva, Lyubov' K. Deryugina

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

Received 11.12.2018, accepted 06.06.2019

Research subject. 14 samples of limestone and one sample of carbonate-siliciclastic rock from siliciclastic-carbonate deposits of the Upper Riphean Uk Formation (the Southern Urals) were studied. **Methods.** Mineral and chemical composition of the samples were determined; the main tool for detecting the concentrations of trace elements was the ICP-MS method. X-ray diffraction analysis was carried out using a Shimadzu XRD-7000 diffractometer, the content of major (rock-forming) oxides in bulk samples was established by X-ray fluorescence spectrometry on the SRM-35 and Shimadzu XRF 1800 spectrometers. Microelement composition of bulk samples and acidic leachates obtained with using acetic (10%), nitric (36%) and hydrochloric (17%) acids was determined on a Perkin Elmer ELAN 9000 spectrometer. **Results.** The distribution of lithophile, rare-earth and a number of other elements (Sr, Ni, U) both in bulk samples and in acidic leachates was analyzed. The main carrier phases of these elements were revealed. **Conclusions.** 1. The use of any listed acids leads to the non-carbonate component entering the solution, including contamination of the "carbonate" leachates by lithophile elements. In particular, a transition Rb, Zr, Li, Th, Ti, Sc to leachates was noted. This process is most active in nitric and hydrochloric acids, less intensive in acetic acid. 2. Among the carriers of rare earth elements (REE) in the studied rocks are clays (1), accessory minerals (2), including phosphate-bearing grains, secondary carbonate phases represented by dolomite and, possibly (3), finely disseminated iron and manganese (oxy)hydroxides (4). It is assumed that the REE pattern in limestones is determined by the content of the epigenetic dolomite. The contribution of lanthanides bound in the sedimentary calcite crystal lattice in the total REE pattern is rather large only in relatively "pure" limestones. However, the use of acids with such concentrations did not allow to obtain a leachate, which the REE pattern with high probability corresponds to the distribution of REE in the Uk time seawater. But acetic acid is more effective for achieving this goal than the others. 3. In addition to Sr, sedimentary calcite also contains Ni and U.

Keywords: Southern Urals, Upper Riphean, Uk Formation, limestones, trace elements, lithophile elements, rare-earth elements, acetic acid, nitric acid, hydrochloric acid, dolomite

Acknowledgements

The authors are deeply grateful to A.V. Maslov and M.T. Krupenin for a productive discussion of the topic and a number of valuable ideas, and also to A.B. Kuznetsov for a series of constructive comments.

This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (project No. 18-05-00062).

В настоящее время карбонатные породы являются основным объектом хемотратиграфических исследований благодаря их способности при определенных условиях сохранять информацию о составе древней морской воды. Однако главной трудностью при "извлечении" такой информации остается отделение первичной карбонатной составляющей (несущей признаки/"сигнал" среды осадконакопления) от некарбонатной, в том числе терригенной, и от вторичных карбонатных фаз, образование которых обусловлено постседиментационными (катагенетическими и гипергенными) процессами. Для достижения этой цели используются различные методики (Горохов и др., 1995; Кузнецов и др., 2003, 2006; Kouchinsky et al., 2008; Li et al., 2011; и др.). Основной принцип большинства из них – двух- или многоступенчатое воздействие на породы слабыми растворителями (среди которых ацетат аммония, разбавленные уксусная и/или соляная кислоты) для выделения карбонатной фазы, максимально приближенной по элементному со-

ставу к морской воде. В целях получения вытяжек для вычисления значений индикаторов сохранности первичных изотопных систем (таких как Mn/Sr, Fe/Sr, Mg/Ca и др.) и последующего отбора подходящих образцов применяются в основном разбавленные кислоты (в основном 0.5M CH₃COOH или 1–2.5M HCl) (Derry et al., 1992; Kaufman et al., 1993; Семихатов и др., 2004; и отмеченные выше авторы), реже более сильные реагенты (Kouchinsky et al., 2008, 7M HNO₃). В общем случае при изучении микроэлементного состава карбонатной составляющей пород обычно используются азотная и/или соляная кислоты – для относительно "чистых" карбонатов, а также уксусная кислота, в том числе в сочетании с ацетатом натрия, – для отложений с существенной примесью некарбонатного материала (Ling et al., 2013; см. также ссылки в этой работе). Так или иначе, но применение концентрированных растворителей влечет попадание в вытяжки некарбонатных составляющих. При изучении особенностей взаимодействия поликомпонентных карбо-

натных отложений с кислотами разных концентраций с использованием современного высокоточного оборудования в породах могут быть выявлены фазы-носители как породообразующих, так и малых элементов. К сожалению, в современных отечественных публикациях этой проблеме не уделено достаточного внимания¹. Предполагая в той или иной степени заполнить этот пробел, мы рассматриваем особенности растворения карбонатных пород, содержащих различные примеси, в уксусной, азотной и соляной кислотах на основе сопоставления данных по элементному составу проб и полученных из них кислотных вытяжек.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Материалом для исследований послужили 14 образцов известняков и один образец карбонатно-глинистой породы, принадлежащих укской свите каратауской серии верхнего рифея Башкирского мегантиклинория, отобранных из разреза Шубино, расположенного на западном крыле Сулеймановской антиклинали (восточная окраина г. Усть-Катав Челябинской области, гора Медведь – рис. 1). Изучение вещественного состава указанных образцов проведено в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург). Определение фазового (минерального) состава 10 из этих образцов (9 образцов известняков и один образец карбонатно-глинистой породы) выполнено с использованием дифрактометра Shimadzu XRD-7000 (аналитик Т.Я. Гуляева), содержания породообразующих оксидов в валовых пробах установлены рентгеноспектральным флуоресцентным методом на спектрометрах CPM-35 и Shimadzu XRF 1800 (аналитики Н.П. Горбунова, Л.А. Татарина, Г.С. Неупокоева, Г.А. Аввакумова), концентрации главных и малых элементов как в валовых пробах, так и в кислотных вытяжках, измерены на ICP-MS спектрометре Perkin Elmer ELAN 9000. Для геохимических исследований были отобраны образцы пород, наименее измененных вторичными процессами (катагенетическими или гипергенными); степень преобразования оценивалась визуально. Какого-либо предварительного разделения минеральных фаз в отдельных образцах не производилось. К сожалению, метод рентгеноструктурного анализа не позволяет уверенно диагностировать в пробах минералы, содержание которых составляет порядка 1% и менее. По этой причине информация о содержании ряда компонентов

в изученных образцах отчасти была получена в результате изучения шлифов.

Подготовка валовых проб для ICP-MS анализа велась по стандартной методике (Вотьяков и др., 2006): навеску массой порядка 100 мг растворяли в смеси азотной, соляной и плавиковой кислот во фторопластовых вкладышах в микроволновой печи SpeedWave 3+ (Berghof) с последующим переводом полученных растворов в нитраты. Методика получения уксуснокислотных вытяжек включала в себя обработку навесок массой порядка 100 мг двумя миллилитрами 10%-й уксусной кислоты ($\approx 1.7M$) при комнатной температуре во фторопластовых бюксах с крышками. Процедура получения азотно-кислотных и солянокислотных вытяжек проходила таким же образом, для этого были использованы 7M HNO_3 и 5M HCl (соответствующие концентрации примерно 36 и 17% (Справочник химика-аналитика, 1976)). Полученные смеси были выдержаны при комнатной температуре в течение 48 ч. Нерастворимые остатки пропущены через фильтр “синяя лента”, промыты дистиллированной водой и взвешены. Во всех случаях количество кислоты было избыточным по отношению к количеству карбоната (и прочих реакционноспособных компонентов). Все полученные содержания элементов пересчитаны на массу растворившегося вещества. При расчетах были учтены фоновые концентрации элементов в кислотах (данные по “холостому опыту”). Уксусно- и азотнокислотные вытяжки (растворы) получены для всех 15 образцов, солянокислотные – только для 5 из них. Источник вещества каждой из проб для всех видов анализов был единым.

ЛИТОТИПЫ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ

Образцы для исследований отобраны из верхнеукской подсвиты, сложенной преимущественно известняками (Беккер, 1961; Козлов, 1982; Стратотип рифея..., 1983; Путеводитель..., 1995). В изученном разрезе она представлена массивными органогенными постройками, образованными столбчатыми строматолитами *Linella ukka* и *Tungussia bassa* (обр. 1701-06, 1701-18, 1701-20, 1701-38), и межбиогермными фациями – пластовыми строматолитами (обр. 1701-01, 1701-19, 1701-27, 1701-37, 1701-39), глинисто-карбонатными или карбонатно-терригенными (обр. 1701-26) тонкослоистыми породами, а также разнообразными зернистыми карбонатами (обр. 1701-14, 1701-29, 1701-40) (рис. 2а, б). При изучении в шлифах установлено, что практически все указанные разности пород подверглись не очень явно выраженной доломитизации (рис. 2в). В породах отмечается присутствие тонко- и микрокристаллического неравномерно распределенного пирита, в поверхностных условиях иногда преобразованного в оксиды и гидро-

¹ В настоящее время широко известны работы с использованием кислотных вытяжек, выполняемые коллективами специалистов из ИГГД РАН (Санкт-Петербург) (для целей изотопной хемотратиграфии) и Института океанологии им. П.П. Ширшова (Москва) (определение микроэлементного состава разных минеральных фаз современных океанских осадков).

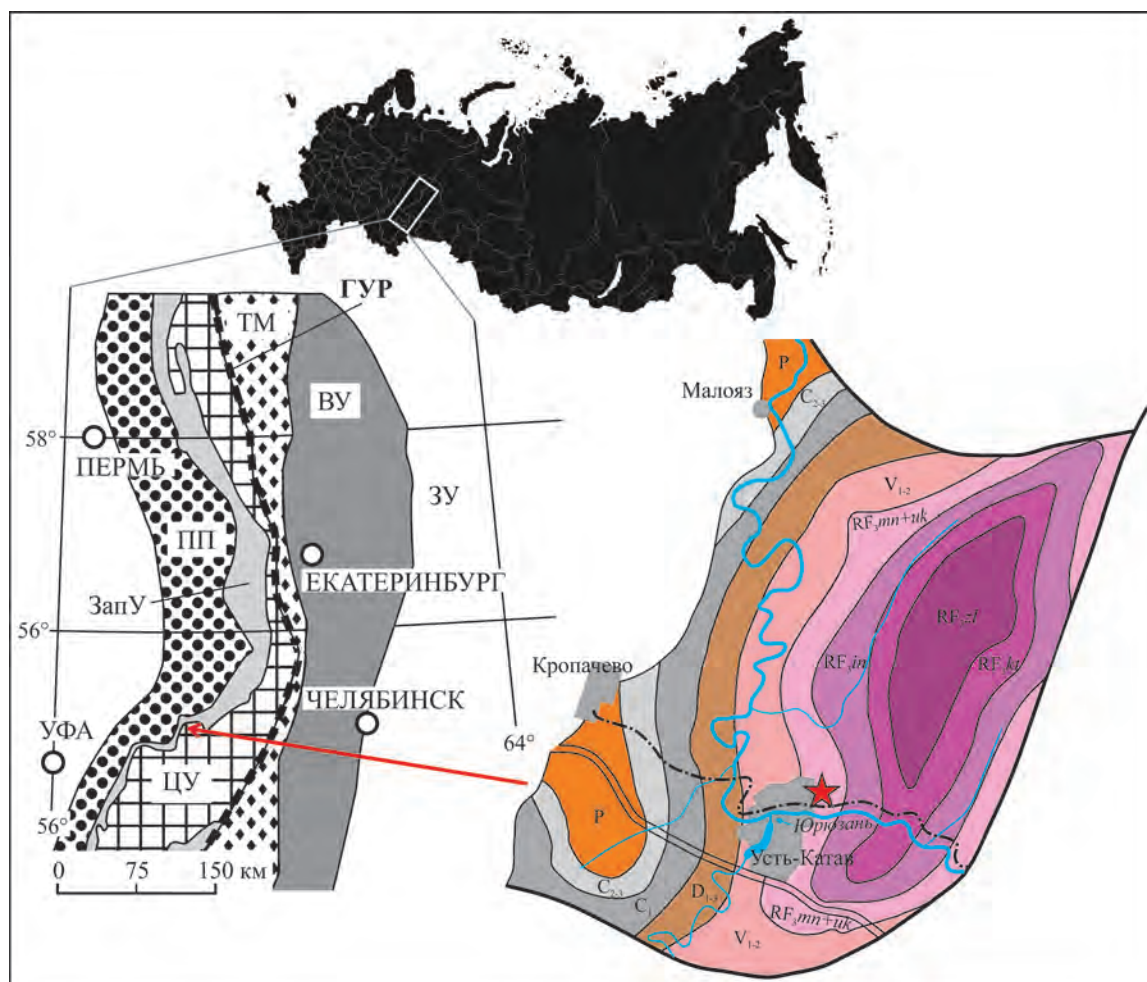


Рис. 1. Расположение наиболее представительного разреза (отмечено красной звездочкой) укской свиты верхнего рифея (при использовании (Путеводитель..., 1995; Пучков, 2000; Государственная..., 2013)).

Мегазоны: ЗУ – Зауральская, ВУ – Восточно-Уральская, ЦУ – Центрально-Уральская, ЗапУ – Западно-Уральская, ТМ – Тагило-Магнитогорская, ПП – Предуральский прогиб, ГУР – Главный Уральский разлом. Стратиграфические подразделения (свиты) каратауской серии верхнего рифея: RF_{zl} – зильмердакская, RF_{kt} – катавская, RF_{in} – инзерская, RF_{mn+uk} – миньярская и укская.

Fig. 1. The location of the most representative section (marked with a red star) of the Uk Formation (Putevoditel'..., 1995; Puchkov, 2000; Gosudarstvennaya..., 2013).

Megazones: ЗУ – Transuralian, ВУ – East Uralian, ЦУ – Central Uralian, ЗапУ – West Uralian, ТМ – Tagil-Magnitogorskian, ПП – Cisuralian foredeep, ГУР – Main Uralian fault. Stratigraphic units (Formations) of the Upper Riphean Karatau Group: RF_{zl} – Zilmerdak, RF_{kt} – Katav, RF_{in} – Inzer, RF_{mn+uk} – Min'yar and Uk.

кисды железа (в том числе в виде псевдоморфоз) (рис. 2г). В верхней части разреза распространены прослои известняков с текстурами “коренного зуба” (molar tooth structures) (обр. 1701-31). В нижней терригенно-карбонатной пачке подсвиты отобран образец известняков с тонкостолбчатыми строма-толитами *Patomella kelleri* (обр. 1701-32). Он характеризуется наличием доломита, содержащего 3–5% FeO, и терригенной примеси песчано-глинисто-алевритовой размерности, приуроченной к меж-столбиковому заполнению (рис. 2д). Иногда рас-сеянные терригенные песчано-алевритовые зерна

обнаруживаются и в других образцах. Между кар-бонатными и карбонатно-терригенными породами существует ряд переходных разностей (рис. 2е).

По данным рентгеноструктурного анализа, ис-следованные нами образцы помимо кальцита со-держат переменное количество кварца (от долей процента до 45%, в большинстве проб <4%), глини-стые минералы из группы гидрослюд (в основной выборке – не более 5%, в обр. 1701-26 – до 30%), небольшое количество доломита (преимущественно до 1%, в обр. 1701-32 – до 28%), в редких случа-ях – следы полевых шпатов (табл. 1).

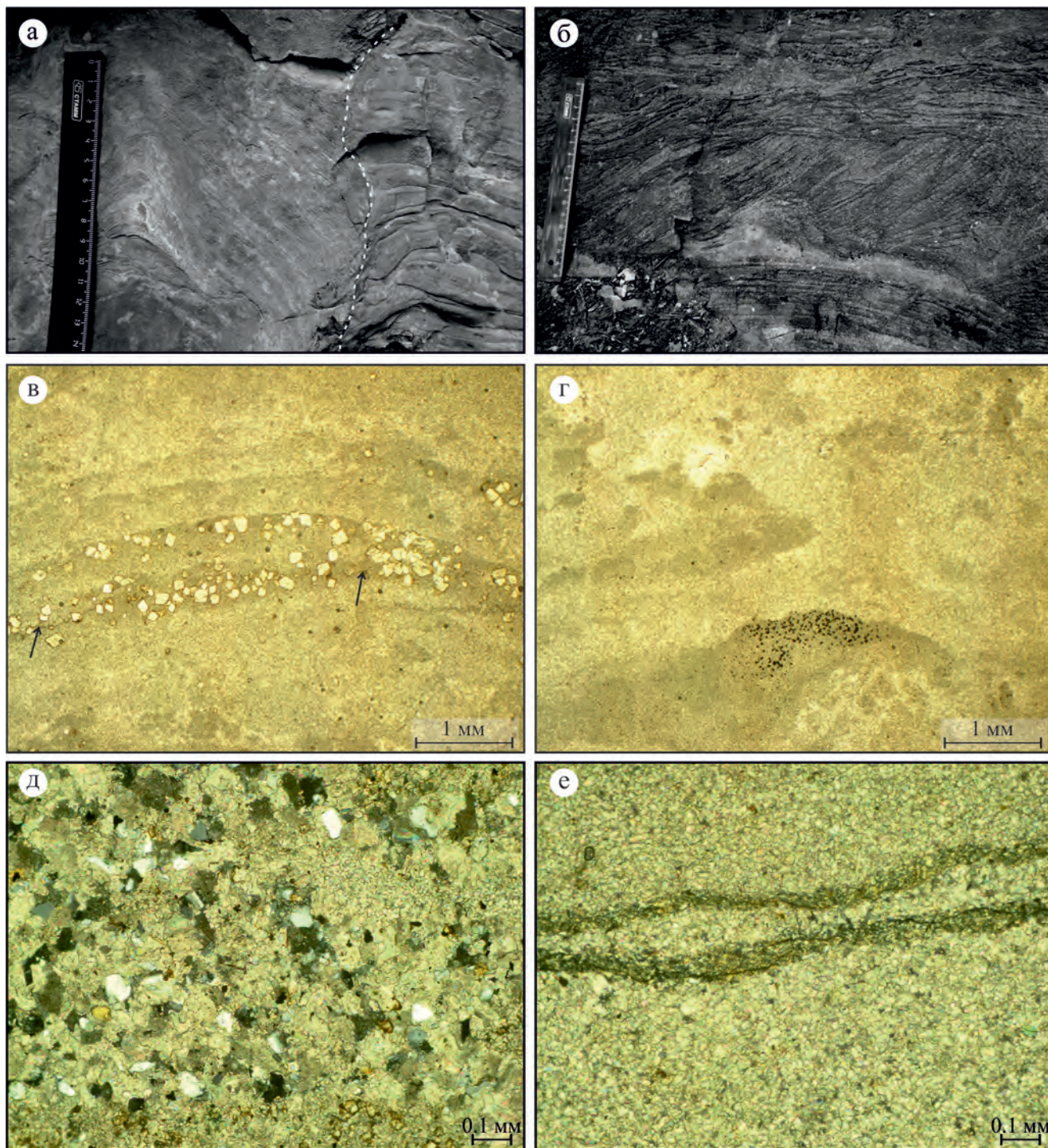


Рис. 2. Наиболее распространенные литотипы известняков верхнеукской подсвиты.

а – Столчатые строматолиты *Linella* на периферии строматолитовой постройки (слева), граничащей с межбиогермными фациями, представленными пластовыми строматолитами (справа); б – зернистые известняки с многочисленными разнонаправленными косыми сериями слойков. Микрофотографии пород в шлифах: в – внутренняя структура столчатых строматолитов с неравномерно распределенным тонкокристаллическим субидiomорфным эпигенетическим доломитом; стрелками показан тонкий стилолитовый шов (николи параллельны); г – микрокристаллический пирит, обогащающий отдельные участки пород (николи параллельны); д – примесь песчано-алевритового материала в карбонатной массе, заполняющей межстолбиковое пространство тонкостолчатых строматолитов (николи скрещены); е – стилолитовые швы, заполненные глинистым веществом, в глинисто-карбонатной породе (николи скрещены).

Fig. 2. The most common limestone lithotypes of the Upper Uk Subformation.

a – *Linella* columnar stromatolites on the periphery of a stromatolite build-up (left), adjacent to the between-bioherm deposits, represented by planar stromatolites (right); б – cross-bedding granular limestones. Microphotographs of rocks in thin sections: в – the internal structure of columnar stromatolites with unevenly distributed fine-crystalline subidiomorphic epigenetic dolomite; arrows show a thin stylolite (parallel nicols); г – microcrystalline pyrite, enriching some components of rock (parallel nicols); д – an admixture of sand-silty material in the carbonate mass filling the intercolumn space of thin columnar stromatolites (crossed nicols); е – wave-like stylolites, filled with clays, in clay-bearing carbonate rock (crossed nicols).

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ВАЛОВЫХ ПРОБАХ И СОДЕРЖАНИЕ НЕРАСТВОРИМОГО ОСТАТКА

Содержание породообразующих оксидов (по данным рентгенофлуоресцентного анализа валовых проб), а также количество нерастворимого остатка (НО) после обработки навесок кислотами приведены в табл. 1. Основная часть НО, по всей видимости, представлена оксидами кремния (SiO_2 – 0.11–54.39%², в среднем 6.57%) и алюминия (Al_2O_3 – 0.1–15.17%, в среднем 1.75%), в меньшей степени – калия (K_2O – 0.02–5.09%, в среднем 0.55%), входящими в состав глинистых частиц и обломочных зерен кварца и полевых шпатов. Количество некарбонатной (терригенной, аутигенной и сингенетичной: железо-марганцевые гидроксиды, некоторые фосфаты, сульфаты, сульфиды и пр.) компоненты можно приблизительно оценить по разности между общей суммой оксидов и суммой CaO и потерь при прокаливании, однако эта величина будет весьма условной, поскольку носителями ряда оксидов (например, MgO, MnO, FeO) также могут частично или полностью являться карбонатные минералы и, наоборот, CaO в некоторых случаях может входить в состав некарбонатных фаз.

Тем не менее, отмеченный параметр (равный 100% – CaO – п.п.п.) в целом сопоставим с содержанием НО после обработки пробы уксусной кислотой. Важно, что он практически всегда немного выше последнего (в среднем 10.47 против 10.1%), что с высокой вероятностью свидетельствует о попадании в уксуснокислотную вытяжку элементов из глинистой составляющей. Среднее количество НО после обработки проб азотной кислотой еще выше – 12.5%. Известно, что некоторые металлы и их соединения пассивируются концентрированной (60–70%) азотной кислотой и не вступают с ней в реакцию (Справочник химика-аналитика, 1976). Однако использованная нами кислота характеризуется меньшей концентрацией и высокой окислительной способностью, поэтому в данном случае большее количество НО, по сравнению с таковым после использования уксусной кислоты, может объясняться последовательным взаимодействием веществ и выпадением в осадок продуктов реакций (в частности, возможно, солей железа). Исключением из отмеченной закономерности явля-

ется лишь обр. 1701-31 (по данным рентгеноструктурного анализа, это практически “чистый” известняк с “molar tooth structures”), для которого уксуснокислотный НО составляет 11%, а азотнокислотный – всего 0.4%. С чем связано такое различие, пока не совсем ясно.

После обработки навесок соляной кислотой количество НО в большинстве случаев меньше, чем после воздействия других кислот (кроме обр. 1701-39, где солянокислотного НО больше, чем уксуснокислотного, и все того же обр. 1701-31, в котором НО_{HCl} больше НО_{HNO_3} , но меньше $\text{НО}_{\text{CH}_3\text{COOH}}$). Несомненно, такая картина указывает на растворение в соляной кислоте некоторого количества некарбонатных компонентов. Считается, что этому процессу легко подвергаются минералы из группы хлорита (Ross, 1969; Brandt et al., 2003; и др.). Согласно экспериментам с кислотными растворами (в том числе содержащими соляную и уксусную кислоты), при низких температурах также взаимодействуют и другие глинистые минералы, в том числе иллит (Kohler et al., 2003). Тем не менее для образца с высоким содержанием гидрослюда (~30%, обр. 1701-26) значительной разницы между количеством НО и суммой некарбонатных оксидов не зафиксировано (см. табл. 1).

КОНЦЕНТРАЦИИ РЯДА ЭЛЕМЕНТОВ В КИСЛОТНЫХ ВЫТЯЖКАХ

В рамках данной работы проанализированы и сопоставлены концентрации литофильных (Rb, Zr, Li, Th, Ti, Sc), “карбонатфильных” (Sr, Mg, Mn), редкоземельных и ряда других (Ni, Co, U) элементов в породах укской свиты по валовым пробам и по трем типам кислотных вытяжек. При интерпретации полученных результатов обнаружено, что концентрации отдельных элементов в кислотных вытяжках выше, чем в валовых пробах. Такое явление объясняется тем, что элементы, входящие в состав растворимых в кислотах минералов (прежде всего карбонатов, возможно также и слоистых силикатов, фосфатов или сульфидов определенного состава), легко переходят в раствор и обогащают кислотные вытяжки, в отличие от элементов, входящих в состав инертных по отношению к кислотам компонентов. Сходным образом, теоретически, при анализе нерастворимых остатков мы должны были бы получить более высокие концентрации литофильных элементов по сравнению с таковыми в

² Здесь и далее – проценты от общей массы пробы.

Таблица 1. Минеральный состав, содержания основных породообразующих оксидов (мас. %) и количество нерастворимого остатка (НО, % от массы) в изученных образцах

Table 1. The mineral composition, content of the main rock-forming oxides (wt %) and amount of insoluble residue (НО, % by weight) in studied samples

№ обр.	Литотип	Минеральный состав	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃ общ	П.п. хим.	Сумма (СаО + п.п.)	НО (уксусная)	НО (азотная)	НО (соляная)
1701-01	ПС	Cal, Qz, HMic	0.52	1.24	4.96			0.36	51.65	0.067		0.43	40.7	7.71	7.0	8.5	—
1701-06	СС	Cal, Qz	0.47	0.30	1.23			0.09	54.66	0.023		0.23	42.9	2.48	1.6	4.1	0.7
1701-14	ИЗ	Cal ~ 98%, Qz < 2%	0.53	0.67	2.58			0.18	53.20	0.037		0.19	42.5	4.34	2.3	5.9	—
1701-18	СС	Cal ~ 98%, Qz < 2%	0.53	0.62	2.56			0.18	53.34	0.035		0.24	42.4	4.28	2.8	4.9	—
1701-19	ПС	Cal, ~ 98%, Qz до 2%	0.50	0.66	2.50			0.17	54.00	0.040		0.18	42.0	4.19	2.0	4.5	—
1701-20	СС	Cal ~ 89%, HMic + Chl ~ 6%, Qz 2%, PIII до 3%	0.81	1.87	8.02			0.61	47.99	0.104		0.44	40.0	12.03	10.7	13.1	—
1701-26	К-ТП	Qz ~ 45%, HMic ~ 30%, Cal ~ 25%, Mc – доли %	1.42	15.17	54.39	0.038		5.09	9.17	0.772		3.98	10.1	80.89	82.4	82.5	81.4
1701-27	ПС	Cal		0.19	0.44			0.05	54.95	0.017		0.11	43.7	1.30	0.7	6.2	—
1701-29	ИЗ	Cal > 99%							56.05	0.013		0.09	43.3	0.71	1.0	4.8	0.1
1701-31	МТС	Cal > 99%			0.37				55.01	0.019		0.11	43.8	1.19	11.0	0.4	2.6
1701-32	ТСС (Patomella)	Cal ~ 60%, Dol ~ 28%, Qz ~ 7%, HMic ~ 5%, PIII доли %	0.23	4.11	2.66	11.53		0.84	40.80	0.180	0.035	1.91	37.7	21.51	16.6	17.2	—
1701-37	ПС	Cal, Qz		0.42	0.36	1.00		0.09	54.44	0.026		0.13	43.4	2.15	1.8	5.8	—
1701-38	П-СС	Cal, 96–97%, Qz 3–4%		0.45	0.78	3.42		0.21	52.84	0.043		0.38	41.8	5.40	4.8	10.2	—
1701-39	ПС	Cal, Qz, HMic		0.39	1.15	4.70		0.30	51.75	0.058		0.33	41.2	7.06	4.6	16.6	5.6
1701-40	ИЗ	Cal, ~ 99%, Qz < 1%		0.40	0.28	0.73		0.08	55.32	0.019		0.14	43.0	1.77	2.2	3.1	—
Среднее значение			0.12	0.77	1.75	6.57	0.012	0.55	49.68	0.10	0.005	0.59	39.90	10.47	10.1	12.5	18.1
Среднее без обр. 1701–26			0.13	0.72	0.79	3.15	0.011	0.23	52.57	0.05	0.005	0.35	42.03	5.44	4.9	7.5	2.2

Примечание. Литотипы: ПС – пластовый строматолит, СС – столбчатый строматолит, П-СС – полого-столбчатый строматолит, ТСС – тонкостолбчатый строматолит, ИЗ – известняк зернистый, К-ТП – карбонатно-терригенная порода, МТС – известняк с текстурой “molar tooth”. Минералы: Cal – кальцит, Qz – кварц, HMic – гидрослюда, Dol – доломит, PIII – полевой шпат, Mc – микроклин. Зеленые ячейки – образцы, для которых рентгеноструктурный анализ не проводился (минеральный состав предположительный). Голубые пустые ячейки – значения ниже пределов чувствительности прибора. Прочерк – изучение образца не проводилось.

Note. Lithotypes: ПС – planar stromatolite, СС – columnar stromatolite, П-СС – bed-columnar stromatolite, ТСС – thin columnar stromatolite, ИЗ – granular limestone, К-ТП – carbonate-siliclastic rock, МТС – limestone with “molar tooth structures”. Minerals: Cal – calcite, Qz – quartz, HMic – hydromica, Dol – dolomite, PIII – feldspar, Mc – microcline. Green cells are samples for which X-ray analysis was not performed (the mineral composition is presumed). Blue cells are values below the sensitivity limits of spectrometer. Dash – the sample was not studied.

валовых пробах. Поведение элементов, принадлежащих различным группам, при взаимодействии пород с кислотами рассматривается ниже.

Литофильные элементы

В целях выяснения интенсивности растворения перечисленными выше кислотами терригенной компоненты нами проанализированы концентрации ряда литофильных элементов, коэффициенты корреляции которых (R) в валовых пробах с содержаниями SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O и H_2O находятся в пределах 0.87–1. Известно, что данные элементы, как правило, не входят в состав осадочных карбонатов, поскольку ионные радиусы их катионов отличаются от ионного радиуса Ca^{2+} или же большинство из них содержится в морской воде в слишком малых количествах (Taylor, McLennan, 1985; Юдович, Кетрис, 2011). Кислые и щелочные магматические породы характеризуются повышенными концентрациями Li , Rb , Zr и Th , а основные – Ti и Sc (Перельман, 1989; Интерпретация..., 2001; Юдович, Кетрис, 2011), поэтому содержания отмеченных элементов в карбонатных отложениях часто используются как индикаторы состава петрофонда, служившего источником терригенной примеси. К этому ряду следовало бы добавить V и Cr , высокие концентрации которых обычно сигнализируют о наличии в источниках сноса основных пород (в данном случае их концентрации в валовых пробах коррелируют друг с другом и с содержаниями титана, кремнезема, глинозема и H_2O ; $R = 0.89$ – 1.0), но поскольку указанные элементы в соединениях имеют изменчивую (в зависимости от окислительно-восстановительной обстановки) растворимость в морской воде (Jones, Manning, 1994; Algeo, Maynard, 2004), здесь они не рассматриваются.

Концентрации Rb , Zr , Li и Ti в уксуснокислотной вытяжке значительно ниже, чем в солянокислотной и тем более в азотнокислотной (табл. 2). При этом все полученные значения не превышают концентраций в валовой пробе. Тем не менее они указывают на частичное растворение терригенного материала, особенно в соляной и азотной кислотах. Уксуснокислотная вытяжка унаследовала в среднем менее 0.5–1% валовых концентраций Ti и Zr и порядка 2–3% – от концентрации Rb . Более высокие соотношения между концентрацией элемента в уксуснокислотной вытяжке и его содержанием в валовой пробе характерны для лития (около 13%) и для тория (до 30%). Если для первого еще можно предполагать частично хемогенную садку, то источником второго, без сомнения, является некарбонатная фаза (концентрации в морской воде 0.17 и 6×10^{-8} г/т соответственно (Taylor, McLennan, 1985)). Соляная и азотная кислоты извлекают значительно большие количества Rb , Zr

и Li из навески, нежели уксусная, причем азотная кислота в этом отношении наиболее активна (например, в вытяжке последней содержится 70% от валовой концентрации Rb , $\approx 27\%$ – Zr и $\approx 61\%$ – Li). Хлороводородным раствором, в сравнении с азотной кислотой, оказалось выщелочено в среднем гораздо больше титана, но такой результат обусловлен лишь высоким содержанием этого элемента в вытяжке из карбонатно-терригенной породы (обр. 1701-26).

Неожиданным оказалось концентрирование в уксуснокислотной вытяжке скандия: в среднем содержание Sc в ней более чем в 2.5 раза превышает таковое в валовой пробе (5.6 и 2.03 г/т). В солянокислотном растворе концентрации данного элемента также высоки. При этом в азотнокислотных вытяжках (за исключением одной – обр. 1701-26) содержания скандия ниже валовых. Маловероятно, что это связано с аналитическими погрешностями, поэтому вопрос о минералах-носителях скандия в исследуемых породах остается открытым. В связи с тем, что его поведение при взаимодействии с кислотами отличается от поведения титана, возможно, эти элементы ассоциируют с разными минеральными фазами. В уксуснокислотных вытяжках без учета обр. 1701-32 наблюдается положительная корреляция Sc с медью (0.77), железом (0.76), ванадием (0.73), галлием (0.71) и мышьяком (0.71), что может указывать на нахождение этого элемента в сульфидах. Действительно, по свидетельству ряда авторов, например (Bolhar, Van Kranendonk, 2007), присутствие Sc в карбонатных породах может указывать на контаминацию проб сульфидами. Микроскопические исследования показали, что часть тонкорассеянного пирита в изученных отложениях подверглась гипергенным процессам, с формированием гидроксидов железа³. Возможно, это способствовало переходу скандия в растворимую кислотами минеральную форму.

Достаточно показательны при сравнении состава вытяжек концентрации в них тория. Содержания этого элемента в породах и вытяжках в среднем несколько ниже, чем его кларк в карбонатных породах (последний составляет 1.8 г/т, согласно (Смыслов, 1974)). Следует признать, что в целом столь низкие величины могут быть близки к пределу чувствительности прибора, но тем не менее отличающиеся друг от друга средние концентрации в вытяжках явно указывают на избирательную реакционноспособность Th -содержащих минераль-

³ Более того, процесс окисления пирита в присутствии воды сопровождается образованием серной кислоты (Бетехтин, 2007). Возможно, указанный процесс повлиял на выщелачивание ряда элементов из навески. Однако в рамках данной работы, по причине низких концентраций сульфидов в породах, данный фактор не учитывался.

Таблица 2. Концентрации некоторых литофильных элементов и Σ РЭ в валовых пробах и в кислотных вытяжках, г/т
Table 2. Concentrations of some lithophile elements and Σ REE in bulk samples and acidic leachates, ppm

Параметр	Образцы																Среднее	Среднее без обр. 1701-26
	1701-01	1701-06	1701-14	1701-18	1701-19	1701-20	1701-26	1701-27	1701-29	1701-31	1701-32	1701-37	1701-38	1701-39	1701-40			
НО средн., %	7.75	2.14	4.10	3.83	3.28	11.85	82.07	3.42	1.94	4.65	16.88	3.78	7.48	8.92	2.65	10.98	5.91	
Th, вал. пр.	0.71	0.40	0.31	0.22	0.38	1.59	6.02	0.18	0.11	0.11	3.57	0.30	0.42	0.83	0.39	1.04	0.68	
Th, уксусн. в.	0.30	0.15	0.16	0.11	0.21	0.65	0.80	0.05	0.07	0.05	1.40	0.10	0.16	0.29	0.16	0.31	0.28	
Th, азотн. в.	0.96	0.40	0.43	0.31	0.49	1.62	14.39	0.14	0.15	0.12	4.11	0.26	0.44	0.78	0.42	1.67	0.76	
Th, солян. в.	—	0.32	—	—	—	—	8.78	—	0.12	0.10	—	—	—	0.60	—	1.98	0.29	
Rb, вал. пр.	9.17	2.38	3.93	5.13	4.59	18.61	146.91	0.98	0.45	1.02	28.33	2.13	6.36	7.68	2.03	15.98	6.63	
Rb, уксусн. в.	0.21	0.13	0.23	0.22	0.16	0.52	2.81	0.03	0.04	0.06	0.58	0.12	0.19	0.21	0.15	0.38	0.21	
Rb, азотн. в.	2.22	0.65	1.10	1.25	0.99	5.58	143.39	0.15	0.02	0.12	6.64	0.68	1.65	2.35	0.64	11.16	1.72	
Rb, солян. в.	—	0.30	—	—	—	—	24.96	—	0.06	0.09	—	—	—	0.68	—	5.04	0.28	
Zr, вал. пр.	10.41	3.80	5.20	4.42	5.45	23.62	122.16	2.08	0.83	2.41	56.40	3.91	7.16	8.58	2.28	17.25	9.76	
Zr, уксусн. в.	0.08	0.05	0.04	0.06	0.04	0.06	1.74	0.06	0.04	0.08	0.11	0.07	0.04	0.04	0.03	0.17	0.06	
Zr, азотн. в.	1.50	0.44	0.41	0.50	0.57	1.26	56.90	0.34	0.27	0.47	4.49	0.45	0.67	0.64	0.37	4.62	0.89	
Zr, солян. в.	—	0.81	—	—	—	—	32.67	—	0.58	0.74	—	—	—	0.86	—	7.13	0.75	
Li, вал. пр.	1.25	0.77	0.71	1.69	0.91	3.47	20.66	0.33	0.28	0.34	4.78	0.48	1.60	1.32	1.01	2.64	1.35	
Li, уксусн. в.	0.22	0.19	0.15	0.15	0.14	0.31	1.75	0.08	0.11	0.15	1.08	0.11	0.28	0.20	0.20	0.34	0.24	
Li, азотн. в.	0.40	Н.о.	0.33	0.46	0.23	1.44	17.21	Н.о.	Н.о.	Н.о.	2.92	Н.о.	0.64	0.32	0.27	1.61	0.5	
Li, солян. в.	—	0.11	—	—	—	—	3.02	—	0.05	0.08	—	—	—	0.20	—	0.69	0.11	
Ti, вал. пр.	449.10	117.64	146.00	174.17	205.29	764.57	4516.89	93.30	47.93	76.03	1231.46	157.79	275.39	414.24	83.19	583.53	302.6	
Ti, уксусн. в.	1.25	1.51	0.96	1.34	1.43	2.04	28.05	1.40	1.00	1.04	3.00	1.43	1.70	1.28	1.34	3.25	1.48	
Ti, азотн. в.	7.87	3.45	7.10	5.10	5.14	28.33	50.32	3.36	2.32	2.27	28.40	4.64	6.09	3.71	4.70	10.85	8.03	
Ti, солян. в.	—	2.22	—	—	—	—	295.73	—	0.50	0.63	—	—	—	4.08	—	60.63	1.86	
Sc, вал. пр.	2.43	1.18	1.41	1.21	1.46	3.97	8.38	Н.о.	0.16	0.13	5.24	0.24	1.55	2.54	0.62	2.03	1.58	
Sc, уксусн. в.	5.58	6.88	3.15	2.71	3.33	7.07	10.10	5.44	4.00	5.01	4.87	7.25	5.52	7.01	6.15	5.60	5.28	
Sc, азотн. в.	1.34	0.94	0.58	0.05	0.34	2.39	21.75	Н.о.	Н.о.	Н.о.	3.63	Н.о.	0.29	1.20	0.05	2.17	0.77	
Sc, солян. в.	—	1.00	—	—	—	—	12.70	—	0.22	0.26	—	—	—	1.20	—	3.08	0.67	
ΣРЭЭ, вал. пр.	19.92	16.52	15.93	8.76	15.07	46.55	32.25	6.69	3.69	2.58	66.75	6.92	12.65	19.17	13.28	19.12	18.18	
ΣРЭЭ, уксусн. в.	17.90	13.69	14.06	7.85	13.44	40.96	23.12	4.10	3.51	2.43	59.76	5.50	10.91	16.01	11.84	16.34	15.86	
ΣРЭЭ, азотн. в.	23.17	17.16	17.33	9.80	16.82	50.23	60.39	7.14	4.26	2.72	74.52	7.29	14.12	21.31	14.55	22.72	20.03	
ΣРЭЭ, солян. в.	—	12.83	—	—	—	—	41.34	—	3.34	2.14	—	—	—	15.46	—	15.02	8.44	

Примечание. Красным шрифтом выделены содержания элементов в вытяжках, превышающие концентрации в валовой пробе. Солянокислотные вытяжки получены только для обр. 1701-06, 1701-26, 1701-29, 1701-31, 1701-39 (для остальных образцов указан прочерк). Н.о. – не определено.

Note. Red font highlighted the content of elements in leachates, exceeding their concentrations in bulk samples. The hydrochloric acid leachates were obtained only for samples 1701-06, 1701-26, 1701-29, 1701-31, 1701-39 (dash for the remaining samples). Н.о. – not determined.

ных фаз. Так, содержания этого элемента в большинстве азотнокислотных вытяжек выше его концентраций в валовых пробах (в среднем 1.67 против 1.04 г/т). При этом и те, и другие ощутимо выше таковых в уксуснокислотных растворах (данные по соляной кислоте непредставительны вследствие малой выборки). При исключении из статистики образца 1701-26 средние содержания Th становятся следующими, г/т: вал – 0.68, уксусная кислота – 0.28, азотная кислота – 0.76. Определение минералов-носителей тория имеет большое значение в свете того, что коэффициенты корреляции этого элемента и суммы РЗЭ составляют в валовой пробе 0.69, в уксуснокислотной вытяжке – 0.94, в азотнокислотной – 0.7, следовательно, Th и РЗЭ часто приурочены к одним и тем же фазам. Основными носителями тория в морских осадках являются акцессорные минералы (“резистаты”), глинистое вещество и Fe-Mn-гидроксиды, при этом в последних двух компонентах Th часто находится в сорбированном состоянии (Дубинин, Розанов, 2001; Дубинин, 2004; Юдович, Кетрис, 2011). Предполагается, что повышенные концентрации этого элемента в азотнокислотных вытяжках обусловлены способностью HNO_3 растворять фосфат- (и РЗЭ-)содержащие акцессорные минералы (например, монацит⁴). Известно, что при определенных условиях монацит, как и био(хемо)генные фосфаты, растворяется также в HCl (Аренс, 2001; Jiang et al., 2007). Здесь же следует отметить, что в уксуснокислотных вытяжках у тория возникают сильные корреляционные связи с Mn (0.92), Fe (0.90), Co (0.91), Cu (0.86) и Zn (0.87) – элементами, входящими в состав железо-марганцевых конкреций (Батурин, 1986).

Таким образом, даже 10%-й раствор уксусной кислоты (не говоря уже про азотную и соляную кислоты большей концентрации) при обработке им проб обогащается продуктами растворения терригенного материала. По этой причине применяемые в Sr-изотопных хеоматриграфических исследованиях методики с использованием даже слабых кислот предполагают обязательное проведение предварительного частичного растворения пробы (Горохов и др., 1995; Kouchinsky et al., 2008; Кузнецов и др., 2018). Но даже при таком подходе, в случае обработки оставшейся навески в течение времени до полного прекращения реакции, возможно попадание в раствор элементов из некарбонатной составляющей. По всей видимости, нельзя исключить такой процесс и при частичном растворении реакционноспособных компонентов оставшейся пробы. Так, для минимизации контаминации вы-

тяжки, получаемой для изотопного анализа, литофильными элементами (в том числе нестабильным изотопом ^{87}Rb и, соответственно, радиогенным ^{87}Sr) было предложено использовать еще более низкие концентрации кислоты (Li et al., 2011). Отечественными исследователями для удаления обогащенных рубидием компонентов применяется нейтральный 1N раствор ацетата аммония (NH_4OAc), растворимость кальцита в котором соответствует таковой в 0.05N HCl (Кузнецов, 2013). Кроме того, опытным путем установлено, что селективное растворение с использованием этого реагента на первом этапе позволяет удалить карбонатную фракцию, некогенетичную с основным карбонатным материалом (Горохов и др., 1995; Кузнецов и др., 2003, 2006; Kuznetsov et al., 2017). Важное значение во всех случаях имеет также время химической обработки проб.

Редкоземельные элементы

Считается, что носителем РЗЭ в карбонатных породах часто является некарбонатная составляющая (нерастворимый остаток), представленная глинистыми минералами, рассеянными фосфатами и Fe-Mn гидроксидами, в том числе в виде пленок вокруг карбонатных зерен (Taylor, McLennan, 1985; Webb, Kamber, 2000; Интерпретация..., 2001; Corpin et al., 2002; Летникова, 2003; Юдович, Кетрис, 2011). Каждая из этих фаз характеризуется своим составом РЗЭ; более того, даже в сходных по составу компонентах, но принадлежащих разным фациям (например, в (окси)гидроксидах железа в зависимости от расстояния до источника гидротерм) спектры распределения лантаноидов могут быть различны (Дубинин, 2004). В то же время известно, что морские карбонатные отложения (хемогенные и биохемогенные) часто обладают распределением РЗЭ, унаследованным от океанской воды (Elderfield, 1988; Terakado, Masuda, 1988; Webb, Kamber, 2000; Van Kranendonk et al., 2003; Shields, Webb, 2004; Nothdurft et al., 2004; Bolhar, Van Kranendonk, 2007). В связи с тем, что седиментогенные карбонаты обычно характеризуются невысоким суммарным содержанием РЗЭ, преобладание какой-либо из упомянутых некарбонатных фаз в составе породы может определять общую картину распределения лантаноидов. Выявление минералов-носителей РЗЭ в карбонатах укской свиты имеет важнейшее значение, так как последняя считается одним из ключевых объектов для определения окислительно-восстановительных параметров морской воды в позднерифейском бассейне осадконакопления, существовавшем на территории современного Южного Урала (Маслов и др., 2018).

Редкие земли в исследуемых породах распределены неравномерно, их содержания в валовых пробах меняются от 2.58 до 66.75 г/т (см. табл. 2).

⁴ Присутствием в породах именно этого минерала часто объясняются сильные корреляционные связи (0.83–0.86) между торием и легкими лантаноидами в рифейских отложениях (Krupenin et al., 2017).

Приуроченности наибольших концентраций РЗЭ к какому-либо одному литотипу при этом не отмечается. Так, максимальное содержание РЗЭ характерно для образца, включающего в себя тонкостолбчатые строматолиты и терригенно-карбонатную массу, выполняющую межстолбиковое пространство, которые подверглись доломитизации (обр. 1701-32). В одном из образцов столбчатых строматолитов (обр. 1701-20) содержание РЗЭ достигает 46.55 г/т, однако в других, представляющих этот же литотип, Σ РЗЭ составляет всего 8.76–16.52 г/т. Значения этого параметра в пластовых строматолитах лежат в пределах 6.69–19.92, в зернистых известняках – 3.69–15.93 г/т. В карбонатно-глинистых разностях (обр. 1701-26) Σ РЗЭ равна 32.25 г/т. Изложенные данные свидетельствуют о незакономерном распределении главных носителей РЗЭ в породах. В целом в валовых пробах среднее значение суммы РЗЭ составляет 19.12 г/т, в уксуснокислотной вытяжке – 16.34, в азотнокислотной – 22.72 г/т (табл. 3). Обогащение последней редкими землями указывает на частичное вхождение их в состав растворимых в HNO_3 , но устойчивых к CH_3COOH компонентов, вероятнее всего, фосфатов (см. выше).

Общепризнано, что морская вода характеризуется повышенными содержаниями редких земель, благодаря их способности к образованию комплексов с неорганическими и органическими лигандами в растворах нейтрального и щелочного типов (Дубинин, 2004). Чистые седиментогенные карбонаты, осажденные в равновесии с окружающей средой, наследуют такое распределение (Webb, Kamber, 2000) – при нормализации концентраций лантаноидов по глинистым сланцам наблюдается увеличение доли тяжелых РЗЭ (ТРЗЭ). Предполагается также, что обогащение ТРЗЭ было типично для морской воды начиная с позднего архея, что нашло отражение в распределении РЗЭ в биохомогенных карбонатных осадках значительного интервала геологической летописи (Bau, Dulsky, 1996; Shields, Webb, 2004; и др.). Однако при сопоставлении полученных нами спектров РЗЭ обнаружилась парадоксальная ситуация: при нормализации средних содержаний лантаноидов по стандарту RPSC (генеральная проба глин и глинистых сланцев Русской платформы)⁵ вместо ожидаемого обогащения вытяжек ТРЗЭ наблюдается их потеря по сравнению с валовыми пробами (рис. 3). Отношение $\text{La}_{\text{SN}}/\text{Sm}_{\text{SN}}$ в среднем (без учета обр. 1701-26) в валовых пробах составляет 0.83, $\text{Nd}_{\text{SN}}/\text{Yb}_{\text{SN}} = 0.82$, тогда как в уксуснокислотных вытяжках эти параметры соответственно равны 0.93 и 1.21 (где SN – содержание элемента, нормированное на его содержание в

глинистом сланце). Вероятно, если бы источником РЗЭ была морская вода, то отношение $\text{Nd}_{\text{SN}}/\text{Yb}_{\text{SN}}$ в уксуснокислотной вытяжке не должно было увеличиться. В средних (также без обр. 1701-26) азотно- и солянокислотных растворах наблюдается следующая картина: $\text{La}_{\text{SN}}/\text{Sm}_{\text{SN}} = 0.80$, $\text{Nd}_{\text{SN}}/\text{Yb}_{\text{SN}} = 0.92$ и $\text{La}_{\text{SN}}/\text{Sm}_{\text{SN}} = 0.99$, $\text{Nd}_{\text{SN}}/\text{Yb}_{\text{SN}} = 0.82$ соответственно. Несколько более крутые углы в тяжелой части спектра (в сравнении со средним спектром валовых проб) могут объясняться способностью сильных кислот растворять некоторые акцессорные минералы.

Отдельного рассмотрения заслуживает распределение РЗЭ в карбонатно-терригенной породе (обр. 1701-26). Для этой пробы (валовые значения) углы наклона кривых как в легкой ($\text{La}_{\text{SN}}/\text{Sm}_{\text{SN}} = 1.76$), так и в тяжелой ($\text{Nd}_{\text{SN}}/\text{Yb}_{\text{SN}} = 0.48$) частях спектра РЗЭ значительно более крутые, нежели угол наклона кривой во всех остальных пробах (см. рис. 3). Очевидно, что существенное обогащение легкими лантаноидами обусловлено высоким количеством некарбонатной компоненты в этой пробе (до 30% гидрослюда). По причине того, что легкие лантаноиды, прежде всего La, часто входят в состав глинистого вещества (Мигдисов и др., 1994), в вытяжках отмечается их деплетирование (существенные количества этих элементов не переходят в раствор). Интерпретация причин крутого угла наклона кривой 1701-26 в области тяжелой части спектра несколько более проблематична. С одной стороны, характер распределения РЗЭ в этой части кривой сильно напоминает таковое в морской воде ($\text{Nd}_{\text{SN}}/\text{Yb}_{\text{SN}} \sim 0.4$) и в современных карбонатных микробиалятах ($\text{Nd}_{\text{SN}}/\text{Yb}_{\text{SN}} = 0.24$, по данным (Webb, Kamber, 2000)) (рис. 4). С другой стороны, ни в одной из вытяжек из обр. 1701-26 такая особенность спектра не сохраняется, напротив, в них наблюдается совершенно противоположная тенденция: отношение $\text{Nd}_{\text{SN}}/\text{Yb}_{\text{SN}}$ в уксуснокислотной вытяжке становится равным 2.41, в азотнокислотной – 1.22, солянокислотной – 1.23, т.е. ТРЗЭ оказываются приурочены в основном к нерастворимому остатку. В то же время установлено, что алевро-песчаные породы, по сравнению с глинистыми, характеризуются “утяжеленным” составом РЗЭ вследствие присутствия в них обломочных зерен циркона (Мигдисов и др., 1994). В шлифе 1701-26 непосредственно такие компоненты обнаружены не были, но на их присутствие указывает высокая концентрация циркония (122/16 г/т) по сравнению со средним содержанием этого элемента в остальных 14 пробах (в среднем 9.76 г/т). Таким образом, основная причина высоких концентраций ТРЗЭ в этом образце – наличие в породе зерен акцессорных минералов. Вероятно, достаточно высокие концентрации РЗЭ в обр. 1701-20 также связаны с присутствием в нем терригенной примеси.

⁵ Этот стандарт с наибольшим приближением (по сравнению с NASC, PAAS и ES) характеризует средний состав глинистых пород осадочного чехла платформы (Мигдисов и др., 1994).

Таблица 3. Содержание РЗЭ и Y в образцах карбонатных пород верхнеульской подсистемы, кислотных вытяжках из них и ряде других объектов, г/т
Table 3. The REE and Y contents in bulk samples, acid leachates and other objects, ppm

Эле- менты	Образцы																Среднее
	1701-01	1701-06	1701-14	1701-18	1701-19	1701-20	1701-26	1701-27	1701-29	1701-31	1701-32	1701-37	1701-38	1701-39	1701-40		
Валовые пробы																	
La	4.13	3.14	3.19	1.85	3.14	8.66	8.96	1.33	0.65	0.51	12.79	1.42	2.60	3.91	2.46	3.92	
Ce	7.59	6.48	6.11	3.30	5.34	18.71	12.75	2.65	1.44	1.01	25.43	2.76	4.72	7.15	4.63	7.34	
Pr	0.94	0.76	0.74	0.42	0.69	2.19	1.34	0.31	0.16	0.12	3.35	0.32	0.59	0.94	0.55	0.90	
Nd	3.69	3.03	2.95	1.65	2.83	8.85	4.44	1.30	0.64	0.47	13.30	1.29	2.40	3.67	2.29	3.52	
Sm	0.75	0.60	0.62	0.31	0.58	1.82	0.84	0.24	0.15	0.09	2.74	0.24	0.48	0.76	0.51	0.72	
Eu	0.15	0.12	0.12	0.07	0.12	0.34	0.17	0.04	0.03	0.02	0.50	0.05	0.09	0.14	0.11	0.14	
Gd	0.77	0.62	0.65	0.34	0.68	1.81	0.81	0.25	0.18	0.11	2.72	0.25	0.52	0.76	0.69	0.74	
Tb	0.11	0.09	0.09	0.05	0.10	0.26	0.14	0.03	0.02	0.01	0.39	0.04	0.07	0.12	0.11	0.11	
Dy	0.69	0.52	0.56	0.29	0.61	1.51	0.90	0.21	0.15	0.09	2.22	0.20	0.45	0.65	0.72	0.65	
Ho	0.15	0.11	0.12	0.07	0.14	0.32	0.21	0.04	0.04	0.02	0.45	0.04	0.10	0.14	0.17	0.14	
Er	0.42	0.67	0.36	0.19	0.42	0.99	0.68	0.13	0.10	0.06	1.30	0.14	0.28	0.43	0.50	0.44	
Tm	0.06	0.05	0.05	0.03	0.05	0.13	0.11	0.02	0.01	0.01	0.18	0.02	0.04	0.06	0.07	0.06	
Yb	0.40	0.29	0.31	0.16	0.33	0.84	0.78	0.11	0.09	0.05	1.21	0.11	0.26	0.38	0.41	0.38	
Lu	0.06	0.04	0.05	0.02	0.05	0.12	0.12	0.02	0.01	0.01	0.17	0.02	0.04	0.06	0.06	0.06	
Y	6.04	4.46	5.22	2.76	6.14	11.18	6.94	1.6	1.88	0.90	16.27	1.65	4.35	5.50	8.51	5.56	
Уксуснокислотная вытяжка																	
La	4.01	2.97	2.96	1.76	2.99	7.89	3.33	0.88	0.66	0.52	11.54	1.25	2.46	3.57	2.44	3.28	
Ce	7.24	5.49	5.55	3.06	4.95	17.49	8.01	1.72	1.44	1.00	23.91	2.34	4.31	6.41	4.42	6.49	
Pr	0.88	0.68	0.67	0.38	0.63	2.00	1.47	0.20	0.15	0.11	3.19	0.26	0.53	0.79	0.51	0.83	
Nd	3.26	2.55	2.59	1.46	2.49	7.75	6.43	0.75	0.61	0.44	12.22	0.96	1.98	2.94	1.96	3.23	
Sm	0.60	0.49	0.51	0.27	0.50	1.47	1.35	0.14	0.13	0.08	2.43	0.17	0.38	0.55	0.44	0.63	
Eu	0.12	0.09	0.10	0.05	0.10	0.28	0.22	0.02	0.03	0.02	0.43	0.03	0.07	0.11	0.09	0.12	
Gd	0.59	0.47	0.51	0.27	0.54	1.43	0.96	0.13	0.15	0.08	2.14	0.16	0.39	0.54	0.55	0.59	
Tb	0.08	0.06	0.07	0.04	0.08	0.18	0.11	0.02	0.02	0.01	0.29	0.02	0.05	0.07	0.08	0.08	
Dy	0.46	0.35	0.45	0.23	0.47	1.05	0.56	0.10	0.13	0.07	1.61	0.13	0.30	0.42	0.53	0.46	
Ho	0.10	0.08	0.10	0.05	0.10	0.21	0.11	0.02	0.03	0.01	0.30	0.03	0.06	0.09	0.12	0.09	
Er	0.28	0.21	0.27	0.14	0.29	0.58	0.27	0.06	0.08	0.04	0.83	0.08	0.18	0.26	0.36	0.26	
Tm	0.04	0.03	0.04	0.02	0.04	0.08	0.03	0.01	0.01	0.01	0.11	0.01	0.02	0.03	0.05	0.03	
Yb	0.23	0.18	0.22	0.10	0.23	0.48	0.23	0.05	0.06	0.04	0.67	0.06	0.15	0.21	0.28	0.21	
Lu	0.03	0.02	0.03	0.01	0.03	0.06	0.03	0.01	0.01	0.01	0.09	0.01	0.02	0.03	0.04	0.03	
Y	5.60	4.16	4.85	2.49	5.54	10.34	4.28	1.07	1.78	0.82	13.90	1.38	3.66	4.88	7.98	4.85	
Азотнокислотная вытяжка																	
La	4.68	3.44	3.45	2.11	3.52	8.97	8.35	1.42	0.75	0.53	13.31	1.51	2.94	4.37	2.71	4.14	
Ce	8.91	6.47	6.58	3.71	5.98	20.21	20.69	2.82	1.67	1.06	28.20	2.91	5.26	7.94	5.03	8.49	
Pr	1.11	0.84	0.82	0.46	0.78	2.39	3.40	0.35	0.18	0.12	3.85	0.34	0.68	1.04	0.60	1.13	
Nd	4.41	3.37	3.24	1.85	3.13	9.86	15.13	1.36	0.75	0.51	15.83	1.36	2.72	4.17	2.51	4.68	
Sm	0.88	0.68	0.64	0.35	0.63	2.03	3.54	0.26	0.16	0.11	3.23	0.25	0.54	0.83	0.57	0.98	
Eu	0.17	0.13	0.14	0.07	0.13	0.38	0.58	0.05	0.04	0.02	0.58	0.05	0.10	0.16	0.12	0.18	
Gd	0.93	0.70	0.72	0.41	0.80	2.14	2.99	0.29	0.21	0.11	3.27	0.28	0.59	0.88	0.78	1.01	
Tb	0.13	0.10	0.10	0.05	0.11	0.29	0.40	0.04	0.03	0.02	0.44	0.04	0.08	0.12	0.12	0.14	
Dy	0.76	0.57	0.64	0.31	0.68	1.63	2.27	0.22	0.18	0.08	2.46	0.22	0.47	0.70	0.78	0.80	
Ho	0.16	0.11	0.14	0.07	0.15	0.33	0.43	0.05	0.04	0.02	0.48	0.05	0.11	0.15	0.19	0.17	
Er	0.47	0.35	0.40	0.21	0.44	0.94	1.22	0.14	0.14	0.06	1.37	0.14	0.29	0.45	0.56	0.48	
Tm	0.07	0.05	0.06	0.03	0.06	0.13	0.17	0.02	0.02	0.01	0.18	0.02	0.04	0.06	0.08	0.07	
Yb	0.43	0.30	0.35	0.16	0.37	0.82	1.05	0.13	0.10	0.06	1.16	0.12	0.27	0.38	0.44	0.41	
Lu	0.06	0.04	0.05	0.02	0.05	0.11	0.15	0.02	0.01	0.01	0.16	0.02	0.04	0.05	0.06	0.06	
Y	6.12	4.54	5.50	2.80	6.15	11.14	12.21	1.65	1.87	0.83	15.32	1.67	4.10	5.89	8.38	5.88	

Таблица 3. Окончание
Table 3. Ending

Эле- менты	Образцы																Среднее
	1701-01	1701-06	1701-14	1701-18	1701-19	1701-20	1701-26	1701-27	1701-29	1701-31	1701-32	1701-37	1701-38	1701-39	1701-40		
La	—	2.72	—	—	—	—	6.19	—	0.62	0.44	—	—	—	3.34	—	2.66	
Ce	—	4.99	—	—	—	—	14.81	—	1.33	0.85	—	—	—	5.96	—	5.59	
Pr	—	0.63	—	—	—	—	2.36	—	0.14	0.10	—	—	—	0.75	—	0.80	
Nd	—	2.36	—	—	—	—	9.81	—	0.56	0.37	—	—	—	2.80	—	3.18	
Sm	—	0.45	—	—	—	—	2.28	—	0.12	0.08	—	—	—	0.53	—	0.69	
Eu	—	0.09	—	—	—	—	0.35	—	0.02	0.01	—	—	—	0.11	—	0.12	
Gd	—	0.47	—	—	—	—	1.92	—	0.15	0.08	—	—	—	0.58	—	0.64	
Tb	—	0.06	—	—	—	—	0.24	—	0.02	0.01	—	—	—	0.08	—	0.08	
Dy	—	0.42	—	—	—	—	1.41	—	0.14	0.07	—	—	—	0.50	—	0.51	
Ho	—	0.09	—	—	—	—	0.28	—	0.03	0.02	—	—	—	0.11	—	0.10	
Er	—	0.26	—	—	—	—	0.80	—	0.10	0.05	—	—	—	0.33	—	0.31	
Tm	—	0.04	—	—	—	—	0.11	—	0.01	0.01	—	—	—	0.04	—	0.04	
Yb	—	0.22	—	—	—	—	0.68	—	0.08	0.05	—	—	—	0.29	—	0.26	
Lu	—	0.03	—	—	—	—	0.10	—	0.01	0.01	—	—	—	0.04	—	0.04	
Y	—	3.55	—	—	—	—	9.33	—	1.52	0.66	—	—	—	4.50	—	3.91	
Некоторые объекты для сравнения																	
123456																	
La	37.500	0.450	143.920				2552.000				2.826				118.714		
Ce	74.800	0.350	235.000				4824.000				5.539				425.429		
Pr	8.600	0.100	37.040				594.000				0.688				29.886		
Nd	32.200	0.420	159.900				2240.000				2.611				128.414		
Sm	6.200	0.080	39.210				466.000				0.488				29.100		
Eu	1.300	0.015	12.900				97.500				0.131				6.963		
Gd	5.210	0.100	55.710				485.000				0.441				31.471		
Tb	0.790	0.017	9.580				77.800				0.063				4.601		
Dy	4.880	0.110	71.730				447.000				0.361				28.814		
Ho	0.960	0.028	19.120				92.400				0.071				6.130		
Er	2.780	0.092	62.930				253.000				0.204				17.557		
Tm	0.410	0.013	—				—				0.028				2.244		
Yb	2.730	0.090	56.780				217.000				0.181				14.886		
Lu	0.410	0.014	9.310				31.800				0.026				2.219		

Примечание. Солянокислотные вытяжки получены только для обр. 1701-06, 1701-26, 1701-29, 1701-31, 1701-39 (для остальных образцов указан прочерк). Обозначения к графе "Некоторые объекты для сравнения": 1 – генеральная проба глин и глинистых сланцев Русской платформы, RPSC (Мигдисов и др., 1994); 2 – современная морская вода, $\times 10^5$ (Taylor, McLennan, 1985); 3 – средний состав РЗЭ в современных микробалях Большого Барьерного рифа (52 образца) (Webb, Kamber, 2000), $\times 10^3$; 4 – доломит из доломитизированных известняков девона Австралии (обр. LN-01-19) (Nothdurft et al., 2004), $\times 10^3$; 5 – средний состав РЗЭ в доломитах суранской свиты нижнего рифея (Южный Урал) (10 образцов) (Крупенин и др., 1999); 6 – средний состав РЗЭ в гидротермальных Fe-Mn микроконкрециях Южной котловины Тихого океана (Дубинин, Свалнов, 2001).

Note. The hydrochloric acid leachates were obtained only for samples 1701-06, 1701-26, 1701-29, 1701-31, 1701-39 (dash for the remaining samples). Legend to the column "Some objects for comparison": 1 – Russian Platform Shale Composite (RPSC) (Migdisov et al., 1994); 2 – modern sea water (Taylor, McLennan, 1985), $\times 10^5$; 3 – average in modern microbialites of the Great Barrier Reef (52 samples) (Webb, Kamber, 2000), $\times 10^3$; 4 – dolomite within the dolomitic limestones (sample LN-01-19), the Devonian of Australia (Nothdurft et al., 2004), $\times 10^3$; 5 – the average in dolomites of the Lower Riphean Suran Formation (the Southern Urals) (10 samples) (Krupenin et al., 1999); 6 – average in hydrogenous Fe-Mn microconcretions of the South Pacific Ocean (Dubinin, Sval'nov, 2001).

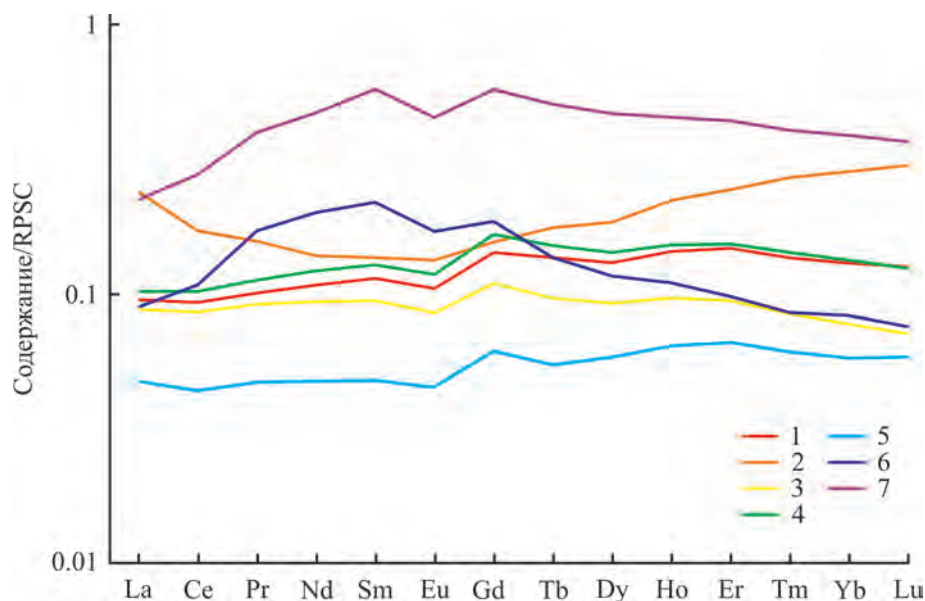


Рис. 3. Нормированное по RPSC распределение РЗЭ в породах укской свиты и кислотных вытяжках из них.

1 – Среднее в 14 валовых пробах (за исключением обр. 1701-26), 2 – в обр. 1701-26, 3 – среднее в 14 уксуснокислотных вытяжках (за исключением обр. 1701-26), 4 – среднее в 14 азотнокислотных вытяжках (за исключением обр. 1701-26), 5 – среднее в 4 солянокислотных вытяжках (за исключением обр. 1701-26), 6 – в уксуснокислотной вытяжке из обр. 1701-26, 7 – в азотнокислотной вытяжке из обр. 1701-26.

Fig. 3. RPSC-normalized REE patterns in the Uk Formation rocks and acidic leachates.

1 – Average in 14 bulk samples (except for sample 1701-26), 2 – sample 1701-26, 3 – average in 14 acetic acid leachates (except for sample 1701-26), 4 – average in 14 nitric acid leachates (except for sample 1701-26), 5 – average in 4 hydrochloric acid leachates (except for sample 1701-26), 6 – acetic acid leachate of sample 1701-26, 7 – nitric acid leachate of sample 1701-26.

В целом достаточно сходные между собой спектры РЗЭ в образцах собственно карбонатных пород (в валовых пробах и в кислотных вытяжках из них в совокупности) свидетельствуют о том, что, вероятнее всего, концентраторами РЗЭ в них являлись один-два главных компонента, а лантаноиды, находящиеся в составе других фаз, вносили лишь небольшие изменения в общую картину распределения РЗЭ. В целях выявления основных носителей нами тщательно проанализированы корреляционные связи этой группы элементов. Детально рассмотренный пример карбонатно-терригенных отложений демонстрирует, что РЗЭ в породах верхнеукской подсвиты частично содержатся в составе алеврито-глинистой примеси. Действительно, их суммарное количество в валовых пробах в некоторой степени зависит от содержания кремнезема, глинозема и оксида калия ($R = 0.37-0.42$). Тем не менее, в карбонатных породах с низким содержанием терригенной составляющей лантаноиды, находящиеся в составе глинистых минералов, не оказывали существенного влияния на общее распределение РЗЭ.

Корреляционные связи у Σ РЗЭ в валовых пробах наиболее сильные с такими элементами, как Co, Fe и Mn (соответственно 0.95, 0.87, 0.89).

В уксуснокислотных вытяжках они сохраняются примерно такими же (0.94, 0.95 и 0.86), к ним добавляется также сильная связь с торием (0.94), в азотнокислотных – корреляции Σ РЗЭ с железом (0.67) и торием (0.7) ослабевают (а с Co и Mn остаются соответственно 0.97 и 0.88). Широко известно, что гидрогенные железо-марганцевые (окси)гидроксиды (в том числе находящиеся в водной среде во взвеси, а в осадках – в виде микроконкреций, конкреций и корок) характеризуются накоплением в своем составе РЗЭ, Co и Th, причем концентрации последних двух элементов обычно напрямую зависят от содержания железа (Батурин, 1986; Бобров, Грамм-Осипов, 1989; Дубинин, Розанов, 2001; Дубинин, 2004; Юдович, Кетрис, 2011; О.Н. Колесник, А.Н. Колесник, 2013). Работами А.В. Дубинина с соавторами (Дубинин, Свальнов, 2001; Дубинин, Стрекопытов, 2001; Дубинин, 2004; и др.) показано, что при использовании реактива Честера ($1M NH_2OH \cdot HCl + 25\% CH_3COOH$, раствор солянокислого гидроксиламина в уксусной кислоте), серной кислоты ($3.5N H_2SO_4$) и соляной кислоты, РЗЭ из железо-марганцевых образований на 88–98% переходят в раствор. Высокий выход этой группы элементов в кислотные вытяжки может свидетельствовать

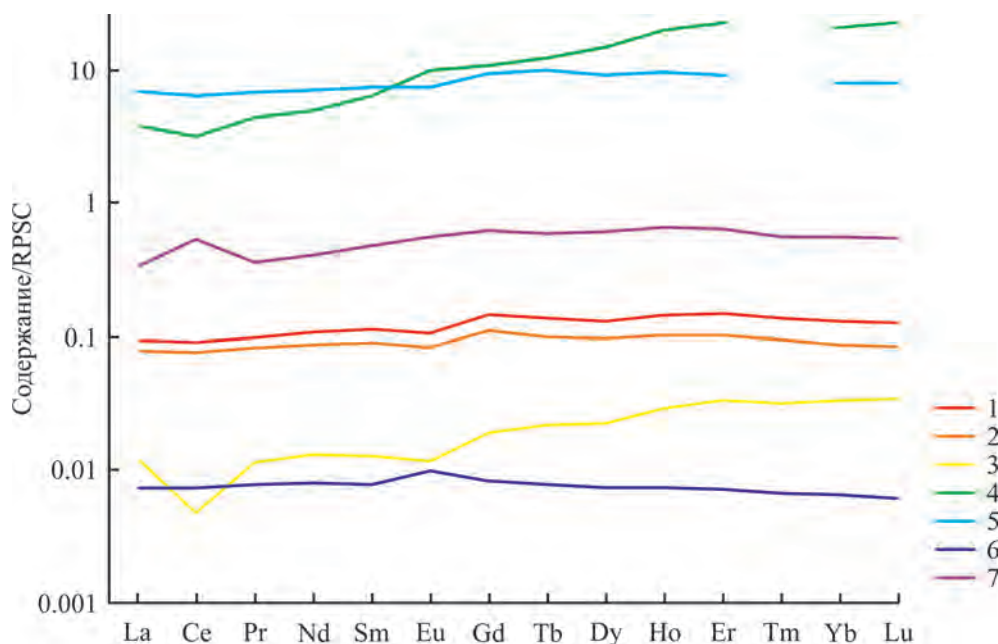


Рис. 4. Нормированное по RPSC распределение РЗЭ в породах укской свиты и ряде других объектов.

1 – Среднее в 14 валовых пробах (за исключением обр. 1701-26); 2 – среднее по 14 пробам во всех кислотных (уксусной, азотной и соляной) вытяжках; 3 – в современной морской воде, $\times 10^5$ (Taylor, McLennan, 1985); 4 – среднее в современных микробиалитах Большого Барьерного рифа (по 52 образцам) (Webb, Kamber, 2000), $\times 10^3$; 5 – в доломитизированном известняке (обр. LN-01-19, 90% доломита) девона Австралии (Nothdurft et al., 2004), $\times 10^2$; 6 – среднее в доломитах суранской свиты нижнего рифея (Южный Урал) (по 10 образцам) (Крупенин и др., 1999), $\times 10^{-1}$; 7 – среднее в гидрогенных Fe-Mn микроконкрециях фракции 50–100 мкм (по четырем горизонтам станции 35) Южной котловины Тихого океана (Дубинин, Свальнов, 2001), $\times 10^{-1}$. Обратите внимание на сходство кривых 1, 2 и 5.

Fig. 4. RPSC-normalized REE patterns in the Uk Formation rocks and in a number of other objects.

1 – Average in 14 bulk samples (except for sample 1701-26); 2 – average in 14 samples in acidic (acetic, nitric and hydrochloric) leachates; 3 – in modern sea water (Taylor, McLennan, 1985), $\times 10^5$; 4 – average in modern microbialites of the Great Barrier Reef (52 samples) (Webb, Kamber, 2000), $\times 10^3$; 5 – in dolomitic limestone (sample LN-01-19, 90% dolomite), the Devonian of Australia (Nothdurft et al., 2004), $\times 10^2$; 6 – the average in dolomites of the Lower Riphean Suran Formation (the Southern Urals) (10 samples) (Krupenin et al., 1999), $\times 10^{-1}$; 7 – average in hydrogenous Fe-Mn microconcretions of a 50–100 μm fraction (along the four horizons of station No. 35) of the South Pacific Ocean (Dubinin, Sval'nov, 2001), $\times 10^{-1}$. Note the similarity of curves 1, 2 and 5.

о нахождении их в изученных объектах в сорбированной форме (Дубинин, 2004). В ряде экспериментов наравне с РЗЭ в указанные вытяжки частично переходили Fe и Mn. К сожалению, данные, полученные при анализе различных отложений и при использовании разных кислот, сопоставить невозможно. Но следует отметить, что в нашем случае время обработки проб кислотами превышало время, необходимое для установления равновесия между концентрациями РЗЭ в растворе (реактив Честера) и в твердой фазе (8 ч (Дубинин, Стрекопытов, 2001)), а количество кислоты также было избыточным по отношению к реакционноспособным компонентам.

Считается, что в карбонатных породах Fe-Mn гидроксиды могут образовывать пленки вокруг зерен (форменных элементов) (Palmer, 1985; Юдович, Кетрис, 2011; Fanton et al., 2002), известны также биогенные железо-марганцевые инкрустации, приуроченные к карбонатным микробиали-

там (Reitner, 1993; Webb, Kamber, 2000). Несмотря на то что содержание отмеченных фаз в карбонатах обычно очень малое, средние суммарные концентрации РЗЭ в них, как правило, достаточно высоки (например, до 1500 г/т в Fe-Mn микроконкрециях (Дубинин, Свальнов, 2001)). Важно отметить, что подобные гидрогенные Fe-Mn гидроксиды часто характеризуются положительной цериевой аномалией (Elderfield, 1988) благодаря особенности Ce^{3+} в кислородной среде переходить в форме Ce^{4+} в состав слабо растворимых соединений. Таким образом, вероятность того, что какая-то доля лантаноидов в карбонатных породах укской свиты связана в рассеянных железо-марганцевых (окси)гидроксидах, достаточно велика.

Известно также, что в железомарганцевых конкрециях не накапливается магний (О.Н. Колесник, А.Н. Колесник, 2013). Между тем в валовых пробах для суммарного содержания лантаноидов характерна сильная корреляция с MgO (0.86). В свою

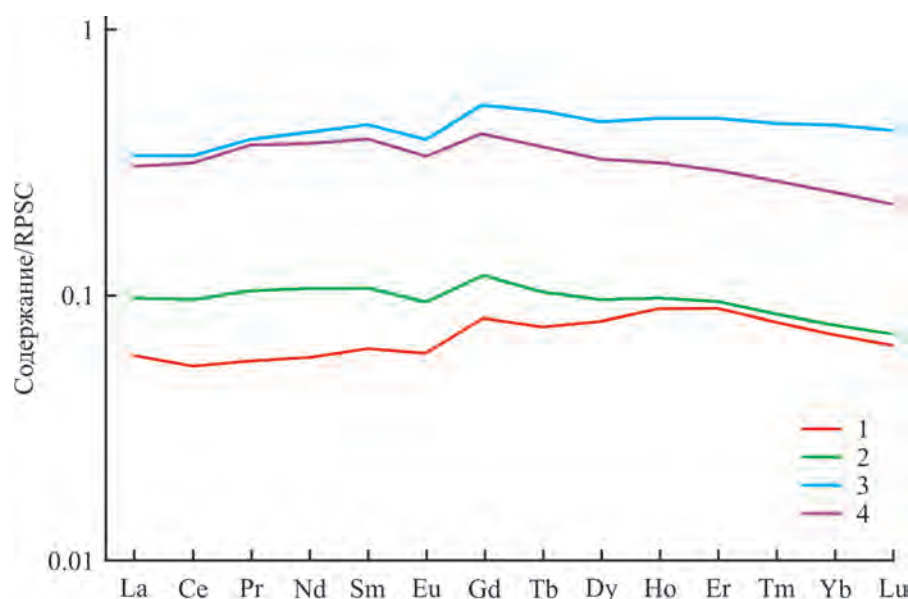


Рис. 5. Нормированное по RPSC распределение РЗЭ в уксуснокислотных вытяжках и обр. 1701-32.

1 – Среднее по 4 уксуснокислотным вытяжкам (обр. 1701-14, 1701-19, 1701-29, 1701-40), 2 – среднее по 10 уксуснокислотным вытяжкам (за исключением указанных в “1” и обр. 1701-26), 3 – обр. 1701-32 (вал), 4 – обр. 1701-32 (уксуснокислотная вытяжка). Обратите внимание на сходство кривых 2 и 4.

Fig. 5. RPSC-normalized REE patterns in acidic leachates of the Uk Formation rocks and in the 1701-32 bulk sample.

1 – Average in 4 acetic acid leachates (samples 1701-14, 1701-19, 1701-29, 1701-40), 2 – average in 10 acetic acid leachates (except listed in “1” and sample 1701-26), 3 – bulk sample 1701-32, 4 – acetic acid leachate of sample 1701-32. Note the similarity of curves 2 and 4.

очередь, этот оксид имеет тесные взаимосвязи с Fe (0.94), Mn (0.87), Co (0.82), Pb (0.79), а также с Y (0.79)⁶. Предположение об ассоциации MgO–РЗЭ подкрепляется фактом накопления редких земель в доломитизированных известняках, в частности в обр. 1701-32. Кроме того, в уксуснокислотных вытяжках форма кривой среднего спектра РЗЭ по большинству проб в целом слабо отличается от формы спектра в этом образце (рис. 5). Все это дает основания полагать, что обогащенные РЗЭ минералы приурочены к доломитизированным участкам в известняках. Однозначно ответить на вопрос, является ли доломит непосредственно концентратом РЗЭ или же фазы-носители последних находятся в тесной ассоциации с карбонатами, на данный момент не представляется возможным, необходимы детальные микроскопические (микронзондовые) исследования. Так или иначе, но первичные спектры РЗЭ в породах укской свиты яв-

но были трансформированы под влиянием эпигенетических процессов, сопровождавшихся приносом вещества. Примеры обогащения лантаноидами метасоматических флюидов известны (Bau, Moeller, 1992; Крупенин, 2005). Также описано явление концентрации редких земель в зонах контактов метасоматических образований с вмещающими породами, как, например, на Исмакаевском месторождении (в южной части Башкирского мегантиклинория) в околорудных доломитах в зоне перехода к магнезитам (Σ РЗЭ 15–237 г/т, в среднем 73 г/т) (Крупенин и др., 2016). В то же время отмечается, что доломитизация часто не оказывает существенного влияния на первичное распределение РЗЭ в известняках, унаследованное от морской воды (Banner et al., 1988; Bau, Alexander, 2006; Ling et al., 2013). Можно предположить, что это касается только раннедиагенетической доломитизации или случаев, когда магнезиальный флюид обладает распределением РЗЭ, сходным с таковым в морской воде. В случае наложенной (метасоматической) доломитизации, как было показано на примере девонских известняков Австралии (Nothdurft et al., 2004), спектры распределения РЗЭ в доломитизированных разностях и в неизмененных породах заметно отличаются друг от друга. Интересно, что австралийскими исследователями преобра-

⁶ По результатам обработки данных рентгенофлуоресцентного анализа 57 валовых проб укской свиты установлено, что оксид магния имеет достаточно слабые корреляционные связи (0.21–0.41) с SiO₂, Al₂O₃, K₂O, Fe₂O₃ (общ.) и TiO₂ (Дуб, Горбунова, 2019), что указывает на преимущественное его вхождение в состав доломита, а не хлорита.

зование первичных спектров объясняется не столько самой доломитизацией, сколько миграцией восстановленных вод (с иным, по сравнению с известняками, распределением РЗЭ) по “каналам”, к которым приурочен метасоматоз. Таким образом, вероятность изменения первичного (унаследованного от морской воды) спектра РЗЭ осадков, скорее всего, зависит от природы доломита. Можно также полагать, что в конечном счете степень искажения исходного спектра будет определяться соотношением суммарных содержаний РЗЭ в эпигенетических карбонатах (или в связанных с ними флюидах) и во вмещающих их известняках. Известно, что для изменения первичного распределения РЗЭ в карбонатной породе флюидами необходимо чрезвычайно высокое отношение *вода–порода* (Banner et al., 1988). Такое условие достижимо при минимальном взаимодействии флюидов и вмещающих отложений в течение времени образования доломита, что, возможно, и имело место в случае с породами укской свиты.

Для уточнения гипотез о носителях РЗЭ в породах укской свиты наиболее целесообразно рассмотреть распределение этих элементов, а также некоторые индикаторные отношения в уксуснокислотных вытяжках, предполагая, что последние в наименьшей степени контаминированы фосфатным и глинистым материалом и могут отражать преимущественно состав РЗЭ, находящихся в кристаллической решетке карбонатных минералов или в сорбированном виде в (окси)гидроксидах Fe и Mn. Из 14 спектров РЗЭ, нормированных по RPSC, несколько отличными от остальных распределением РЗЭ характеризуются четыре кривых, в большинстве полученных по образцам (1701-14, 1701-29 и 1701-40) зернистых известняков, а также по образцу (1701-19) пластового строматолита. На фоне остальных они выделяются утяжелением состава РЗЭ и, соответственно, низким значением отношения Nd_{SN}/Yb_{SN} , равным 0.60–0.99 (в нормированных по RPSC спектрах фиксируется обогащение средними лантаноидами, см. рис. 4). При этом одна из указанных проб (обр. 1701-29) характеризуется слабой положительной цериевой аномалией (1.09). Эти зернистые известняки (благодаря высокой суммарной площади поверхности форменных элементов) могут содержать железо-марганцевые пленки, поэтому, вероятно, отмеченное выше распределение РЗЭ отвечает спектру сорбированных в Fe-Mn (окси)гидроксидах лантаноидов⁷. Однако усредненная кривая по этим четырем пробам сходна по форме и с распределением РЗЭ в современной морской воде, отличаясь от него лишь выраженной по-

терей наиболее тяжелых элементов⁸. С учетом того, что эти известняки наиболее чистые, вполне возможно, что основным носителем лантаноидов в них является кальцит. В остальных 10 пробах $Nd_{SN}/Yb_{SN} = 1.06–1.54$. Важно, что максимальное значение этого отношения присуще обр. 1701-32 – интенсивно доломитизированному известняку. Таким образом, можно допустить, что тренд с последовательно деплетированными ТРЗЭ является “доломитовым” (т.е. связан с наличием в породах вторичных магнезиальных карбонатов) (см. рис. 4).

В то же время уксуснокислотные вытяжки характеризуются величинами Y/No в пределах 45.6–67.1 (за исключением пробы 1701-26, в которой этот параметр равен 40.67). Минимальное значение этой величины свойственно обр. 1701-32, что объясняется высоким содержанием в нем доломита (по данным (Nothdurft et al., 2004), доломитизация известняков приводит к снижению в них значения Y/No). Для сравнения: в валовых пробах этот параметр составляет 32.8–50.4, а в азотнокислотных вытяжках – 28.1–48.2 (в солянокислотных – 33.8–47.8). Для морской воды и осадков, образовавшихся в равновесии с ней, характерны значения Y/No от 44 до 74 (Вау, 1996), поскольку данные элементы, несмотря на очень близкий ионный радиус, характеризуются разным временем нахождения в морской воде (Nozaki et al., 1997). Таким образом, в уксуснокислотных вытяжках, в частности, растворены и компоненты, состав РЗЭ в которых унаследован от морской воды. Кроме того, в спектрах как валовых проб, так и кислотных вытяжек, нормированных по RPSC, фиксируется отчетливо выраженная аномалия гадолиния (в валовых пробах Gd/Gd^* в среднем 1.13, в уксуснокислотных вытяжках – 1.15, в азотно- и солянокислотных – 1.17)⁹. Считается, что положительная аномалия гадолиния (как и положительная аномалия лантана) – неотъемлемая черта спектра РЗЭ морской воды (Вау, 1996; Вау, Dulsky, 1996; Ling et al., 2013). Известно, что эта аномалия характерна не только для него. Тем не менее, высокие значения величины Gd/Gd^* в седиментогенных карбонатах могут свидетельствовать о том, что среда осадконакопления не была сильно насыщена кислородом (Ge et al., 2010). Настоятельно, однако, что величина аномалии наибольшая в азотно- и солянокислотных вытяжках (что

⁷ В современных железо-марганцевых микроконкрециях из пелагических осадков Южной котловины Тихого океана во фракции 50–100 мкм значение Nd_{SN}/Yb_{SN} составляет 0.64–0.78 (Дубинин, Свальнов, 2001).

⁸ Отмеченную особенность в ассоциации с отсутствующей или слабой положительной цериевой аномалией можно рассматривать как индикатор умеренно бескислородных обстановок в бассейне седиментации (Shuster et al., 2018).

⁹ Величина Gd/Gd^* здесь рассчитана по формуле $Gd_{SN}/(0.33Sm_{SN} + 0.67Tb_{SN})$, а величина Ce/Ce^* – по формуле $Ce_{SN}/(0.5La_{SN} + 0.5Pr_{SN})$ (Webb, Kamber, 2000), где La_{SN} , Ce_{SN} , Pr_{SN} , Sm_{SN} , Gd_{SN} , Tb_{SN} – нормированные по RPSC (Мигдисов и др., 1994) содержания La, Ce, Pr, Sm, Gd и Tb.

опровергает предположение о том, что она ассоциирует только с кальцитом). В целом геохимические характеристики уксуснокислотных вытяжек, с растворенными в них седиментогенным кальцитом и эпигенетическим доломитом, вроде бы сходны с таковыми для морской воды. Но все же нельзя не отметить, что указанные выше признаки могут быть обусловлены наличием в породах реакционноспособных лантаноидов, находящихся в Fe-Mn-пленках.

Несомненно, сорбированные Fe-Mn (окси)гидроксидами РЗЭ имеют водородное происхождение, однако маловероятно, что спектр распределения лантаноидов, извлеченных вытяжкой, можно использовать для определения состава РЗЭ в древней морской воде. Причин, позволяющих так считать, достаточно много: аккумуляция РЗЭ железосодержащей коллоидной фазой начинается еще в пресных водах (Sholkovitz, 1995; Frimmel, 2009); сорбция элементов (окси)гидроксидами происходит часто не в равновесии с окружающим раствором¹⁰; выщелачивание РЗЭ из железо-марганцевых образований уксусной кислотой могло быть избирательным и неполным, т.е. фракционирование РЗЭ было возможно на любом из этапов.

Се-аномалия как в валовых пробах, так и в уксуснокислотных вытяжках в среднем очень слабая отрицательная (0.96), при этом в большинстве валовых проб она является кажущейся (обусловленной наличием положительной аномалии лантана, о которой свидетельствуют преобладающие значения $Pr/Pr^* = Pr_{SN}/(0.5Ce_{SN} + 0.5Nd_{SN})$ менее 1 (Bau, Dulski, 1996; Webb, Kamber, 2000)), между тем в уксуснокислотных вытяжках более чем в половине случаев она оказывается реальной ($Pr/Pr^* > 1$, $Ce/Ce^* < 1$), но очень слабой¹¹. Фациальный состав отложений соответствует обстановкам карбонатных платформ (Дуб, Гражданкин, 2018), содержание $C_{орг}$ в изученных отложениях, как один из возможных индикаторов Eh среды, ничтожно мало (Маслов и др., 2019), что указывает на богатую кислородом среду, ассоциирующую с поверхностными водами океана. Поэтому, возможно, значения Се-аномалии, близкие к 1, объясняются повышенными концентрациями церия, приуроченного к Fe-Mn (окси)гидроксидам. Однако в свете концепции существования в довендское время преимущественно анаэробного (за исключением поверхностного слоя) океана (например, Canfield, 1998; Ling

et al., 2013; Маслов, Подковыров, 2018; Сергеев и др., 2018) можно предполагать и то, что для уксусных карбонатов глубокая отрицательная цериевая аномалия не была характерна в принципе. В пользу этого свидетельствует и то обстоятельство, что цериевая аномалия в принципе отражает усредненное редокс-состояние водной массы (включающей как поверхностные, так и глубинные, и промежуточные воды) (Wallace et al., 2017).

Прочие элементы (Sr, Mn, Ni, Co и U)

Концентрация Sr в валовых пробах составляет 32.9–415.1 (в среднем 165.2) г/т (табл. 4). Эти значения повышаются до 117.7–428.8 (в среднем 182.7) г/т в уксуснокислотной, до 112.6–409.7 (в среднем 179) г/т в азотнокислотной и до 118.2–357.1 г/т в солянокислотной вытяжках. Несомненно, такое явление обусловлено “карбонатфильностью” стронция. При этом наибольшее обогащение стронцием демонстрирует уксуснокислотная вытяжка, поскольку в ней растворено не очень значительное количество некарбонатных минеральных фаз (обедненных Sr).

Важно подчеркнуть, что в уксуснокислотной вытяжке стронций не проявляет значимых корреляционных связей с другими элементами (R от –0.28 до 0.04), кроме никеля (0.34) и урана (0.73). При исключении из выборки обр. 1701-32 и 1701-26 связи Sr с Ni и U усиливаются до 0.43 и 0.78 соответственно¹². В азотнокислотной вытяжке также отмечается заметная корреляция между Sr и U, равная 0.75 (в данном случае U – единственный элемент, проявляющий положительные корреляционные связи со стронцием). Такие наблюдения дают основания предполагать, что Ni и U отчасти входят в кристаллическую решетку кальцита. Между содержаниями Sr и Mn корреляции не отмечается (см. табл. 4), между Sr и Fe_2O_3 связь отрицательная – R = –0.4.

Носителями железа и марганца в карбонатных породах уксусной свиты могут являться терригенные (в том числе глинистые) компоненты, гидроксиды, сульфиды (пирит), а также “вторичные” карбонаты. Детальный анализ корреляционных связей показывает, что эти два элемента в основном концентрируются в разных фазах, а совместно присутствуют преимущественно в составе вторичных карбонатных минералов (доломита), содержание которых в изученных образцах (кроме обр. 1701-32) не очень велико. Об этом свидетельствует тот факт, что коэффициент корреляции между Mn и Fe_2O_3 в валовых пробах равен 0.27, при исключении обр. 1701-32 из рассмотрения R становится равным –0.09.

¹⁰ Обогащение оксидов железа и марганца РЗЭ в общем случае считается непредсказуемым и диспропорциональным (Bau et al., 1996; Webb, Kamber, 2000; Nothdurft et al., 2004).

¹¹ Между параметрами Y/No и Ce/Ce*, которые являются характеристическими для водородных РЗЭ (Shields, Webb, 2004), в уксуснокислотных вытяжках отмечается лишь слабая положительная аномалия R = 0.35 (Маслов и др., 2019).

¹² Связь Sr с $\Sigma PZЭ$ в этом случае отчетливая отрицательная, равная –0.42, а с Y – равна –0.46.

Таблица 4. Концентрации Sr, Mn, Co, Ni и U в валовых пробах и кислотных вытяжках, г/т
Table 4. Concentrations of Sr, Mn, Fe, Co, Ni and U in bulk samples and acidic leachates, ppm

Параметр	Образцы																Среднее без 1701-26
	1701-01	1701-06	1701-14	1701-18	1701-19	1701-20	1701-26	1701-27	1701-29	1701-31	1701-32	1701-37	1701-38	1701-39	1701-40		
НО средн., %	7.75	2.14	4.10	3.83	3.28	11.85	82.07	3.42	1.94	4.65	16.88	3.78	7.48	8.92	2.65	10.98	5.91
Sr, вал. пр.	162.16	128.23	103.02	107.66	112.43	132.80	32.91	255.49	415.06	259.18	192.35	201.41	118.92	112.69	144.34	165.24	174.69
Sr, уксусн. в.	186.94	145.12	117.73	119.26	118.64	156.25	132.43	203.56	428.76	289.17	218.63	215.42	126.61	125.53	157.11	182.74	186.33
Sr, азотн. в.	180.49	134.36	112.62	114.26	112.83	147.35	131.55	281.97	409.67	240.54	201.16	224.16	120.65	129.56	144.08	179.02	182.41
Sr, солян. в.	—	122.24	—	—	—	—	157.31	—	357.12	222.68	—	—	—	118.19	—	195.51	205.06
Mn, вал. пр.	69.05	62.36	36.25	42.72	40.58	233.37	39.42	64.90	47.84	38.14	409.30	73.83	61.21	67.96	63.53	90.03	93.65
Mn, уксусн. в.	72.75	66.47	41.17	41.86	39.71	256.75	111.01	32.53	47.38	42.79	504.56	74.14	63.56	69.90	66.96	102.10	101.46
Mn, азотн. в.	82.97	69.20	53.21	52.12	45.79	290.80	161.41	51.62	53.69	39.90	528.63	85.03	67.98	81.26	68.11	115.45	112.17
Mn, солян. в.	—	48.59	—	—	—	—	97.02	—	36.39	31.35	—	—	—	52.12	—	53.09	42.11
Co, вал. пр.	4.16	3.38	2.58	3.21	3.58	6.13	4.78	3.66	2.58	2.77	7.56	3.69	3.72	4.30	3.16	3.95	3.89
Co, уксусн. в.	1.91	1.64	1.35	1.32	1.42	2.82	1.79	1.16	1.34	1.63	4.45	1.60	1.59	1.58	1.58	1.81	1.81
Co, азотн. в.	2.23	1.42	2.05	1.72	1.57	4.12	6.39	1.16	1.07	1.18	6.81	1.30	1.47	1.45	1.13	2.34	2.05
Co, солян. в.	—	1.06	—	—	—	—	2.74	—	0.83	0.90	—	—	—	0.99	—	1.30	0.95
Ni, вал. пр.	15.99	16.22	10.80	12.60	14.16	17.11	14.92	64.32	15.53	16.48	15.28	17.81	16.36	17.91	15.98	18.76 (15.51)	19.03 (15.55)
Ni, уксусн. в.	30.16	31.41	20.64	21.24	23.41	27.99	17.64	24.46	29.33	34.47	18.40	32.75	28.80	28.78	31.79	26.75	27.4
Ni, азотн. в.	21.76	20.59	20.96	20.59	19.54	23.71	48.07	21.94	20.19	19.15	22.54	23.26	20.49	23.00	21.01	23.12	21.34
Ni, солян. в.	—	15.17	—	—	—	—	24.20	—	15.12	15.02	—	—	—	15.23	—	16.95	15.14
U, вал. пр.	0.69	0.44	0.44	0.15	0.28	0.22	0.98	1.03	0.74	0.68	0.48	0.50	0.52	0.50	0.42	0.54	0.51
U, уксусн. в.	0.28	0.18	0.29	0.07	0.14	0.03	0.07	0.33	0.48	0.40	0.12	0.19	0.23	0.16	0.21	0.21	0.22
U, азотн. в.	0.73	0.47	0.58	0.16	0.30	0.11	0.55	1.13	1.09	0.84	0.33	0.51	0.59	0.43	0.50	0.55	0.55
U, солян. в.	—	0.39	—	—	—	—	0.37	—	0.87	0.69	—	—	—	0.33	—	0.53	0.57

Примечание. Красным цветом выделены содержания элементов в вытяжках, превышающие концентрации в валовой пробе. В скобках (для Ni) даны средние значения без учета выделенной синим цветом концентрации. Солянокислотные вытяжки получены только для проб 1701-06, 1701-26, 1701-29, 1701-31, 1701-39 (для остальных образцов указан прочерк).

Note. Red highlighted the content of elements in leachates, exceeding their concentrations in bulk samples. In parentheses (for Ni) are given the average values without taking into account the concentration highlighted in blue. The hydrochloric acid leachates were obtained only for samples 1701-06, 1701-26, 1701-29, 1701-31, 1701-39 (dash for the remaining samples).

Сильные взаимосвязи ($R > 0.9$) железа (Fe_2O_3) при анализе валовых проб, без учета обр. 1701-32, с Al_2O_3 , SiO_2 , MgO , K_2O , Be, B, Sc, Ti, V, Zn, Ga, Ge, Rb, Zr, Nb, Ag, Cd, Sn, Sb, Cs, Ba, W, Hf, Tl и Th свидетельствуют о его преимущественном нахождении в некарбонатном веществе (с CaO $R = -1$).

Более сложной является ситуация с марганцем. В частности, в выборке по валовым пробам он коррелирует с MgO (0.87), Co (0.9), Y (0.84), Pb (0.76) и суммой РЗЭ (0.89). При исключении обр. 1701-32 картина частично меняется, связи ослабевают: MgO (0.18), Co (0.78), Y (0.61), Pb (0.33), сумма РЗЭ (0.72). В выборке по уксуснокислотным вытяжкам помимо Co (0.99), Y (0.84) и суммы РЗЭ (0.95) у марганца возникает связь с Th (0.92); без учета обр. 1701-32: Co (0.95), Y (0.7), сумма РЗЭ (0.9) и Th (0.75). В азотнокислотном растворе картина несколько иная: существенные (более 0.6) корреляционные связи Mn имеет с Ti (0.64), Co (0.84), Y (0.81), Sn (0.83) и суммой РЗЭ (0.88) (наиболее сильные – с La и Ce). Судя по тому, что в вытяжках в целом, по сравнению с валовыми пробами, концентрация Mn увеличивается (см. табл. 4), можно допускать его преимущественное вхождение в состав “вторичных” карбонатных минералов и гидроксидов, однако ощутимые корреляционные связи с литофильными и халькофильными элементами существенно затрудняют определение минералов-носителей.

Высокая концентрация никеля в обр. 1701-27 (64.3 г/т) обусловлена присутствием в нем сульфидов (содержание меди здесь составляет 1044.9 г/т). По этой же причине в валовых пробах наблюдается и очень высокая корреляция Ni и Cu ($R = 0.99$), при исключении обр. 1701-27 из рассмотрения такая связь практически пропадает (R становится равным 0.11). В данной выборке (и без учета обр. 1701-32) Ni имеет сколь-либо значимые корреляционные связи лишь с Mn и Co (соответственно 0.41 и 0.43, что предполагает частичное вхождение этого элемента в состав марганцевых гидроксидов), с остальными элементами корреляция еще более слабая. В уксуснокислотных вытяжках никель ассоциирует (даже с учетом обр. 1701-27) только со стронцием (0.34) и ураном (0.43), при исключении из рассмотрения обр. 1701-32 эти коэффициенты становятся равными 0.44 и 0.39 соответственно. На основании изложенных данных и того факта, что содержание никеля в валовых пробах не проявляет значительных флуктуаций (10.8–17.91 г/т, в среднем 15.51 г/т), а также по причине обогащения этим элементом кислотных вытяжек (CH_3COOH и HNO_3) можно предполагать вхождение этого элемента в первичную карбонатную составляющую пород, т.е. его хемогенную садку в составе изоморфной примеси в кальците. Полученный вывод не противоречит представлениям Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис (2011) о нахождении Ni в морской во-

де в виде растворенного катиона Ni^{2+} , способного взаимодействовать с карбонат- (и бикарбонат-?) анионами.

Кобальт по результатам анализа выборки из 14 уксуснокислотных вытяжек (без обр. 1701-32) коррелирует с Mn (0.95), Y (0.7), Th (0.7) и суммой РЗЭ (0.87), что указывает на его нахождение в (окси)гидроксидах и, возможно, в составе доломитизированных участков пород (см. табл. 4). Между кобальтом и никелем как в валовых пробах, так и в кислотных вытяжках (как с учетом обр. 1701-32 и 1701-27, так и без них) сильных корреляционных связей не наблюдается – эти два сходных по поведению элемента в данном случае сконцентрированы в основном в разных минеральных фазах.

Уран, содержание которого в породах уской свиты крайне низкое (в среднем 0.54 г/т) по большей части ассоциирует с некарбонатной компонентой. Но, скорее всего, источником части U в отложениях являлась и морская вода: в уксуснокислотной вытяжке концентрации этого элемента в среднем составляют более трети от его валовых содержаний (0.21 г/т). В литературе (Adams, Weaver, 1958; Юдович, Кетрис, 2011) подтверждается наличие урана в карбонатной фазе, осажденной из морской воды. Такие малые концентрации U, по всей видимости, укрепляют предположение о богатой кислородом среде осадконакопления. Извлечение урана из валовой навески азотной кислотой (примерно одинаковые средние содержания) указывает на его концентрирование в неустойчивой к воздействию этой кислоты некарбонатной компоненте. Как отмечалось выше, между содержаниями урана, никеля и стронция обнаружены взаимосвязи, свидетельствующие о том, что эти элементы (в разной доле от их общих содержаний) входят в состав кальцита.

ВЫВОДЫ

Для минимизации попадания в вытяжку литофильных элементов требуется использование более слабых кислот, чем обсуждаемые в данной работе. Для получения информации о составе растворенных в древней морской воде микроэлементов необходимо применение методик, разработанных для хемотратиграфических исследований, в том числе селективного выщелачивания (например, (Горохов и др., 1995; Кузнецов и др., 2003; Li et al., 2011)).

Из рассмотренных в данной работе элементов Rb, Zr, Li и Ti связаны с терригенной компонентой; РЗЭ входят в состав глинистых минералов, фосфат-содержащих терригенных зерен, гидроксидов Mn и Fe, вторичных карбонатных фаз, осадочного кальцита. Устойчивые кластеры элементов образуют также Co, Y, РЗЭ и Th, вероятно в основном ассоциирующие с (окси)гидроксидами железа и марганца (а РЗЭ и Th при этом – еще и с терригенными

фосфатами), а также Sr, Ni и U, частично входящие в кристаллическую решетку кальцита.

В данный момент точно оценить пропорциональный вклад каждого из источников РЗЭ в общую картину распределения лантаноидов в отложениях не представляется возможным. Анализ распределения РЗЭ в уксуснокислотных вытяжках, по сравнению с валовыми пробами, показал, что носителем РЗЭ в породах укской свиты может являться доломит, в меньшей степени лантаноиды приурочены к глинистому веществу и, возможно, к железомарганцевым гидроксидам, вследствие чего спектр гидрогенных РЗЭ при анализе валовых проб и вытяжек оказывается трансформированным. Образование доломита связывается с миграцией магнезиальных флюидов, в том числе обогащенных РЗЭ. Такая миграция, возможно, происходила по стилолитовым швам. Предполагается, что нормированное по сланцу распределение РЗЭ в этих флюидах заметно отличалось от такового во вмещающих известняках.

Вероятнее всего, глубокая отрицательная цериевая аномалия не была характерна для морской воды укского времени и для карбонатов, осаждавшихся в равновесии с ней. Тем не менее на ее величину в изученных пробах могло повлиять присутствие таких минеральных фаз, как железо-марганцевые (оксид) гидроксиды, глинистые минералы, доломит, фосфаты.

Таким образом, становится ясно, что для получения достоверных данных о составе РЗЭ морской воды геологического прошлого при изучении многокомпонентных карбонатных отложений необходимо совершенствовать метод кислотных вытяжек, повысить его селективность в отношении седиментогенной составляющей пород. В случае с карбонатами укской свиты требуется провести мероприятия, позволяющие отделить фазы, содержащие доломит и железо-марганцевые гидроксиды, от кальцитовых матриц. Среди возможных вариантов решения этой проблемы следующие: 1) использование уксусной кислоты меньшей концентрации, 2) сокращение времени химической обработки проб, 3) работа с образцами, раздробленными до более крупных фракций по сравнению с пудрой (что, в частности, позволит снизить скорость взаимодействия доломита и глинистых минералов с кислотой), 4) использование локальных методов анализа содержания РЗЭ (лазерная абляция, микрозонд).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аренс В.Ж. (2001) Физико-химическая геотехнология. М.: Изд-во Московского государственного горного университета, 656 с.
- Батурин Г.Н. (1986) Геохимия железомарганцевых конкреций океана. М.: Наука, 328 с.
- Беккер Ю.Р. (1961) Возраст и последовательность напластования отложений верхней части каратауской серии Южного Урала. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (9), 49-60.
- Бетехтин А.Г. (2007) Курс минералогии. М.: КДУ, 721 с.
- Бобров В.А., Грамм-Осипов Л.М. (1989) Редкоземельные элементы в поверхностном слое железомарганцевых конкреций. *Микроэлементный состав осадочных толщ как показатель условий их формирования*. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 142-151.
- Вотьяков С.Л., Киселева Д.В., Шагалов Е.С., Чередниченко Н.В., Дерюгина Л.К., Денисов С.А., Чемпалов А.П., Узких С.Э., Орехов А.А. (2006) Мультиэлементный анализ геологических образцов методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на ELAN 9000. *Ежегодник-2005*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 425-430.
- Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Сочава А.В., Турченко Т.Л. (1995) Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **3**(1), 3-33.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия. Лист N40 (Уфа). Геологическая карта доплиоценовых образований. (2013) СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ.
- Дуб С.А., Горбунова Н.П. (2019) Химический состав пород укской свиты верхнего рифея Южного Урала: связь с обстановками осадконакопления и постседиментационными преобразованиями. *Ежегодник-2018*. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 166, 52-58.
- Дуб С.А., Гражданкин Д.В. (2018) Карбонатные фации укской свиты верхнего рифея в разрезе "Медведь" (Шубино): краткий обзор. *Литоология и я: от идеи до выводов. Материалы 3-й Всероссийской литологической школы*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 69-72.
- Дубинин А.В. (2004) Геохимия редкоземельных элементов в океане. *Литоология и полезн. ископаемые*, (4), 339-358.
- Дубинин А.В., Розанов А.Г. (2001) Геохимия редкоземельных элементов и тория в осадках и железомарганцевых конкрециях Атлантического океана. *Литоология и полезн. ископаемые*, (3), 311-323.
- Дубинин А.В., Свальный В.Н. (2001) Эволюция осадконакопления по данным изучения аутигенных и биогенных фаз в пелагических осадках Южной котловины Тихого океана. *Геохимия*, (4), 404-421.
- Дубинин А.В., Стрекопытов С.В. (2001) Исследование поведения редкоземельных элементов при выщелачивании океанских осадков. *Геохимия*, (7), 762-772.
- Интерпретация геохимических данных (2001) (Ред. Е.В. Скляров, Д.П. Гладкохуб, Т.В. Донская и др.) М.: Интермет инжиниринг, 287 с.
- Козлов В.И. (1982) Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 128 с.
- Колесник О.Н., Колесник А.Н. (2013) Особенности химического и минерального состава железомарганцевых конкреций Чукотского моря. *Геология и геофизика*, **54**(7), 853-866.
- Крупенин М.Т. (2005) Геолого-геохимические типы и систематика РЗЭ месторождений Южно-Уральской магнетитовой провинции. *Докл. АН*, **405**(2), 243-246.
- Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В. (2016) Sr-Nd систематика и распределение РЗЭ в типовых магнетитовых месторождениях нижнего рифея Южного Урала.

- фея Южно-Уральской провинции. *Литосфера*, (5), 58-80.
- Крупенин М.Т., Меллер П., Дульски П. (1999) Редкоземельные и малые элементы во флюоритах и вмещающих доломитах Суранского месторождения (нижний рифей, Южный Урал). *Геохимия*, (11), 1165-1177.
- Кузнецов А.Б. (2013) Эволюция изотопного состава стронция в протерозойском океане. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 43 с.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. (2018) Стронциевая изотопная хемотратиграфия: основы метода и его современное состояние. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **26**(4), 3-23.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М., Мельников Н.Н., Константинова Г.В., Кутявин Э.П. (2003) Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **11**(5), 3-39.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В., Горохов И.М., Прасолов Э.М., Крупенин М.Т., Кислова И.В. (2006) Sr- и С-изотопная хемотратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **14**(6), 25-53.
- Летникова Е.Ф. (2003) Распределение РЗЭ в карбонатных отложениях различных геодинамических типов (на примере южного складчатого обрамления Сибирской платформы). *Докл. АН*, **393**(2), 235-241.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Дуб С.А. (2018) Укская свита верхнего рифея Южного Урала: седиментология, палеобиология, геохимия (к постановке проблемы). *Осадочная геология Урала и прилегающих регионов: сегодня и завтра*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 199-202.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Дуб С.А., Мельник Д.С., Парфенова Т.М., Колесников А.В., Чердниченко Н.В., Киселева Д.В. (2019) Укская свита верхнего рифея Южного Урала: седиментология и геохимия (первые результаты исследований). *Литосфера*, **19**(5), 659-686.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н. (2018) Редокс-статус океана 2500-500 млн лет назад: современные представления. *Литология и полезн. ископаемые*, (3), 207-231.
- Мигдисов А.А., Балашов Ю.А., Шарков И.В., Шерстеников О.Г., Ронов А.Б. (1994) Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы. *Геохимия*, (6), 789-803.
- Перельман А.И. (1989) Геохимия. М.: Высш. школа, 528 с.
- Путеводитель геологической экскурсии по разрезам палеозоя и верхнего докембрия западного склона Южного Урала и Приуралья. (1995) Уфа: ИГ УНЦ РАН, 176 с.
- Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 145 с.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н., Бартли Дж., Давыдов Ю.В. (2004) Юдомский комплекс стратотипической местности: С-изотопные хемотратиграфические корреляции и соотношение с вендом. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **12**(5), 3-29.
- Сергеев В.Н., Сергеева Н.Д., Сперлинг Э.А., Шарма М., Воробьева Н.Г. (2018) Микробиота калтасинской свиты нижнего рифея Волго-Уральской области в свете новой концепции оксигенизации протерозойского океана. *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*. Мат-лы 12-ой Межрегион. науч.-практ. конф. СПб.: Свое издательство, 147-156.
- Смыслов А.А. (1974) Уран и торий в земной коре. Л.: Недра, 231 с.
- Справочник химика-аналитика (1976) (А.И. Лазарев, И.П. Харламов, П.Я. Яковлев, Е.Ф. Яковлева). М.: Металлургия, 184 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология (1983) (Отв. ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков). М.: Наука, 184 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2011) Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 742 с.
- Adams J.A.S., Weaver C.E. (1958) Thorium-to-uranium ratios as indicators of sedimentary processes: example of concept of geochemical facies. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, **42**(2), 387-430.
- Algeo T.J., Maynard J.B. (2004) Trace element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems. *Chem. Geol.*, **206**, 289-318.
- Banner J.L., Hanson G.N., Meyers W.J. (1988) Rare earth element and Nd isotopic variations in regionally extensive dolomites from the Burlington-Keokuk Formation (Mississippian): Implications for REE mobility during carbonate diagenesis. *J. Sed. Petrol.*, **58**, 415-432.
- Bau M. (1996) Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: Evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **123**, 323-333.
- Bau M., Alexander B. (2006) Preservation of primary REE patterns without Ce anomaly during dolomitization of mid-Paleoproterozoic limestone and the potential re-establishment of marine anoxia immediately after the "Great Oxidation Event". *South Afr. J. Geol.*, **109**, 81-86.
- Bau M., Dulski P. (1996) Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Prec. Res.*, **79**(1-2), 37-55.
- Bau M., Moeller P. (1992) Rare earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite. *Mineral. Petrol.*, **45**, 231-246.
- Bolhar R., Van Kranendonk M.J. (2007) A non-marine depositional setting for the northern Fortescue Group, Pilbara Craton, inferred from trace element geochemistry of stromatolitic carbonates. *Prec. Res.*, **155**, 229-250.
- Brandt F., Bosbach D., Krawczyk-Bärsch R., Arnold T., Bernhard G. (2003) Chlorite dissolution in the acid pH range: A combined microscopic and macroscopic approach. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **67**, 1451-1461.
- Canfield D.E. (1998) A new model for Proterozoic ocean chemistry. *Nature*, **396**, 450-453.
- Coppin F., Berger G., Bauer A., Castet S., Loubet M. (2002) Sorption of lanthanides on smectite and kaolinite. *Chem. Geol.*, **182**, 57-68.
- Derry L.A., Kaufman A.J., Jacobsen S.B. (1992) Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**, 1317-1329.

- Elderfield H. (1988) The oceanic chemistry of the rare-earth elements. *Phil. Trans. Royal Soc. London*, **325**, 105-126.
- Fanton R.C., Holmden C., Nowlan G.S., Haidl F.M. (2002) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and Sm/Nd stratigraphy of Upper Ordovician epeiric sea carbonates. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **66**(2), 241-255.
- Frimmel H.E. (2009) Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator. *Chem. Geol.*, **258**, 338-353.
- Ge L., Jiang S.-Y., Swennen R., Yang T., Yang J.-H., Wu N.-Y., Liu J., Chen D.-H. (2010) Chemical environment of cold seep carbonate formation on the northern continental slope of South China Sea: evidence from trace and rare earth element geochemistry. *Mar. Geol.*, **277**, 21-30.
- Jiang S.-Y., Zhao H.-X., Chen Y.-Q., Yang T., Yang J.-H., Ling H.-F. (2007) Trace and rare earth element geochemistry of phosphate nodules from the lower Cambrian black shale sequence in the Mufu Mountain of Nanjing, Jiangsu province, China. *Chem. Geol.*, **244**, 584-604.
- Jones B., Manning D.A.C. (1994) Composition of geochemical indices used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones. *Chem. Geol.*, **111**, 111-129.
- Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.H. (1993) The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: Implications for tectonics and paleoclimate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **120**(3-4), 409-430.
- Kohler S.J., Dufaud F. and Oelkers E.H. (2003) An experimental study of illite dissolution kinetics as a function of pH from 1.4 to 12.4 and temperature from 5 to 50°C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **67**, 3583-3594.
- Kouchinsky A., Bengtson S., Gallet Y., Korovnikov I., Pavlov V., Runnegar B., Shields G., Veizer J., Young E., Ziegler K. (2008) The SPICE carbon isotope excursion in Siberia: a combined study of the upper Middle Cambrian-lowermost Ordovician Kulyumbe River section, northwestern Siberian Platform. *Geol. Mag.*, **145**(5), 609-622.
- Krupenin M.T., Michurin S.V., Sharipova A.A., Gulyaeva T.Ya., Petrishcheva V.G. (2017) Mineralogical and Geochemical Features of Magnesia-Ferruginous Carbonates of the Avzyan Ore Region of the Southern Ural in Connection With Metasomathosis Regularities. *News of the Ural State Mining University*, **46**(2), 34-42.
- Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M. (2017) Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion. *Prec. Res.*, **298**, 157-173.
- Li D., Shields-Zhou G., Ling H.-F., Thirwall M. (2011) Dissolution methods for strontium isotope stratigraphy: Guidelines for the use of bulk carbonate and phosphorite rocks. *Chem. Geol.*, **290**, 133-144.
- Ling H.-F., Chen X., Li D., Wang D., Shields-Zhou G.A., Zhu M. (2013) Cerium anomaly variations in Ediacaran – earliest Cambrian carbonates from the Yangtze Gorges area, South China: implications for oxygenation of coeval shallow seawater. *Prec. Res.*, **225**, 110-27.
- Nothdurft L.D., Webb G.E., Kamber B.S. (2004) Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia: confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestones. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **68**, 263-283.
- Nozaki Y., Zhang J., Amakawa H. (1997) The fractionation between Y and Ho in the marine environment. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **148**(1-2), 329-340.
- Palmer M. R. (1985) Rare earth elements in foraminifera tests. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **73**, 285-298.
- Reitner J. (1993) Modern cryptic microbialite/metazoan facies from Lizard Island (Great Barrier Reef, Australia): Formation and concepts. *Facies*, **29**, 3-40.
- Ross O.J. (1969) Acid dissolution of chlorites: Release of magnesium, iron and aluminium and mode of acid attack. *Clays and Clay Minerals*, **17**, 347-354.
- Shields G.A., Webb G.E. (2004) Has the REE composition of seawater changed over geological time? *Chem. Geol.*, **204**, 103-107.
- Sholkovitz E.R. (1995) The aquatic chemistry of rare earth elements in rivers and estuaries. *Aquatic Geochem.*, **1**, 1-34.
- Shuster A.M., Wallace M.W., Hood A.v.S., Jiang G. (2018) The Tonian Beck Spring Dolomite: Marine dolomitization in a shallow, anoxic sea. *Sed. Geol.*, **368**, 83-104.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell, 312 p.
- Terakado Y., Masuda A. (1988) The coprecipitation of rare-earth elements with calcite and aragonite. *Chem. Geol.*, **69**, 103-110.
- Van Kranendonk M.J., Webb G.E., Kamber B.S. (2003) New geological and trace element evidence from 3.45 Ga stromatolitic carbonates in the Pilbara Craton: support of a marine, biogenic origin and for a reducing Archaean ocean. *Geobiology*, **1**, 91-108.
- Wallace M.W., Hood A.V.S., Shuster A., Greig A., Planavsky N.J., Reed C.P. (2017) Oxygenation history of the Neoproterozoic to early Phanerozoic and the rise of land plants. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **466**, 12-19.
- Webb G.E., Kamber B.S. (2000) Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: a new shallow seawater proxy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**, 1557-1565.
- Zhong S., Mucci A. (1995) Partitioning of rare earth elements (REEs) between calcite and seawater solutions at 25°C and 1 atm, and high dissolved REE concentrations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 443-453.

REFERENCES

- Adams J.A.S., Weaver C.E. (1958) Thorium-to-uranium ratios as indicators of sedimentary processes: example of concept of geochemical facies. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, **42**(2), 387-430.
- Algeo T.J., Maynard J.B. (2004) Trace element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems. *Chem. Geol.*, **206**, 289-318.
- Arens V.Zh. (2001) *Fiziko-khimicheskaya geotekhnologiya* [Physico-chemical geotechnology]. Moscow, Publishing house of Moscow State Mining University, 656 p. (In Russian)
- Banner J.L., Hanson G.N., Meyers W.J. (1988) Rare earth element and Nd isotopic variations in regionally extensive dolomites from the Burlington-Keokuk Formation (Mississippian): Implications for REE mobility during carbonate diagenesis. *J. Sed. Petrol.*, **58**, 415-432.
- Baturin G.N. (1986) *Geokhimiya zhelezomargantsevykh*

- konkretsii okeana* [Geochemistry of ferromanganese nodules of the ocean]. Moscow, Nauka Publ., 328 p. (In Russian)
- Bau M. (1996) Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: Evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **123**, 323-333.
- Bau M., Alexander B. (2006) Preservation of primary REE patterns without Ce anomaly during dolomitization of mid-Paleoproterozoic limestone and the potential re-establishment of marine anoxia immediately after the "Great Oxidation Event". *South Afr. J. Geol.*, **109**, 81-86.
- Bau M., Dulski P. (1996) Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Prec. Res.*, **79**(1-2), 37-55.
- Bau M., Moeller P. (1992) Rare earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite. *Mineral. Petrol.*, **45**, 231-246.
- Bekker Yu.R. (1961) Age and deposition sequence in the upper part of the Karatau series of the Southern Urals. *Izv. AN SSSR. Ser. geol.*, (9), 49-60. (In Russian)
- Betekhtin A.G. (2007) *Kurs mineralogii* [Course of mineralogy]. Moscow, KDU Publ., 721 p. (In Russian)
- Bobrov V.A., Gramm-Osipov L.M. (1989) Rare-earth elements in the surface layer of iron-manganese nodules. *Mikroelementnyi sostav osadochnykh tolshch kak pokazatel' uslovii ikh formirovaniya* [The trace element composition of sedimentary strata as an indicator of their formation conditions]. Novosibirsk, IGG SB AN USSR, 142-151. (In Russian)
- Bolhar R., Van Kranendonk M.J. (2007) A non-marine depositional setting for the northern Fortescue Group, Pilbara Craton, inferred from trace element geochemistry of stromatolitic carbonates. *Prec. Res.*, **155**, 229-250.
- Brandt F., Bosbach D., Krawczyk-Bärsch R., Arnold T., Bernhard G. (2003) Chlorite dissolution in the acid pH range: A combined microscopic and macroscopic approach. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **67**, 1451-1461.
- Canfield D.E. (1998) A new model for Proterozoic ocean chemistry. *Nature*, **396**, 450-453.
- Coppin F., Berger G., Bauer A., Castet S., Loubet M. (2002) Sorption of lanthanides on smectite and kaolinite. *Chem. Geol.*, **182**, 57-68.
- Derry L.A., Kaufman A.J., Jacobsen S.B. (1992) Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**, 1317-1329.
- Dub S.A., Gorbunova N.P. (2019) The chemical composition of the rocks of the Upper Riphean Uk Formation in the Southern Urals: relationships with sedimentary environments and epigenesis. *Ezhegodnik-2018*. Tr. IGG UrO RAN, vyp. 166, 52-58. (In Russian)
- Dub S.A., Grazhdankin D.V. (2018) Carbonate facies of the Upper Riphean Uk Formation in the "Medved" section (Shubino): an overview. *Litologiya i ya: ot idei do vyvodov. Materialy 3-i Vserossiiskoi litologicheskoi shkoly* [Lithology and me: from idea to conclusions. Materials of the 3rd All-Russian Lithological School]. Ekaterinburg, IGG UrB RAS, 69-72. (In Russian)
- Dubinin A.V. (2004) Geochemistry of rare-earth elements in the ocean. *Litol. Polezn. Iskop.*, (4), 339-358. (In Russian)
- Dubinin A.V., Rozanov A.G. (2001) Geochemistry of REE and Th in sediments and ferromanganese nodules in the Atlantic Ocean. *Litol. Polezn. Iskop.*, (3), 311-323. (In Russian)
- Dubinin A.V., Sval'nov V.N. (2001) Evolution of sedimentation based on the study of authigenic and biogenic phases in pelagic sediments of the South Basin, Pacific Ocean. *Geokhimiya*, (4), 404-421. (In Russian)
- Dubinin A.V., Strekopytov S.V. (2001) Behavior of rare earth elements during leaching of the oceanic sediments. *Geokhimiya*, (7), 762-772. (In Russian)
- Elderfield H. (1988) The oceanic chemistry of the rare-earth elements. *Phil. Trans. Royal Soc. London*, **325**, 105-126.
- Fanton R.C., Holmden C., Nowlan G.S., Haidl F.M. (2002) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and Sm/Nd stratigraphy of Upper Ordovician epeiric sea carbonates. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **66**(2), 241-255.
- Frimmel H.E. (2009) Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator. *Chem. Geol.*, **258**, 338-353.
- Ge L., Jiang S.-Y., Swennen R., Yang T., Yang J.-H., Wu N.-Y., Liu J., Chen D.-H. (2010) Chemical environment of cold seep carbonate formation on the northern continental slope of South China Sea: evidence from trace and rare earth element geochemistry. *Mar. Geol.*, **277**, 21-30.
- Gorokhov I.M., Semikhatov M.A., Baskakov A.V., Kutyavin E.P., Mel'nikov N.N., Sochava A.V., Turchenko T.L. (1995) Sr isotopic composition in Riphean, Vendian, and Lower Cambrian carbonates from Siberia. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **3**(1), 3-33. (In Russian)
- Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii masshtaba 1:1 000 000 (tret'e pokolenie). *Ural'skaya seriya. List N40 (Ufa)*. Geologicheskaya karta dopliotsenovykh obrazovaniy [State geological map of the Russian Federation in scale 1 : 1 000 000 (third generation). Ural series. Sheet N40 (Ufa). Geological map of pre-Pliocene formations]. (2013) St.Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGI. (In Russian)
- Interpretatsiya geokhimicheskikh dannykh [Interpretation of geochemical data] (2001) (Red. Ye.V. Sklyarov, D.P. Gladkochub, T.V. Donskaya i dr.). Moscow, Internet Engineering Publ., 287 p. (In Russian)
- Jiang S.-Y., Zhao H.-X., Chen Y.-Q., Yang T., Yang J.-H., Ling H.-F. (2007) Trace and rare earth element geochemistry of phosphate nodules from the lower Cambrian black shale sequence in the Mufu Mountain of Nanjing, Jiangsu province, China. *Chem. Geol.*, **244**, 584-604.
- Jones B., Manning D.A.C. (1994) Composition of geochemical indices used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones. *Chem. Geol.*, **111**, 111-129.
- Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.H. (1993) The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: Implications for tectonics and paleoclimate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **120**(3-4), 409-430.
- Kohler S.J., Dufaud F., Oelkers E.H. (2003) An experimental study of illite dissolution kinetics as a function of pH from 1.4 to 12.4 and temperature from 5 to 50°C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **67**, 3583-3594.
- Kolesnik O.N., Kolesnik A.N. (2013) Specific chemical and mineral composition of ferromanganese nodules from the Chukchi Sea. *Geol. Geofiz.*, **54**(7), 853-866. (In Russian)
- Kouchinsky A., Bengtson S., Gallet Y., Korovnikov I., Pavlov V., Runnegar B., Shields G., Veizer J., Young E.,

- Ziegler K. (2008) The SPICE carbon isotope excursion in Siberia: a combined study of the upper Middle Cambrian-lowermost Ordovician Kulyumbe River section, northwestern Siberian Platform. *Geol. Mag.*, **145**(5), 609-622.
- Kozlov V.I. (1982) *Verkhniy rifei i vend Yuzhnogo Urala* [Upper Riphean and Vendian of the Southern Urals]. Moscow, Nauka Publ., 128 p. (In Russian)
- Krupenin M.T. (2005) Geological-geochemical types and REE systematization in deposits of the South Urals magnesite province. *Dokl. AN*, **405**(2), 243-246. (In Russian)
- Krupenin M.T., Kuznetsov A.B., Konstantinova G.V. (2016) Sr-Nd taxonomy and distribution of REE in typical magnesite deposits of the lower Riphean of the South Ural province. *Litosfera*, (5), 58-80. (In Russian)
- Krupenin M.T., Meller P., Dulski P. (1999) Rare-earth and other trace elements in fluorite and in the Lower Riphean host dolomite of the Southern Urals. *Geokhimiya*, (11), 1165-1177. (In Russian)
- Krupenin M.T., Michurin S.V., Sharipova A.A., Gulyaeva T.Ya., Petrishcheva V.G. (2017) Mineralogical and Geochemical Features of Magnesia-Ferruginous Carbonates of the Avzyan Ore Region of the Southern Ural in Connection With Metasomathosis Regularities. *News of the Ural State Mining University*, **46**(2), 34-42.
- Kuznetsov A.B. (2013) *Evolutsiya izotopnogo sostava strontsiya v proterozoiskom okeane*. Avtoref. dis. ... dokt. geol.-min. nauk [Evolution of the isotopic composition of strontium in the Proterozoic ocean. Abstract of Dr. geol. and min. sci. diss.]. St.Petersburg, IGGP of RAS, 43 p. (In Russian)
- Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M. (2017) Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion. *Prec. Res.*, **298**, 157-173.
- Kuznetsov A.B., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M. (2018) Strontium Isotope Stratigraphy: Principles and present State of the method. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **26**(4), 3-23. (In Russian)
- Kuznetsov A.B., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M., Mel'nikov N.N., Konstantinova G.V., Kutyavin E.P., (2003) Sr isotope composition in carbonates of the Karatau Group, Southern Urals, and standard curve of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variations in the Late Riphean Ocean. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **11**(5), 415-449. (In Russian)
- Kuznetsov A.B., Semikhatov M.A., Maslov A.V., Gorokhov I.M., Prasolov E.M., Krupenin M.T., Kislova I.V. (2006) New data on Sr-and C-isotopic chemostratigraphy of the Upper Riphean type section (Southern Urals). *Stratigr. Geol. Korrel.*, **14**(6), 25-53. (In Russian)
- Letnikova E.F. (2003) The REE distribution in carbonate rocks of different geodynamic types: Evidence from the southern folded framing of the Siberian Platform. *Dokl. AN*, **393**(2), 235-241. (In Russian)
- Li D., Shields-Zhou G., Ling H.-F., Thirwall M. (2011) Dissolution methods for strontium isotope stratigraphy: Guidelines for the use of bulk carbonate and phosphorite rocks. *Chem. Geol.*, **290**, 133-144.
- Ling H.-F., Chen X., Li D., Wang D., Shields-Zhou G.A., Zhu M. (2013) Cerium anomaly variations in Ediacaran – earliest Cambrian carbonates from the Yangtze Gorges area, South China: implications for oxygenation of coeval shallow seawater. *Prec. Res.*, **225**, 110-27.
- Maslov A.V., Grazhdankin D.V., Dub S.A. (2018) Upper Riphean Uk Formation of the Southern Urals: sedimentology, paleobiology, geochemistry (to the problem definition). *Osadochnaya geologiya Urala i prilezhashchikh regionov: segodnya i zavtra* [Sedimentary geology of the Urals and adjacent regions: today and tomorrow]. Ekaterinburg, IGG UrB RAS, 199-202. (In Russian)
- Maslov A.V., Grazhdankin D.V., Dub S.A., Mel'nik D.S., Parfenova T.M., Kolesnikov A.V., Cherednichenko N.V., Kiseleva D.V. (2019) Upper Riphean Uk Formation of the Southern Urals: sedimentology and geochemistry (first research results). *Litosfera*, **19**(5), 659-686. (In Russian)
- Maslov A.V., Podkovyrov V.N. (2018) Ocean Redox State at 2500–500 Ma: Modern Concepts. *Litol. Polezn. Iskop.*, (3), 207-231. (In Russian)
- Migdisov A.A., Balashov Yu.A., Sharkov I.V., Sherstennikov O.G., Ronov A.B. (1994) The abundance of rare-earth elements in main lithological rock-types of the Russian Platform sedimentary cover. *Geokhimiya*, (6), 789-803. (In Russian)
- Nothdurft L.D., Webb G.E., Kamber B.S. (2004) Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia: confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestones. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **68**, 263-283.
- Nozaki Y., Zhang J., Amakawa H. (1997) The fractionation between Y and Ho in the marine environment. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **148**(1–2), 329-340.
- Palmer M. R. (1985) Rare earth elements in foraminifera tests. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **73**, 285-298.
- Perel'man A.I. (1989) *Geokhimiya* [Geochemistry]. Moscow, Vysshaya shkola Publ., 528 p. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2000) *Paleogeodinamika Yuzhnogo i Srednego Urala* [Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals]. Ufa, Dauria Publ., 145 p. (In Russian)
- Putevoditel' geologicheskoi ekskursii po razrezam paleozoya i verkhnego dokembriya zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala i Priural'ya* [Guidebook of the geological excursion on the Paleozoic and Upper Precambrian sections of the western slope of the Southern Urals and Cis-Urals]. (1995) Ufa, IG, Ufuman Scientific Centre of RAS, 176 p. (In Russian)
- Reitner J. (1993) Modern cryptic microbialite/metazoan facies from Lizard Island (Great Barrier Reef, Australia): Formation and concepts. *Facies*, **29**, 3-40.
- Ross O.J. (1969) Acid dissolution of chlorites: Release of magnesium, iron and aluminium and mode of acid attack. *Clays and Clay Minerals*, **17**, 347-354.
- Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Podkovyrov V.N., Bartli J., Davydov Yu.V. (2004) The Yudoma complex of the stratotype area: C-isotope chemo-stratigraphic correlations and a correlation with the Vendian. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **12**(5), 3-29. (In Russian)
- Sergeev V.N., Sergeeva N.D., Sperling E.A., Sharma M., Vorobyeva N.G. (2018) The microbiota of the Kaltasa Formation in the Lower Riphean of the Volga-Uralian region in relation to the new concept of the Proterozoic ocean oxygenation. *Geologiya, poleznye iskopayemye i problemy geoekologii Bashkortostana, Urala i sopredel'nykh territorii*. Materialy 12-i Mezhhregional'noi nauchno-prakticheskoi konferentsii [Geology, minerals and geo-ecology problems of Bashkortostan, the

- Urals and adjacent territories]. St.Petersburg, Svoye izdatel'stvo Publ., 147-156. (In Russian)
- Shields G.A., Webb G.E. (2004) Has the REE composition of seawater changed over geological time? *Chem. Geol.*, **204**, 103-107.
- Sholkovitz E.R. (1995) The aquatic chemistry of rare earth elements in rivers and estuaries. *Aquatic Geochem.*, **1**, 1-34.
- Shuster A.M., Wallace M.W., Hood A.V.S., Jiang G. (2018) The Tonian Beck Spring Dolomite: Marine dolomitization in a shallow, anoxic sea. *Sed. Geol.*, **368**, 83-104.
- Smyslov A.A. (1974) *Uran i torii v zemnoi kore* [Uran and thorium in the Earth's crust]. Leningrad, Nedra, 231 p. (In Russian)
- Spravochnik khimika-analitika* [Analytical chemist handbook] (1976) (A.I. Lazarev, I.P. Kharlamov, P.Ya. Yakovlev, Ye.F. Yakovleva). Moscow, Metallurgiya Publ., 184 p. (In Russian)
- Stratotip rifeya. Stratigrafiya. Geokhronologiya* [Stratotype of the Riphean: Stratigraphy and Geochronology] (1983) (Otv. red. B.M. Keller, N.M. Chumakov). Moscow, Nauka Publ., 184 p. (In Russian)
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell, 312 p.
- Terakado Y., Masuda A. (1988) The coprecipitation of rare-earth elements with calcite and aragonite. *Chem. Geol.*, **69**, 103-110.
- Van Kranendonk M.J., Webb G.E., Kamber B.S. (2003) New geological and trace element evidence from 3.45 Ga stromatolitic carbonates in the Pilbara Craton: support of a marine, biogenic origin and for a reducing Archaean ocean. *Geobiology*, **1**, 91-108.
- Votyakov S.L., Kiseleva D.V., Shagalov E.S., Cherednichenko N.V., Deryugina L.K., Denisov S.A., Chempalov A.P., Uzkikh S.E., Orekhov A.A. (2006) Multielement analysis of geological samples by inductively coupled plasma mass spectrometry on an ELAN 9000. *Ezhegodnik-2005*. Ekaterinburg, IGG UrB RAS, 425-430. (In Russian)
- Wallace M.W., Hood A.V.S., Shuster A., Greig A., Planavsky N.J., Reed C.P. (2017) Oxygenation history of the Neoproterozoic to early Phanerozoic and the rise of land plants. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **466**, 12-19.
- Webb G.E., Kamber B.S. (2000) Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: a new shallow seawater proxy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**, 1557-1565.
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2011) *Geokhimicheskie indikatory litogeneza (litologicheskaya geokhimiya)* [Geochemical indicators of lithogenesis (lithologic geochemistry)]. Syktyvkar, Geoprint Publ., 742 p. (In Russian)
- Zhong S., Mucci A. (1995) Partitioning of rare earth elements (REEs) between calcite and seawater solutions at 25°C and 1 atm, and high dissolved REE concentrations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 443-453.

УДК 548.58:549.211

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-945-952

Начальные стадии переогранения округлых природных алмазов при растворении в расплаве Fe-S при высоком давлении

В. М. Сонин¹, Е. И. Жимулев¹, А. А. Чепуров¹, Б. С. Помазанский²,
В. П. Афанасьев¹, А. И. Чепуров¹

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр-т Академ. Коптюга, 3, e-mail: sonin@igm.nsc.ru

²Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК “АЛРОСА”, 678170, г. Мирный, Чернышевское шоссе, 7

Поступила в редакцию 23.11.2018 г., принята к печати 16.04.2019 г.

Объект исследований. В статье представлены результаты микроскопического и фотогониометрического изучения природных округлых алмазов тетрагексаэдрического габитуса из кимберлитовой трубки Интернациональная (Якутия), частично растворенных в серосодержащем расплаве железа (содержание серы 15–30 мас. %) при 4.5 ГПа и 1450°C. **Методы.** Эксперименты проводили на беспрессовом многопуансонном аппарате типа “разрезная сфера” в твердофазной ячейке высокого давления, изготовленной из прессованных порошков тугоплавких оксидов ZrO₂, CaO, MgO, с цилиндрическим графитовым нагревателем. Кристаллы изучали с помощью оптического микроскопа МБС-10 с фотоприставкой и сканирующего электронного микроскопа JeolJSM-6510LV. Гониометрическое изучение кристаллов алмаза проводили фотометодом в цилиндрической камере. **Результаты.** Установлено, что при содержании серы 15 мас. % кристаллы алмаза тетрагексаэдрического габитуса преобразуются в кристаллы октаэдрической формы с морфологическими характеристиками, подобными природным алмазам из кимберлитов. При содержании серы 23–30 мас. % скорость растворения алмазов в Fe-S расплаве резко снижается, при этом поверхность алмазов на микроуровне покрывается многочисленными бугорками травления, ограниченными поверхностями, близкими к плоскогранной форме {111}. Растворение округлых алмазов в расплаве Fe-S при высоком давлении происходит по “нормальному” (перпендикулярно поверхности растворяющегося кристалла) механизму при подчиненном значении тангенциально-послойного механизма посредством тригональных слоев растворения. **Заключение.** Кристаллы природного алмаза могли подвергаться растворению в мантии еще до попадания в кимберлитовую магму. Можно выделить два принципиально различных комплекса гомоморфных и типоморфных особенностей форм растворения природных алмазов, а именно: связанные с мантийными условиями до попадания кристаллов в кимберлитовую магму и собственно с кимберлитовым процессом. Присутствие в месторождениях кимберлитового типа октаэдрических алмазов с параллельной (тригональной) штриховкой может свидетельствовать о повышенной сохранности алмазов вследствие относительно незначительного воздействия кимберлитовой магмы. Это, несомненно, должно способствовать выяснению генезиса алмазов и, возможно, совершенствованию минералогических критериев поиска алмазов.

Ключевые слова: алмаз, серосодержащий расплав железа, растворение, высокие давления и температуры, мантия Земли

Благодарность

Авторы благодарны анонимному рецензенту за ценные замечания.

Исследование выполнено по Государственному заданию ИГМ СО РАН при поддержке АК “АЛРОСА”.

Incipient stages of transformation of round natural diamonds under dissolution in Fe-S melt at high pressure

Valerii M. Sonin¹, Egor I. Zhimulev¹, Aleksei A. Chepurov¹, Bogdan S. Pomazanskiy²,
Valentin P. Afanasiev¹, Anatolii I. Chepurov¹

¹Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS, 3 Akademik Koptug av., Novosibirsk 630090, Russia, e-mail: sonin@igm.nsc.ru

²Alrosa PJSC, 7 Chernyshevskoe highway, Mirny, Sakha Republic 678170, Russia

Received 23.11.2018, accepted 16.04.2019

Для цитирования: Сонин В.М., Жимулев Е.И., Чепуров А.А., Помазанский Б.С., Афанасьев В.П., Чепуров А.И. (2019) Начальные стадии переогранения округлых природных алмазов при растворении в расплаве Fe-S при высоком давлении. *Литосфера*, 19(6), 945–952. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-945-952

For citation: Sonin V.M., Zhimulev E.I., Chepurov A.A., Pomazanskiy B.S., Afanasiev V.P., Chepurov A.I. (2019) Incipient stages of transformation of round natural diamonds under dissolution in Fe-S melt at high pressure. *Litosfera*, 19(6), 945–952. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-945-952

© В.М. Сонин, Е.И. Жимулев, А.А. Чепуров, Б.С. Помазанский, В.П. Афанасьев, А.И. Чепуров, 2019

Research subject. The article presents the results of a microscopic and photogoniometric study of natural rounded diamonds of tetragonal habit from the kimberlite pipe “Internationalnaya” (Yakutia). The diamonds were partially dissolved in a sulphur-containing iron melt (sulphur content of 15–30 wt %) at 4.5 GPa and 1450°C. **Methods.** The experiments were carried out on a multi-punch apparatus of a “split-sphere” type in high-pressure solid-phase cells made of refractory oxides ZrO₂, CaO, MgO using a cylindrical shape graphite heater. The crystals were studied using an MBS-10 optical microscope with a photo camera, and a Jeol JSM-6510LV scanning electron microscope. A goniometric study of diamond crystals was carried out by a photo method in a cylindrical chamber. It was found that when a sulphur content was 15 wt %, diamond crystals of tetragonal habit were transformed into a curved shaped octahedroids with morphological features similar to natural diamonds found in kimberlites. When the sulphur content was 23–30 wt %, the rate of dissolution of diamonds in the Fe-S melt sharply reduced, while the diamond surface at the micro level became covered with numerous etching hillocks, whose sidewalls have surfaces similar to flat-faced {111} form. Dissolution of the rounded diamonds in the Fe-S melt at high pressure occurred by a “normal” mechanism, that is perpendicular to the surface of the dissolving crystal through trigonal dissolution layers, while a tangential-layered mechanism played a minor role. **Conclusion.** The natural diamond crystals could have undergone dissolution in the mantle before they were captured by kimberlite magma. Two fundamentally different types of homomorphic and tyromorphic features of the dissolution forms observed on natural diamonds can be determined, namely: on one side, those associated with storage in mantle before the crystals were captured by the kimberlite magma, and on the other side, with the kimberlite process itself. The presence of octahedral diamonds with parallel (trigonal) striation in kimberlite deposits may indicate on a high degree of diamond preservation due to relatively insignificant effect of the kimberlite magma. This, undoubtedly, should help to decipher the diamond genesis and, possibly, improve the mineralogical criteria used in diamond exploration.

Keywords: diamonds, sulfur-containing iron melt, dissolution, high pressure and temperature, Earth’s mantle

Acknowledgements

The authors are grateful to the anonymous reviewer for valuable comments.

The study was carried out according to the state assignment of IGM SB RAS with the support of AK “ALROSA” (PAO).

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время большинством исследователей признано, что генезис алмазов из кимберлитов связан с мантией Земли, а кимберлитовая магма транспортирует алмазы в верхние горизонты литосферы. Являясь реакционной средой, она влияет на морфологию алмазов и даже на алмазность кимберлитовых трубок (Сонин и др., 2002; 2004; Kozai, Arima, 2005; Fedortchouk et al., 2007; Khokhryakov, Pal’yanov, 2007; Arima, Kozai, 2008). В результате растворения алмазов во флюидонасыщенном кимберлитовом расплаве при высоких давлениях и температурах плоскогранные кристаллы алмаза преобразуются в округлые индивиды тетрагексаэдрического габитуса как конечную форму растворения (Khokhryakov, Pal’yanov, 2007). Данный эффект определяется окислением алмазов в водосодержащем флюиде магмы, сопровождающимся образованием дитригональных слоев растворения на октаэдрических гранях (Kanda et al., 1977; Чепуров и др., 1985; Сонин и др., 1997).

Проблема заключается в том, что в кимберлитах присутствуют и другие морфологические типы алмазов, а собственно тетрагексаэдриды достаточно редки (Бартошинский, Квасница, 1991; Афанасьев и др., 2000). Округлые кристаллы алмаза в отечественной научной литературе принято классифицировать как додекаэдриды (или ромбододекаэдриды), но этот термин является обобщающим для ряда *октаэдрид* – *тетрагексаэдрид*. Общим для этих форм кристаллов является наличие гранного шва по короткой диагонали ромбододекаэдри-

ческих кривогранных псевдограней, а различием – степень кривизны по гранному шву вдоль длинной диагонали.

Но если округлые кристаллы алмаза образовались в результате растворения непосредственно в кимберлитовой магме, то почему не все из них достигли конечной формы растворения? Возможным объяснением этого факта может быть одновременное попадание алмазов в кимберлитовую магму при дезинтеграции алмазосодержащих ксенолитов, поскольку присутствие плоскогранных индивидов в кимберлитах объясняется их консервацией в ксенолитах (Орлов, 1963). Возможно также, что кристаллы алмаза типа октаэдридов образовались в других условиях и в другой среде, но были изолированы в ксенолитах так же, как и плоскогранные аналоги.

Недавно нами при растворении октаэдрических алмазов в расплаве Fe-S при высоких *P-T* параметрах было установлено, что конечной (стационарной) формой растворения в данных условиях является октаэдрид (Жимулев и др., 2016а). Мы называем форму растворения октаэдридом, поскольку кристаллы алмаза имели кривогранные поверхности, близкие к плоскогранной форме октаэдра (Афанасьев и др., 2000). Более того, октаэдрид – конечная форма растворения алмазов, если исходная форма представляла собой тетрагексаэдрид (Сонин и др., 2018а). Этот вывод сделан при фотогониометрическом исследовании алмазов после экспериментов. Но габитус кристаллов визуально не соответствовал фотогониометрическим данным, оставаясь близким исходному варианту. То есть

макроморфология и микроморфология кристаллов алмаза после растворения различалась.

В настоящей работе нами представлены результаты микроморфологического изучения исходно округлых кристаллов природного алмаза на начальных стадиях процесса растворения в расплаве Fe-S целью выяснения причины указанного явления.

МЕТОДИКА

Эксперименты по растворению кристаллов алмаза проводили на беспрессовом многопуансонном аппарате типа “разрезная сфера” (БАРС) в твердофазной ячейке высокого давления, изготовленной из прессованных порошков тугоплавких оксидов ZrO_2 , CaO , MgO , с цилиндрическим графитовым нагревателем по методике, изложенной в работах (Жимулев и др., 2012, 2016б; Сонин и др., 2018а). В опытах использовали природные округлые кристаллы алмаза, по габитусу относимые к додекаэдроидам (тетрагексаэдроидам), из кимберлитовой трубки Интернациональная (Якутия). Масса кристаллов приведена в табл. 1.

Растворение алмазов осуществляли в расплаве Fe-S при разном содержании серы (см. табл. 1). При увеличении количества серы в расплаве резко уменьшается растворимость углерода и, соответственно, скорость растворения алмазов (Сонин и др., 2018б). Следует напомнить, что в работах (Жимулев и др., 2016а; Сонин и др., 2018а) использовали один растворитель с содержанием серы 20 мас. %.

Общая масса растворителя составляла 1200 мг. Алмазы (один кристалл за один опыт) помещали в порошкообразную смесь из компонентов растворителя и опрессовывали в специальной пресс-форме. Использовали железо, полученное карбонильным способом, и молекулярную серу. Параметры экспериментов: 4 ГПа, 1450°C, длительность 60 мин. Охлаждение образцов осуществляли закалкой.

Для выделения алмазов после экспериментов образцы последовательно обрабатывали смесью кислот $HCl + HNO_3$ (“царская водка”), раствором $K_2Cr_2O_7$ в концентрированной H_2SO_4 , затем промывали дистиллированной водой. После очистки кристаллы изучали с помощью оптического микро-

скопа МБС-10 с фотоприставкой и сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) JeolJSM-6510LV в ЦКП ИГМ СО РАН во вторичных электронах по стандартной процедуре. Взвешивание кристаллов алмаза проводили на весах ВЛР-20 с точностью ± 0.02 мг, а компонентов растворителя – на весах ACCULABVIC-200 с точностью ± 5 мг. Гониометрическое изучение кристаллов алмаза проводили фотометодом в цилиндрической камере. Кристалл на юстировочной головке в фотокамере устанавливали таким образом, чтобы одна из осей кристалла L_4 совпадала с осью фотокамеры. При освещении кристалла параллельным пучком света на фотобумаге, расположенной на цилиндрической поверхности камеры, фиксировались рефлексы – отражения от поверхности кристалла, т.е. фотограмма кристалла.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Кристаллы алмаза в экспериментах испытывали разную степень растворения (см. табл. 1). Так как условия всех опытов были одинаковыми, эти различия обусловлены вариациями в содержании серы в Fe-S расплаве. Оптические фотографии кристаллов алмаза после экспериментов представлены на рис. 1.

Изменения исходной массы и макроморфологии у кристаллов D1 и D3 не зафиксированы. Кристалл D3 (содержание S – 30 мас. %) не испытал каких-либо изменений на поверхности и микроуровне (см. рис. 1). В отличие от алмаза D3 на кристалле D1 после первого с ним эксперимента (содержание S – 25 мас. %) появилось слабое матирование поверхности, усилившееся после второго эксперимента (содержание S – 23 мас. %). SEM-фотографии алмаза D1 представлены на рис. 2. Матирование поверхности вызвано появлением многочисленных бугорков травления размером менее 10 мкм. Особенность бугорков травления – их форма. Около выхода осей симметрии L_4 они представляли собой ограненные четырехгранные пирамидки. После второго эксперимента размеры бугорков травления увеличились. Вблизи выхода осей симметрии L_3 скульптуры растворения состояли из треугольных пластинок, надвигающихся друг на друга в виде черепитчатого узора. Около выхода L_2

Таблица 1. Условия и результаты экспериментов по растворению алмазов (4 ГПа, 1450°C, длительность 1 ч)

Table 1. Conditions and results of diamond dissolution experiments (4 GPa, 1450°C, duration 1 h)

№ опыта	Содержание S в растворителе Fe-S, мас. %	№ кристалла (исх. масса, мг)	Масса кристалла после опыта, мг	Потеря массы, мг (%)
4-26-17	25	D1 (22.67)	22.67	0 (0)
4-27-17	30	D3 (29.36)	29.36	0 (0)
4-35-17	15	D2 (11.92)	5.04	6.88 (57.7)
4-11-18	23	D1 (22.67)	22.67	0 (0)

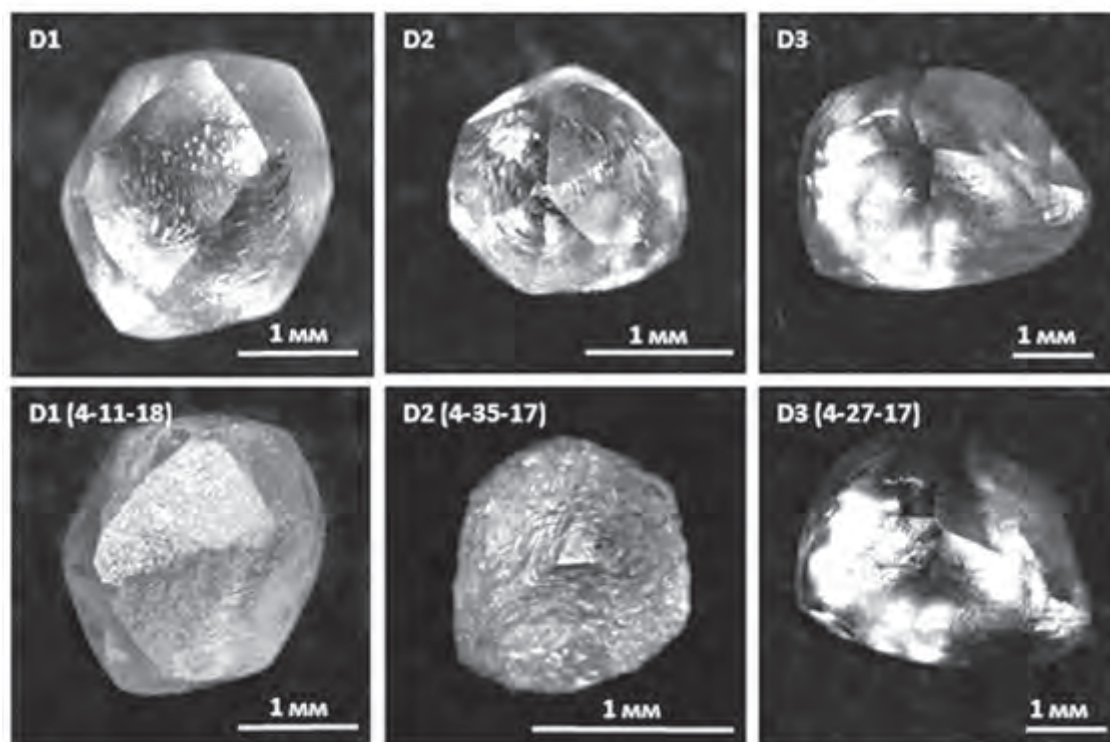


Рис. 1. Оптические фотографии кристаллов алмаза (D1, D2, D3) до и после экспериментов по растворению.

Fig. 1. Optical photographs of diamond crystals (D1, D2, D3) before and after dissolution experiments.

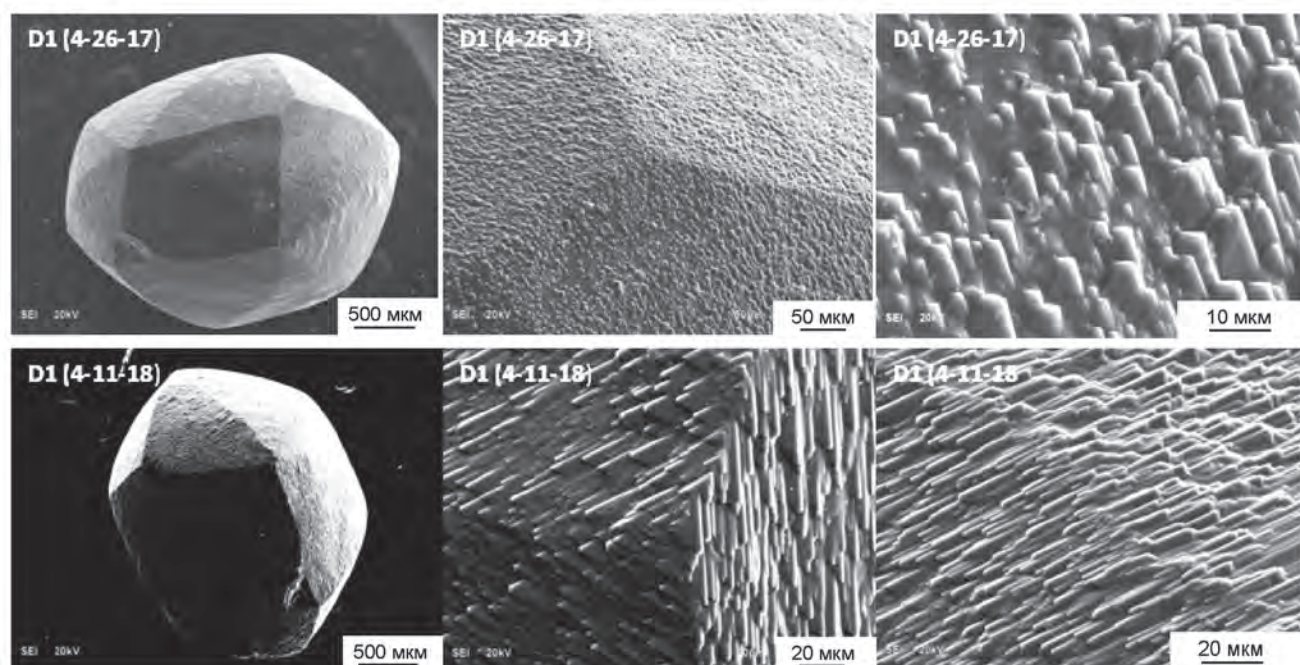


Рис. 2. SEM-фотографии кристалла D1 (общий вид и фрагменты поверхности) после экспериментов по растворению.

Fig. 2. SEM photographs of D1 crystal (general view and surface fragments) after dissolution experiments.

(у гранного шва) скульптуры растворения состояли из шестиков, вытянутых по направлению $\langle 110 \rangle$. Торцы шестиков не округлые, а ограненные плоскостями, визуально близкими к форме $\{111\}$ (см. рис. 2).

Кристалл D1 был изучен методом фотогониометрии. Несмотря на отсутствие потери массы (в пределах точности использовавшихся весов), фотограмма кристалла резко изменилась (рис. 3). Если отражения от исходного кристалла присутствовали исключительно в виде “световых треугольников”, то уже после первого опыта они были выражены только фрагментарно, а после второго исчезли совсем. Появились рефлексы от плоскостей октаэдра и дуговые засветы, соответствующие геометрическому местоположению тригон-триоктаэдров и тетрагон-триоктаэдров. По классификации природных алмазов (Бартошинский, Квасница, 1991), основанной на гониометрии кристаллов, фотограмма кристалла D1 после незначительного растворения соответствует плоскогранному октаэдру со штриховкой у ребер.

Таким образом, растворение округлых алмазов в расплаве Fe-S при высоком давлении происходит по “нормальному” (перпендикулярно поверх-

ности растворяющегося кристалла) механизму при подчиненном значении тангенциально-послойного механизма. Именно поэтому, вследствие образования многочисленных мельчайших фигур травления, ограненных поверхностями, близкими к форме $\{111\}$, и изменились фотограммы кристалла D1 (см. рис. 3). Этот процесс переоформления по “нормальному” механизму происходит уже при минимальных скоростях растворения.

В целях увеличения степени растворения кристалл D2 был подвергнут растворению в расплаве Fe-S с содержанием серы 15 мас. %. В результате данной процедуры он потерял около 60% первоначальной массы (см. табл. 1), превратившись в грубоскульптурированный индивид с хорошо различимыми элементами октаэдрической огранки (рис. 4). То есть округлая форма алмазов типа тетрагексаэдроида (додекаэдроида с гранным швом) становится нестабильной в расплаве Fe-S при высоком давлении. Стационарной формой растворения в этих условиях является октаэдроид – кривогранный октаэдр.

По последним данным, среда кристаллизации глубинных алмазов II типа (по оптическим свойствам) соответствует металл-сульфидным природ-

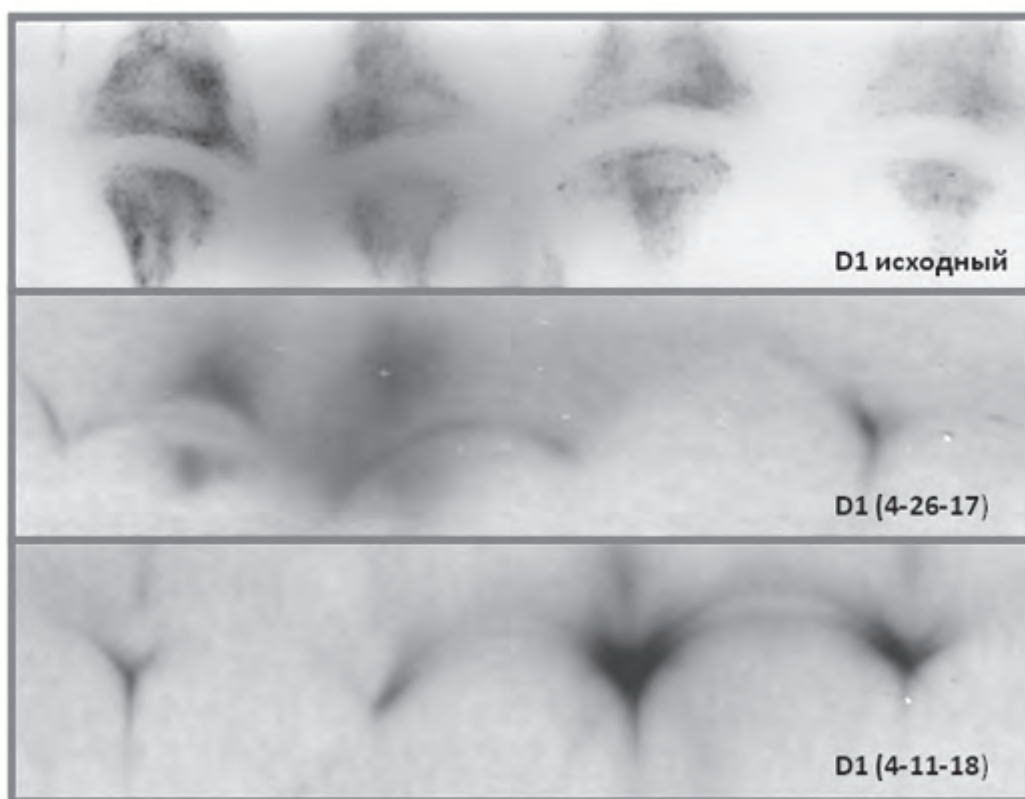


Рис. 3. Фотограммы кристалла D1 до и после экспериментов по растворению.

Fig. 3. Photograms of crystal D1 before and after dissolution experiments.

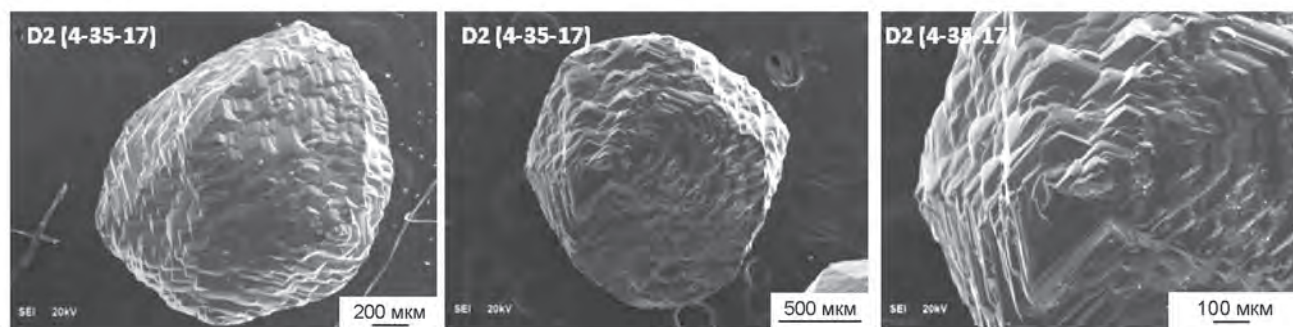


Рис. 4. SEM-фотографии кристалла D2 (общий вид с двух ракурсов и фрагмент поверхности) после эксперимента по растворению.

Fig. 4. SEM photographs of crystal D2 (general view from two angles and a fragment of the surface) after the dissolution experiment.

ным системам (Smith et al., 2016). Но и для алмазов I типа характерно широкое распространение в виде включений сульфидных минералов (Буланова и др., 1990), что не согласуется с незначительным их присутствием в эклогитах и перидотитах (Специус, Богуш, 2018). Известны находки включений в алмазах самородного железа и карбидов (Соболев и др., 1981; Garanin, Kudryavtseva, 1990; Bulanova et al., 1998; Stachel et al., 1998; Kaminsky, Wirth, 2011; Walter et al., 2011; и др.). Для природных алмазов характерно также сложное внутреннее строение со структурными особенностями, обусловленными перерывами в росте в результате процессов растворения (Варшавский, 1968; Геншафт и др., 1977; Бескрованов, 2000; Специус, Богуш, 2018). Металл-сульфидные расплавы являются алмазопроизводящими, что установлено экспериментально при высоких давлениях и температурах (Жимулев и др., 2012; 2016б). Указанные выше факты дают основание предполагать участие металл-сульфидных расплавов в генезисе алмазов в восстановленных доменах мантии Земли. При недосыщении металл-сульфидных расплавов углеродом должно происходить растворение алмазов и в природных условиях, причем при растворении октаэдрических алмазов в Fe-S расплаве в присутствии силикатных компонентов образуются морфологически сложные формы кристаллов (Сонин и др., 2017; Cherupov et al., 2018), что характерно для глубинных безазотных алмазов. Этот эффект обусловлен различием в величинах растворимости углерода в этих системах: силикатные компоненты в контакте с алмазами блокируют их поверхность от растворения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Суммируя сказанное, отметим, что такие типы кристаллов природных алмазов, как октаэдры с параллельной (тригональной) штриховкой вдоль

ребер, с полицентрическим строением граней {111} (Жимулев и др., 2016а; Сонин и др., 2018а, б) или грубоскульптурированные октаэдроподобные могли образовываться в мантии Земли в восстановленных участках мантии, в условиях стабильности Fe-S расплава, еще до попадания в кимберлитовую магму. Учитывая фотогониометрические и микроскопические исследования алмазов, растворенных в экспериментах при высоких *P-T* параметрах, можно выделить два принципиально различных комплекса гомоморфных и типоморфных особенностей форм растворения природных алмазов, а именно: связанные с мантийными условиями до попадания кристаллов в кимберлитовую магму и собственно с кимберлитовым процессом. Это, несомненно, должно способствовать выяснению генезиса и, возможно, совершенствованию минералогических критериев поиска алмазов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Афанасьев В.П., Ефимова Э.С., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. (2000) Атлас морфологии алмазов России. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 298 с.
- Бартошинский З.В., Квасница В.Н. (1991) Кристалломорфология алмаза из кимберлитов. Киев: Наук. думка, 172 с.
- Бескрованов В.В. (2000) Онтогенез алмаза. Новосибирск: Наука, 264 с.
- Буланова Г.П., Специус З.В., Лескова Н.В. (1990) Сульфиды в алмазах и ксенолитах из кимберлитовых трубок Якутии. Новосибирск: Наука, 120 с.
- Варшавский А.В. (1968) Аномальное двупреломление и внутренняя морфология алмаза. М.: Наука, 92 с.
- Геншафт Ю.С., Якубова С.А., Волкова Л.М. (1977) Внутренняя морфология природных алмазов. *Исследования глубинных минералов*. М.: ИФЗ АН СССР, 5-31.
- Жимулев Е.И., Чепуров А.И., Синякова Е.Ф., Сонин В.М., Чепуров А.А., Похиленко Н.П. (2012) Кристаллизация алмаза в системах Fe-Co-S-C и Fe-Ni-S-C и роль металл-сульфидных расплавов в генезисе

- алмазов. *Геохимия*, (3), 227-239.
- Жимулев Е.И., Сонин В.М., Афанасьев В.П., Чепуров А.И., Похиленко Н.П. (2016а) Расплав Fe-S – возможный растворитель алмаза при мантийных условиях. *Докл. АН*, **471**(5), 583-585.
- Жимулев Е.И., Сонин В.М., Миронов А.М., Чепуров А.И. (2016б) Влияние содержания серы на кристаллизацию алмаза в системе Fe-C-S при 5.3–5.5 ГПа и 1300–1370°C. *Геохимия*, (5), 439-446.
- Орлов Ю.Л. (1963) Морфология алмаза. М.: Изд-во АН СССР, 236 с.
- Соболев Н.В., Ефимова Е.С., Поспелова Л.Н. (1981) Самородное железо в алмазах Якутии и его парагенезис. *Геология и геофизика*, **22**(12), 25-29.
- Сонин В.М., Жимулев Е.И., Помазанский Б.С., Земнухов А.Л., Афанасьев В.П., Чепуров А.И. (2017) Фотогониометрия кристаллов алмаза, растворенных в гетерогенной среде при 4 ГПа и 1400°C. *Записки РМО*, **146**(5), 115-124.
- Сонин В.М., Жимулев Е.И., Помазанский Б.С., Земнухов А.Л., Чепуров А.А., Афанасьев В.П., Чепуров А.И. (2018а) Морфологические особенности растворения кристаллов алмаза в расплаве Fe_{0.7}S_{0.3} при 4 ГПа и 1400°C. *Геология рудн. месторождений*, **60**(1), 91-102.
- Сонин В.М., Жимулев Е.И., Томиленко А.А., Чепуров С.А., Чепуров А.И. (2004) Хроматографическое изучение процесса травления алмазов в расплаве кимберлита в связи с их устойчивостью в природных условиях. *Геология рудн. месторождений*, **46**(3), 212-221.
- Сонин В.М., Жимулев Е.И., Федоров И.И., Осоргин Н.Ю. (1997) Травление кристаллов алмаза в силикатном расплаве в присутствии существенно водного флюида при высоких P-T параметрах. *Геохимия*, (4), 451-455.
- Сонин В.М., Жимулев Е.И., Чепуров А.И., Афанасьев В.П. (2002) Морфология кристаллов алмаза, протравленных в расплаве кимберлита при высоких P-T параметрах. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (1), 60-69.
- Сонин В.М., Жимулев Е.И., Чепуров А.А., Чепуров А.И., Похиленко Н.П. (2018б) Влияние содержания серы в расплаве Fe-S на сохранность алмазов при P-T условиях мантии Земли. *Докл. АН*, **481**(1), 193-196.
- Специус З.В., Богуш И.Н. (2018) Структурные особенности и макровключения алмазов эклогитового и перидотитового генезиса. *Эффективность геологоразведочных работ на алмазы: прогнозно-ресурсные, методические, инновационно-технологические пути ее повышения*. Мат-лы V Всеросс. науч.-практ. конф. с междунар. участием, посвящ. 50-летию Алмазной лаборатории ЦНИГРИ – НИГП АК “АЛРОСА”. Мирный, 176-180.
- Чепуров А.И., Хохряков А.Ф., Сонин В.М., Пальнов Ю.Н., Соболев Н.В. (1985) формах растворения кристаллов алмаза в силикатных системах при высоком давлении. *Докл. АН СССР*, **285**(1), 212-216.
- Arima M., Kozai Y. (2008) Diamond dissolution rates in kimberlitic melts at 1300–1500°C in the graphite stability field. *Eur. J. Mineral.*, **20**, 357-364.
- Bulanova G.P., Griffin W.L., Ryan C.G. (1998) Nucleation environment of diamonds from Yakutian kimberlites. *Mineral. Mag.*, **62**, 409-419.
- Chepurov A.I., Khokhryakov A.F., Sonin V.M., Pal'yanov Yu.N., Sobolev N.V. (1985) The shape of diamond. *Mineral. Mag.*, **62**, 409-419.
- Chepurov A.I., Sonin V.M., Zhimulev E.I., Chepurov A.A., Pomazansky B.S., Zemnukhov A.L. (2018) Dissolution of diamond crystals in a heterogeneous (metal-sulfide-silicate) medium at 4 GPa and 1400°C. *J. Mineral. Petrol. Sci.*, **113**(2), 59-67.
- Fedortchouk Y., Canil D., Semenets E. (2007) Mechanism of diamond oxidation and their bearing on the fluid composition in kimberlitic magmas. *Amer. Mineral.*, **92**, 1200-1212.
- Garanin V.K., Kudryavtseva G.P. (1990) Morphology, physical properties and paragenesis of inclusion-bearing diamonds from Yakutian kimberlites. *Lithos*, **25**, 211-217.
- Kaminsky F.V., Wirth R. (2011) Iron carbide inclusions in lower-mantle diamond from Juina, Brazil. *Can. Mineral.*, **49**, 555-572.
- Kanda H., Yamaoka S., Setaka N., Komatsu H. (1977) Etching of diamond octahedrons by high pressure water. *J. Cryst. Growth*, **38**, 1-7.
- Khokhryakov A.F., Pal'yanov Yu.N. (2007) The evolution of diamond morphology in the process of dissolution: Experimental data. *Amer. Mineral.*, **92**, 909-917.
- Kozai Y., Arima M. (2005) Experimental study on diamond dissolution in kimberlitic and lamproitic melts at 1300–1420°C and 1 GPa with controlled oxygen partial pressure. *Amer. Mineral.*, **90**, 1759-1766.
- Smith E.M., Shirey S.B., Nestola F., Bullock E.S., Wang J., Richardson S.H., Wang W. (2016) Large gem diamonds from metallic liquid in Earth's deep mantle. *Science*, **353**(6318), 1403-1405.
- Stachel T., Harris J.W., Brey G.P. (1998) Rare and unusual mineral inclusions in diamond from Mwadui, Tanzania. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **132**, 34-47.
- Walter M.J., Kohn S.C., Araujo D., Bulanova G.P., Smith C.B., Gaillou E., Wang J., Steele A., Shirey S.B. (2011) Deep mantle cycling of oceanic crust: evidence from diamonds and their mineral inclusions. *Science*, **334**, 54-57.

REFERENCE

- crystal dissolution in silicate melts under high pressure. *Dokl. Akad. Nauk USSR*, **285**(1), 212-216. (In Russian)
- Chepurov A.I., Sonin V.M., Zhimulev E.I., Chepurov A.A., Pomazansky B.S., Zemnukhov A.L. (2018) Dissolution of diamond crystals in a heterogeneous (metal-sulfide-silicate) medium at 4 GPa and 1400°C. *J. Mineral. Petrol. Sci.*, **113**(2), 59-67.
- Fedortchouk Y., Canil D., Semenets E. (2007) Mechanism of diamond oxidation and their bearing on the fluid composition in kimberlitic magmas. *Amer. Mineral.*, **92**, 1200-1212.
- Garanin V.K., Kudryavtseva G.P. (1990) Morphology, physical properties and paragenesis of inclusion-bearing diamonds from Yakutian kimberlites. *Lithos*, **25**, 211-217.
- Genshaft Yu.S., Yakubova S.A., Volkova L.M. (1977) Internal morphology of natural diamonds, Studies of deep minerals. *Issledovanie glubinykh mineralov* [Research of deep kimberlit]. Moscow, Akad. Nauk USSR, 5-31. (In Russian)
- Kaminsky F.V., Wirth R. (2011) Iron carbide inclusions in lower-mantle diamond from Juina, Brazil. *Can. Mineral.*, **49**, 555-572.
- Kanda H., Yamaoka S., Setaka N., Komatsu H. (1977) Etching of diamond octahedrons by high pressure water. *J. Cryst. Growth*, **38**, 1-7.
- Khokhryakov A.F., Pal'yanov Yu.N. (2007) The evolution of diamond morphology in the process of dissolution: Experimental data. *Amer. Mineral.*, **92**, 909-917.
- Kozai Y., Arima M. (2005) Experimental study on diamond dissolution in kimberlitic and lamproitic melts at 1300-1420°C and 1 GPa with controlled oxygen partial pressure. *Amer. Mineral.*, **90**, 1759-1766.
- Orlov Yu.L. (1963) *Morfologiya almaza* [Diamond morphology]. Moscow, Akad. Nauk USSR, 236 p. (In Russian)
- Sobolev N.V., Efimova E.S., Pospelova L.N. (1981) Native iron in diamonds of Yakutia and its paragenesis. *Geol. Geofiz.*, **22**(12), 25-29. (In Russian)
- Smith E.M., Shirey S.B., Nestola F., Bullock E.S., Wang J., Richardson S.H., Wang W. (2016) Large gem diamonds from metallic liquid in Earth's deep mantle. *Science*, **35**(6318), 1403-1405.
- Sonin V.M., Zhimulev E.I., Chepurov A.I., Afanas'ev V.P. (2002) Morphology of diamond crystals etched in kimberlite melt at high *P-T* parameters. *Izvestiya Vysshikh Uchebnykh Zavedenii, Geologiya i Razvedka*, (1), 60-69. (In Russian)
- Sonin V.M., Zhimulev E.I., Chepurov A.A., Chepurov A.I., Pokhilenko N.P. (2018b) Influence of the sulfur concentration in a Fe-S melt on diamond preservation under *P-T* conditions of the Earth's mantle. *Dokl. Earth Sci.*, **481**(1), 922-924.
- Sonin V.M., Zhimulev E.I., Fedorov I.I., Osorgin N.Yu. (1997) Etching of diamond crystals in silicate melt in the presence of aqueous fluid under high *P-T* parameters. *Geokhimiya*, (4), 451-455. (In Russian)
- Sonin V.M., Zhimulev E.I., Pomazansky B.S., Zemnukhov A.L., Afanasiev V.P., Chepurov A.I. (2017) Photohoniometry of diamond crystals dissolved in heterogeneous media under 4 GPa pressure at 1400°C. *Zapiski RMO*, (5), 115-124. (In Russian)
- Sonin V.M., Zhimulev E.I., Pomazanskiy B.S., Zemnukhov A.L., Chepurov A.A., Afanasiev V.P., Chepurov A.I. (2018a) Morphological features of diamond crystals dissolved in Fe_{0.7}S_{0.3} melt 4 GPa and 1400°C. *Geol. Ore Deposits*, **60**(1), 82-92.
- Sonin V.M., Zhimulev E.I., Tomilenko A.A., Chepurov S.A., Chepurov A.I. (2004) Chromatographic study of diamond etching in kimberlitic melts in the context of diamond natural stability. *Geol. Ore Deposits*, **46**(3), 182-190.
- Spetsius Z.V., Bogush Z.V. (2018) Structural features and macroinclusions in diamonds of eclogite and peridotite genesis. "Effektivnost' geologorazvedochnykh работ na almazy: prognozo-resursnye, metodicheskie, innovatsionno-tekhnologicheskie puti ee povysheniya". Materialy V Vserossiiskoi konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem, posvyashchennoi 50-letiyu CNIGRI-YA-NIGP ALROSA ["Efficiency of exploration works for diamonds: forecast-resource, methodical, innovative-technological ways of its increase". Materials V all-Russian conf. with intern. participation dedicated to the 50th anniversary of the Diamond Laboratory CNIGRI-YA-NIGP ALROSA]. Mirnyi, 176-180. (In Russian)
- Stachel T., Harris J.W., Brey G.P. (1998) Rare and unusual mineral inclusions in diamond from Mwadui, Tanzania. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **132**, 34-47.
- Varshavskii A.V. (1968) *Anomal'noe dvuprelomlenie i vnutrennyaya morfologiya almazov* [Anomalous birefringence and internal morphology of diamond]. Moscow, Nauka Publ., 92 p. (In Russian)
- Walter M.J., Kohn S.C., Araujo D., Bulanova G.P., Smith C.B., Gaillou E., Wang J., Steele A., Shirey S.B. (2011) Deep mantle cycling of oceanic crust: evidence from diamonds and their mineral inclusions. *Science*, **334**, 54-57.
- Zhimulev E.I., Chepurov A.I., Sinyakova E.F., Sonin V.M., Chepurov A.A., Pokhilenko N.P. (2012) Diamond crystallization in the Fe-Co-S-C and Fe-Ni-S-C systems and the role of sulfide-metal melts in the genesis of diamond. *Geochem. Int.*, **50**(3), 205-216.
- Zhimulev E.I., Sonin V.M., Afanasiev V.P., Chepurov A.I., Pokhilenko N.P. (2016a) Fe-S melt as a likely solvent of diamond under mantle conditions. *Dokl. Earth Sci.*, **471**(2), 1277-1279.
- Zhimulev E.I., Sonin V.M., Mironov A.M., Chepurov A.I. (2016b) Effect of sulfur concentration on diamond crystallization in the Fe-C-S system at 5.3-5.5 GPa and 1300-1370°C. *Geochem. Int.*, **54**(5), 415-422.

ЮБИЛЕИ

Виктор Михеевич Нечеухин. К 90-летию со дня рождения

22 ноября 2019 г. исполнилось 90 лет Виктору Михеевичу Нечеухину – доктору геолого-минералогических наук, профессору, главному научному сотруднику Института геологии и геохимии Уральского отделения РАН, лауреату премии Правительства Российской Федерации.

To the 90th anniversary of Victor Mikheevich Necheukhin's birthday

Victor M. Necheukhin celebrated his 90th birthday on November, 22. Victor M. Necheukhin is a distinguished scientist, Dr. Sci. (Geol.-Mineralog.), Professor, Chief Researcher of the UBRAS Institute of Geology and Geochemistry, Laureate of the Russian Federation National Award.



В.М. Нечеухин является одним из ведущих исследователей в области изучения геодинамики и минерации складчатых систем. Он известный специалист по проблемам палеогеодинамики, глубинного строения и минерации складчатых систем с разными типами геодинамического и плитотектонического развития.

Придя в науку практически сразу после окончания геологического факультета Уральского государственного университета, В.М. Нечеухин активно включился в исследования по региональной ме-

таллогении и проблемам формирования медноколчеданного оруденения. В начале 1970-х гг. он вошел в состав творческой группы, которая стала активно развивать исследования по формированию структурных образований литосферы с позиций мобилизма и геодинамики – принципиально новых научных направлений в геологии. Результатом работ этого этапа явилась “Тектоническая карта Урала масштаба 1 : 1 000 000” (Л.: ГУГК, 1976), составленная на мобилистских принципах, и объяснительная записка к ней. Карта, составленная с таких позиций, стала первой в отечественной и мировой геологии и сыграла существенную роль во внедрении и развитии идей мобилизма, геодинамики и плитотектоники. В.М. Нечеухин является одним из основных авторов этих трудов.

Впоследствии научные исследования В.М. Нечеухина приобрели еще более активную связь с проблемами геодинамики формирования и металлогении складчатых систем с позиций тектоники плит. В процессе этих исследований им предложена плитотектоническая типизация межплитных и внутриплитных складчатых систем и разработана модель формирования и металлогенического развития аккреционно-складчатых систем с разной полнотой геодинамической последовательности. В результате выявлены особенности формирования главных рудных ассоциаций для основных геодинамических режимов, а также структурного становления этих ассоциаций в процессах аккреции и коллизии. При этом показаны особенности металлогенической зональности для основных плитотектонических типов аккреционно-складчатых систем и предложены принципы металлогенического районирования и прогнозирования на основе реконструкции палеометаллогенических элементов геодинамических режимов формирования этих систем.

В последнее время научные интересы В.М. Нечеухина были сосредоточены на геодинамике формирования крупных сегментов литосферы, в ко-

торых интегрированы палеогеодинамические системы разных возрастных интервалов и состава. При этом Урало-Тимано-Палеоазиатский сегмент Евразии рассматривается в качестве генотипа таких сегментов. Им было показано, что в составе этого сегмента интегрированы геодинамические системы, соответствующие протерозойскому и палеозойскому орогенам, палеозойским краевым орогеническим поясам, эпикратонной орогенической впадине, а также геодинамические фрагменты верхнепротерозойской протоплиты и мезозойско-кайнозойской неоплиты. Каждая система содержит ряды ассоциаций и комплексов, соответствующих геодинамике ее формирования во внутриконтинентальных обстановках и обстановках океанических палеобассейнов. С учетом этих положений и обобщений материалов по строению земной коры на сейсмоструктурных профилях разработаны геодинамические модели формирования для основных выделенных систем.

В.М. Нечеухиным сделан вывод о принадлежности верхнепротерозойских, палеозойских и мезозойско-кайнозойских систем к разным циклам глобальных процессов распада и агломерации литосферных плит.

Развивая теоретические и практические аспекты плитотектонической геодинамики, В.М. Нечеухин предложил принципы и методологию тектоно-геодинамического районирования геодинамических систем и слагаемых ими сегментов путем

выделения структурных образований с учетом их геодинамического выполнения. Им предложена новая трактовка понятия террейнов как блоков литосферных плит, более древних по отношению к процессам тектонического скупивания и формирования новообразующейся литосферы. Рассмотрены особенности их минерализации с выделением додеструкционных палеоплитных, доаккреционных и синаккреционных минеральных концентратов.

Полученные материалы легли в основу подготовленной под руководством В.М. Нечеухина при участии сотрудников других научных подразделений "Геодинамической карты Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии масштаба 1 : 2 500 000" и сопровождающей ее монографии.

В 2003 г. В.М. Нечеухин вместе с группой других исследователей был отмечен премией Правительства Российской Федерации в области науки и техники за создание научных основ развития рудной минерально-сырьевой базы Урала.

В.М. Нечеухин – автор и соавтор многочисленных публикаций, в том числе 7 монографий. Под его руководством подготовлено и защищено 6 диссертаций на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Он является членом редколлегии журнала "Литосфера".

Коллектив института поздравляет Виктора Михеевича с этой замечательной датой и желает ему хорошего здоровья и творческих успехов.

Коллектив ИГГ УрО РАН

Авторский указатель за 2019 г.

- Абрамова В.Д.** см. Сидорова Н.В., см. Тонкачев Д.Е.
Азовскова О.Б. см. Лысенко В.И.
Аникина Е.В. см. Яковлев В.Л.
Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Смирнов С.З., Ойцева Т.А., Михеев Е.И., Джес Е.Н., Травин А.В., Дьячков Б.А., Маслов В.И., Гертнер И.Ф. Геология и минералогия Ново-Ахмировского месторождения литиевых топаз-цинквалдитовых гранитов (Восточный Казахстан). № 2, стр. 304.
Антипин В.С., Кузьмин М.И., Мехоношин А.С., Язев С.А. Вариации химического состава и особенности распределения редких элементов в хондритах фрагментов метеорита Челябинск. № 2, стр. 293.
Анфилов В.Н. см. Игуменцева М.А.
Артемов Д.А. см. Кориневский В.Г.
Артюшкова О.В. см. Маслов А.В.
Астаркин С.В. см. Титов Ю.В.
Асхабов А.М. см. Брянчанинова Н.И.
Афанасьев В.П. см. Сонин В.М.

Беленицкая Г.А. Об участии природных солей в щелочном магматизме. Статья 2. Эталонные объекты. Геологические аспекты модели. № 4, стр. 499.
Берзин С.В. см. Дугушкина К.А.
Блинов И.А. см. Игуменцева М.А.
Богатырев Б.А. см. Цеховский Ю.Г.
Богуш И.А., Черкашин В.И. Источники благородных металлов (Au, Pt, Pd) на Северном Кавказе. № 3, стр. 465.
Бочарникова Т.Д., Холоднов В.В., Шагалов Е.С. Состав минералов (апатит, магнетит, ильменит и др.) как отражение процессов формирования рудных тел и расслоенности в Кусинской габбровой интрузии (Южный Урал). № 4, стр. 533.
Брусницын А.И., Летникова Е.Ф., Жуков И.Г. Геохимия марганценосных отложений палеовулканогенных комплексов Южного Урала. № 4, стр. 558.
Брянчанинова Н.И., Асхабов А.М. “Большое видится на расстоянии”: к 100-летию М.В. Фишмана. № 5, стр. 803.
Буртман В.С., Дворова А.В. Кокчетай-Иссыккульский террейн Казахстанского палеоконтинента и его палеоширотное положение в ордовике. № 4, стр. 519.

Вализер П.М., Чередниченко С.В., Краснобаев А.А. Минералогия, геохимия и возраст метакarbonатно-силикатных пород ильменогорского комплекса. № 1, стр. 92.
Вафина М.С. см. Вишняков А.К.
Викентьев И.В. см. Сидорова Н.В., см. Тонкачев Д.Е.
Вишняков А.К., Вафина М.С., Поклонов В.И. Формирование и сохранность полигалитсодержащих пород в галогенных отложениях южного Приуралья. № 2, стр. 228.
Владимиров А.Г. см. Анникова И.Ю.
Волков А.В. см. Савчук Ю.С.

Гатина Н.Н. см. Гришкевич В.Ф.
Гертнер И.Ф. см. Анникова И.Ю.

Глухов А.Н. Медное и полиметаллическое оруденение Приколымского террейна и его генетическая типизация. № 5, стр. 717.
Горбунова Н.П. см. Дуб С.А.
Готтман И.А. см. Прибавкин С.В.
Гражданкин Д.В. см. Маслов А.В.
Гришкевич В.Ф., Гатина Н.Н., Сидоренко А.О., Карпова Е.В. Опыт петрографического анализа механизма формирования аномального разреза баженовской свиты на Имилорской площади Западной Сибири. № 2, стр. 209.
Гуляева Т.Я. см. Дуб С.А.
Гущина М.Ю., Моисеев А.В., Тучкова М.И. Туфопесчаники перекатинской свиты: состав, происхождение, источники сноса (Усть-Бельские горы, Корякское нагорье). № 3, стр. 372.

Дворова А.В. см. Буртман В.С.
Дерюгина Л.К. см. Дуб С.А.
Джес Е.Н. см. Анникова И.Ю.
Дуб С.А. см. Маслов А.В.
Дуб С.А., Чередниченко Н.В., Киселева Д.В., Горбунова Н.П., Гуляева Т.Я., Дерюгина Л.К. Поведение микроэлементов в кислотных вытяжках (уксусной, азотной и соляной) из терригенно-карбонатных пород укской свиты верхнего рифея Южного Урала. № 6, стр. 919.
Дугушкина К.А., Берзин С.В. Новый углистый хондрит CM2 из Северо-Западной Африки (Northwest Africa 11781). № 4, стр. 580.
Дьячков Б.А. см. Анникова И.Ю.

Енгальцев С.Ю. Рений и селен в верхнеюрской сланцевой толще разреза “Городищи” в центральной части Волжского сланцевого бассейна. № 5, стр. 704.

Жарков В.А. см. Силаев В.И.
Жегунов П.С., Старикова Е.В., Петров Д.А., Львов П.А. Новые данные о составе и возрасте долеритов оюского комплекса хр. Ямб-Пэ, Северо-Западный Пай-Хой. № 3, стр. 436.
Жимулев Е.И. см. Сонин В.М.
Жуков В.В. см. Цеховский Ю.Г.
Жуков И.Г. см. Брусницын А.И.
Журавлев А.В. Динамика таксономического разнообразия конодонтов в позднем девоне–раннем карбоне (фаменский–серпуховский века). № 1, стр. 81.
Журавлева Л.М. см. Кузнецов В.Г.

Зайков В.В. см. Мелекесцева И.Ю.
Замятина Д.А., Мурзин В.В. Тамуньерское месторождение золота на Северном Урале: физико-химические условия образования, источники рудного вещества и флюида, генезис. № 1, стр. 139.
Зинькова Е.А. см. Прибавкин С.В.
Зубков А.В., Сентябов С.В., Селин К.В. Методика определения природных напряжений в массиве по деформации карьера с использованием спутниковых навигационных систем. № 5, стр. 767.

Зуев Ф.Л. см. Ключевский А.В.

Иванов К.С. Воин, геолог-съемщик, тектонист: к 100-летию со дня рождения Геннадия Степановича Сенченко. № 3, стр. 492.

Иванов К.С. см. Писецкий В.Б., см. Смирнов В.Н.

Иванов К.С., Костров Н.П., Степанов А.Е. Тектоника и глубинное строение Юганско-Колтогорской зоны фундамента Западно-Сибирской платформы. № 1, стр. 162.

Игуменцева М.А., Кабанова Л.Я., Анфилов В.Н., Штенберг М.В., Блинов И.А., Рыжков В.М. Кварцевые обособления в сланцах и амфиболитах Восточно-Уфалейской зоны как источник кварцевого сырья (Южный Урал). № 4, стр. 588.

Кабанова Л.Я. см. Игуменцева М.А.

Каллистов Г.А. см. Прибавкин С.В.

Карпова Е.В. см. Гришкевич В.Ф.

Киселева Д.В. см. Дуб С.А., см. Маслов А.В., см. Силаев В.И.

Кислов Е.В. V Всероссийская научно-практическая конференция “Геодинамика и минерагения Северной и Центральной Азии”, посвященная 45-летию Геологического института СО РАН. № 1, стр. 176.

Кичеева А.В. см. Чернышов А.И.

Ключевская А.А. см. Ключевский А.В.

Ключевский А.В., Зуев Ф.Л., Ключевская А.А. Оценка самоподобия поля эпицентров землетрясений Байкальского региона. № 4, стр. 640.

Ковальчук Е.В. см. Тонкачев Д.Е., см. Сидорова Н.В.

Кожевникова Н.В. см. Титов Ю.В.

Козлова И.А. см. Яковлев В.Л.

Колесников А.В. см. Маслов А.В.

Колпаков В.В. см. Титов Ю.В.

Кориневский В.Г., Филиппова К.А., Котляров В.А., Кориневский Е.В., Артемьев Д.А. Элементы примеси в минералах некоторых редко встречающихся пород Южного Урала. № 2, стр. 269.

Кориневский Е.В. см. Кориневский В.Г.

Корнилов С.В. см. Яковлев В.Л.

Костров Н.П. см. Иванов К.С.

Котляров В.А. см. Кориневский В.Г., см. Мелекесцева И.Ю.

Краснобаев А.А. см. Вализер П.М.

Кузнецов В.Г., Журавлева Л.М., Шица Лю. Верхнепермские рифы Южного Китая – последние рифы палеозоя. № 3, стр. 386.

Кузьмин М.И. см. Антипин В.С.

Курчатов А.М., Хераскова Т.Н. Особенности осадконакопления и вулканизма Тастауской рифтовой структуры Центрального Казахстана. № 6, стр. 889.

Кучева Н.А. Распространение брахиопод в отложениях нижней части визейского яруса Восточно-Уральского субрегиона. № 1, стр. 59.

Летникова Е.Ф. см. Брусницын А.И.

Лысенко В.И., Азовская О.Б., Михайличенко Т.В. Геохимические особенности микробиолитов миоцена (Юго-Западный Крым) по результатам ICP-MS исследований. № 4, стр. 625.

Львов П.А. см. Жегунов П.С.

Лютеев В.П. см. Силаев В.И.

Максимов С.О. см. Сахно В.Г.

Маслов А.В., Артюшкова О.В., Тагариева Р.Ч., Киселева Д.В., Стрелецкая М.В., Червяковская М.В., Чередниченко Н.В. Систематика редкоземельных элементов, Y, Th, U и Mn в верхнедевонских конодонтах Западно-Уральской внешней зоны складчатости (Южный Урал). № 2, стр. 250.

Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Дуб С.А., Мельник Д.С., Парфенова Т.М., Колесников А.В., Чередниченко Н.В., Киселева Д.В. Укская свита верхнего рифея Южного Урала: седиментология и геохимия (первые результаты исследований). № 5, стр. 659.

Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А., Титов Ю.В. Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 1. Минералого-петрографические подходы и методы. № 6, стр. 834.

Маслов В.И. см. Анникова И.Ю.

Мелекесцева И.Ю., Зайков В.В., Третьяков Г.А., Филиппова К.А., Котляров В.А. Геологическое строение и минералогия Мечниковского месторождения золота, Южный Урал. № 1, стр. 111.

Мельник Д.С. см. Маслов А.В.

Мельничук О.Ю. см. Маслов А.В.

Мехоношин А.С. см. Антипин В.С.

Мизенс Г.А. см. Маслов А.В.

Михайличенко Т.В. см. Лысенко В.И.

Михеев Е.И. см. Анникова И.Ю.

Моисеев А.В. см. Гушина М.Ю.

Мурзин В.В. см. Замятина Д.А.

Огородников В.Н., Поленов Ю.А. Генетические модели формирования оруденения, связанного с кварцевыми жилами (на примере хрусталеносного и золотого оруденения). № 4, стр. 615.

Ойцева Т.А. см. Анникова И.Ю.

Осипова Т.А. см. Прибавкин С.В.

Парфенова Т.М. см. Маслов А.В.

Петров Г.А. К вопросу о генезисе месторождений Первого Северного железорудного узла. № 3, стр. 451.

Петров Д.А. см. Жегунов П.С.

Писецкий В.Б., Иванов К.С. К построению флюидодинамической модели Новопортовского нефтегазоконденсатного месторождения Ямала (по результатам ДФМ-интерпретации сейсмических данных). № 5, стр. 752.

Поклонов В.И. см. Вишняков А.К.

Покровский М.П. Некоторые аспекты проблемы классификации, система классификации и статус ее отраслевых разделов. № 3, стр. 472.

Поленов Ю.А. см. Огородников В.Н.

Помазанский Б.С. см. Сонин В.М.

Прибавкин С.В. Амфибол и биотит меланократовых пород из гранитоидных массивов Урала: состав, взаимоотношения, петрогенетические следствия. № 6, стр. 902.

Прибавкин С.В., Каллистов Г.А., Осипова Т.А., Готтман И.А., Зинькова Е.А. Распределение хрома в минералах высокомагнезиальных пород, ассоциированных с гранитоидными массивами Урала. № 3, стр. 416.

Припачкин П.В. Главные месторождения и проявления платинотеталлических руд Кольского пояса расслоенных интрузий (Кольский полуостров, Россия). № 5, стр. 731.

- Пучков В.Н.** см. Салихов Д.Н.
- Рампилов М.О., Рипп Г.С.** Редкометалльная минерализация альбитовых гранитов Западного Забайкалья. № 4, стр. 598.
- Рахимов И.Р.** см. Салихов Д.Н.
- Рипп Г.С.** см. Рампилов М.О.
- Рыжков В.М.** см. Игуменцева М.А.
- Савчук Ю.С., Волков А.В.** Крупные и суперкрупные орогенные золотые месторождения: геодинамика, структура, генетические следствия. № 6, стр. 813.
- Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р.** Субдукция, коллизия и плюмы в эпоху позднепалеозойского магматизма Магнитогорской зоны Южного Урала. № 2, стр. 191.
- Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.** Геологическое строение и этапы тектонической эволюции палеозойд Казахстана. № 3, стр. 347.
- Сахно В.Г., Цурикова Л.С., Максимов С.О.** Геохронология и петро-геохимические особенности генезиса магматических комплексов золото-серебряных рудоносных систем Чукотского сектора Арктического побережья России. № 6, стр. 861.
- Селин К.В.** см. Зубков А.В.
- Сентябов С.В.** см. Зубков А.В.
- Сидоренко А.О.** см. Гришкевич В.Ф.
- Сидорова Н.В., Викентьев И.В., Абрамова В.Д., Ковальчук Е.В.** Золото и другие элементы-примеси в пирите Березовского месторождения, Средний Урал. № 2, стр. 327.
- Силаев В.И., Юшкин Н.П., Жарков В.А., Киселева Д.В., Лютое В.П., Симакова Ю.С., Филиппов В.Н.** Ископаемые копролиты мезокайнозойских животных как источник минералого-геохимической, палеонтологической и палеоэкологической информации. № 3, стр. 393.
- Симакова Ю.С.** см. Силаев В.И.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С., Травин А.В.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст деформаций пород в Баженовской шовной зоне (восточная окраина Среднего Урала). № 2, стр. 242.
- Смирнов С.З.** см. Анникова И.Ю.
- Сонин В.М., Жимулев Е.И., Чепуров А.А., Помазанский Б.С., Афанасьев В.П., Чепуров А.И.** Начальные стадии переограничения округлых природных алмазов при растворении в расплаве Fe-S при высоком давлении. № 6, стр. 945.
- Старикова Е.В.** см. Жегунов П.С.
- Степанов А.Е.** см. Иванов К.С.
- Стрелецкая М.В.** см. Маслов А.В.
- Тагариева Р.Ч.** см. Маслов А.В.
- Тагиров Б.Р.** см. Тонкачев Д.Е.
- Титов Ю.В.** см. Маслов А.В.
- Титов Ю.В., Шайхутдинова Г.Х., Астаркин С.В., Колпаков В.В., Кожевникова Н.В.** Постседиментационные преобразования нижнемеловых отложений Большехетской впадины (Западная Сибирь). № 1, стр. 48.
- Тонкачев Д.Е., Чареев Д.А., Абрамова В.Д., Ковальчук Е.В., Викентьев И.В., Тагиров Б.Р.** Механизм вхождения Au в In-, Fe- и In-Fe-содержащие синтетические кристаллы сфалерита по данным РСМА и ЛА-ИСП-МС. № 1, стр. 148.
- Травин А.В.** см. Анникова И.Ю., см. Смирнов В.Н.
- Третьяков Г.А.** см. Мелекесцева И.Ю.
- Тучкова М.И.** см. Гущина М.Ю.
- Уткин В.П.** Сдвиговый тектогенез и структурообразующее течение коровых масс Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. № 5, стр. 780.
- Фазлиахметов А.М.** Геохимические особенности и условия образования раннедевонских кремнисто-глинистых сланцев разреза Ишкильдино и подстилающих их базальтов (восточный склон Южного Урала). № 1, стр. 30.
- Филиппов В.Н.** см. Силаев В.И.
- Филиппова К.А.** см. Кориневский В.Г., см. Мелекесцева И.Ю.
- Хераскова Т.Н.** см. Курчавов А.М., см. Самыгин С.Г.
- Холоднов В.В.** см. Бочарникова Т.Д., см. Салихов Д.Н.
- Цеховский Ю.Г., Богатырев Б.А., Жуков В.В.** Литогенез на пенепленизированной платформенной суши Казахстана и Сибири в пограничную мел-палеогеновую эпоху. № 1, стр. 5.
- Цурикова Л.С.** см. Сахно В.Г.
- Чареев Д.А.** см. Тонкачев Д.Е.
- Чепуров А.А.** см. Сонин В.М.
- Чепуров А.И.** см. Сонин В.М.
- Червяковская М.В.** см. Маслов А.В.
- Чердниченко Н.В.** см. Дуб С.А., см. Маслов А.В.
- Чердниченко С.В.** см. Вализер П.М.
- Черкашин В.И.** см. Богуш И.А.
- Чернышов А.И., Юричев А.Н., Кичеева А.В.** Петро-геохимические особенности хромитоносных ультрамафитов Куртушибинского офиолитового пояса (Западный Саян). № 5, стр. 687.
- Шагалов Е.С.** см. Бочарникова Т.Д.
- Шайхутдинова Г.Х.** см. Титов Ю.В.
- Шици Лю** см. Кузнецов В.Г.
- Штенберг М.В.** см. Игуменцева М.А.
- Юричев А.Н.** см. Чернышов А.И.
- Юшкин Н.П.** см. Силаев В.И.
- Язев С.А.** см. Антипин В.С.
- Яковлев В.Л., Аникина Е.В., Козлова И.А., Корнилов С.В.** О научном сопровождении Стратегии развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации. № 2, стр. 337.

Autor's Index for 2019

- Abramova V.D.** see Sidorova N.V., see Tonkacheev D.E.
Afanasiev V.P. see Sonin V.M.
Anfilogov V.N. see Igumentseva M.A.
Anikina E.V. see Yakovlev V.L.
Annikova I.Yu., Vladimirov A.G., Smirnov S.Z., Oitseva T.A., Mikheev E.I., Jes E.N., Travin A.V., D'yachkov B.A., Maslov V.I., Gertner I.F. Geology and mineralogy of the Novo-Akhmirovskoe deposit of lithium topaz-zinnwaldite granites (East Kazakhstan). No. 2, p. 305.
Antipin V.S., Kuzmin M.I., Mekhonoshin A.S., Yazev S.A. The variations of chemical composition and features of the distribution of rare elements in chondrites of fragments of the Chelyabinsk meteorite. No. 2, p. 293.
Artemyev D.A. see Korinevsky V.G.
Artyushkova O.V. see Maslov A.V.
Askhabov A.M. see Bryanchaninova N.I.
Astarkin S.V. see Titov Yu.V.
Azovskova O.B. see Lysenko V.I.

Belenitskaya G.A. On the participation of natural salts in alkaline magmatism. Article 2. Standard objects and geological aspects of the model. No. 4, p. 499.
Berzin S.V. see Dugushkina K.A.
Blinov I.A. see Igumentseva M.A.
Bocharnikova T.D., Kholodnov V.V., Shagalov Ye.S. Composition of minerals (apatite, magnenite, ilmenite and others) as an index of conditions of layered massive ore formation in the laminated gabbro of Kusa intrusion (the Southern Urals). No. 4, p. 533.
Bogatyrev B.A. see Tsekhovskii Yu.G.
Bogush I.A., Cherkashin V.I. Sources of noble metals (Au, Pt, Pd) in the North Caucasus. No. 3, p. 465.
Brusnitsyn A.I., Letnikova E.F., Zhukov I.G. Geochemistry of manganese deposits of paleovolcanic belt of the Southern Urals. No. 4, p. 558.
Bryanchaninova N.I., Askhabov A.M. "You can only appreciate the big picture from a distance": Dedication to the 100th anniversary of M. V. Fishman. No. 5, p. 803.
Burtman V.S., Dvorova A.V. Kokchetau-Issykkul terrain of the Kazakhstan Paleozoic continent and the Ordovician latitude of the continent. No. 4, p. 519.

Chareev D.A. see Tonkacheev D.E.
Chepurov A.A. see Sonin V.M.
Chepurov A.I. see Sonin V.M.
Cherednichenko N.V. see Dub S.A., see Maslov A.V.
Cherednichenko S.V. see Valizer P.M.
Cherkashin V.I. see Bogush I.A.
Chernyshov A.I., Yurichev A.N., Kicheeva A.V. Petrogeochemical characteristics of chrome-bearing ultramafites in the Kurtushibinsky ophiolite belt (Western Sayan). No. 5, p. 687.
Chervyakovskaya M.V. see Maslov A.V.

D'yachkov B.A. see Annikova I.Yu.
Deryugina L.K. see Dub S.A.
Dub S.A. see Maslov A.V.
Dub S.A., Cherednichenko N.V., Kiseleva D.V., Gorbunova N.P., Gulyaeva T.Ya., Deryugina L.K. Trace element behaviour in acidic leachates (acetic, nitric and hydrochloric) from siliciclastic-carbonate rocks of the Upper Riphean Uk formation in the Southern Urals. No. 6, p. 920.
Dugushkina K.A., Berzin S.V. New carbonaceous chondrite Northwest Africa 11781 (CM2). No. 4, p. 580.
Dvorova A.V. see Burtman V.S.

Engalychev S.J. Rhenium and selenium in the Upper Jurassic shale of the "Gorodishchi" section, Central part of the Volga shale basin. No. 5, p. 704.

Fazliakhmetov A.M. Geochemical features and formation conditions of Early-Devonian cherty-argillaceous shales and the underlying basalts in the Ishkildino section (eastern slope of the Southern Urals). No. 1, p. 30.
Filippov V.N. see Silaev V.I.
Filippova K.A. see Korinevsky V.G., see Melekestseva I.Yu.

Gatina N.N. see Grishkevich V.F.
Gertner I.F. see Annikova I.Yu.
Glukhov A.N. Base metal mineralization of the Prikolyma terrain in Northeast Russia: Overview and genetic classification. No. 5, p. 717.
Gorbunova N.P. see Dub S.A.
Gottman I.A. see Pribavkin S.V.
Grazhdankin D.V. see Maslov A.V.
Grishkevich V.F., Gatina N.N., Sidorenko A.O., Karpova E.V. A petrographic study of the genesis of anomalous sections in the Bazhenov Formation, the Imilor deposit, Western Siberia. No. 2, p. 209.
Gulyaeva T.Ya. see Dub S.A.
Gushchina M.Yu., Moiseev A.V., Tuchkova M.I. Tuff-sandstones of Perekatnaya Formation: composition, genesis, sources of demolition (Ust'-Belsky Mountains, Koryak Highland). No. 3, p. 372.

Igumentseva M.A., Kabanova L.Ya., Anfilogov V.N., Shtenberg M.V., Blinov I.A., Ryzhkov V.M. Quartz isolatings in the shales and amphibolites of the East-Ufalei zone as a source for the production of high-purity quartz raw materials (Southern Urals). No. 4, p. 588.
Ivanov K.S. see Pisetskii V.B., see Smirnov V.N.
Ivanov K.S., Kostrov N.P., Stepanov A.E. Tectonics and deep structure of Yugan-Koltogor zone of West Siberia Platform foundation. No. 1, p. 162.
Ivanov K.S. Warrior, geologist-cartographer, tectonist: to the 100th anniversary of the birth of Gennady Stepanovich Senchenko. No. 3, p. 492.

Jes E.N. see Annikova I.Yu.

Kabanova L.Ya. see Igumentseva M.A.
Kallistov G.A. see Pribavkin S.V.
Karpova E.V. see Grishkevich V.F.
Kheraskova T.N. see Kurchavov A.M., see Samygin S.G.
Kholodnov V.V. see Bocharnikova T.D., see Salikhov D.N.
Kicheeva A.V. see Chernyshov A.I.

- Kiseleva D.V.** see Dub S.A., see Maslov A.V., see Silaev V.I.
- Kislov E.V.** V All-Russian Scientific and Practical Conference "Geodynamics and Minerageny of Northern and Central Asia", dedicated to the 45th anniversary of the Geological Institute of the SB RAS. No. 1, p. 176.
- Klyuchevskaya A.A.** see Klyuchevskii A.V.
- Klyuchevskii A.V., Zuev F.L., Klyuchevskaya A.A.** Evaluation of the self-similarity of earthquake epicenters field in the Baikal region. No. 4, p. 640.
- Kolesnikov A.V.** see Maslov A.V.
- Kolpakov V.V.** see Titov Yu.V.
- Korinevsky E.V.** see Korinevsky V.G.
- Korinevsky V.G., Filippova K.A., Kotlyarov V.A., Korinevsky E.V., Artemyev D.A.** Trace-elements in minerals from unusual rocks of the Southern Urals. No. 2, p. 269.
- Kornilkov S.V.** see Yakovlev V.L.
- Kostrov N.P.** see Ivanov K.S.
- Kotlyarov V.A.** see Korinevsky V.G., see Melekestseva I.Yu.
- Koval'chuk E.V.** see Sidorova N.V., see Tonkacheev D.E.
- Kozhevnikova N.V.** see Titov Yu.V.
- Kozlova I.A.** see Yakovlev V.L.
- Krasnobaev A.A.** see Valizer P.M.
- Kucheva N.A.** Distribution of brachiopods in the Lower Visian deposits in the Eastern Urals. No. 1, p. 59.
- Kurchavov A.M., Kheraskova T.N.** Features of sedimentation and volcanism of the Tastauskaya rift structure in Central Kazakhstan. No. 6, p. 889.
- Kuzmin M.I.** see Antipin V.S.
- Kuznetsov V.G., Zhuravleva L.M., Shiqi Liu.** The Upper Permian reefs of South China are last reefs of the Paleozoic. No. 3, p. 386.
- Letnikova E.F.** see Brusnitsyn A.I.
- Lvov P.A.** see Zhegunov P.S.
- Lysenko V.I., Azovskova O.B., Mikhailichenko T.V.** Geochemical particularities of microbioliths of the Miocene (South-Western Crimea) by ICP-MS data. No. 4, p. 625.
- Lyutoev V.P.** see Silaev V.I.
- Maksimov S.O.** see Sakhno V.G.
- Maslov A.V., Artyushkova O.V., Tagarieva R.Ch., Kiseleva D.V., Streletskaya M.V., Chervyakovskaya M.V., Cherednichenko N.V.** REE, Y, Th, U and Mn systematics of Upper Devonian conodonts in the West Uralian Folded Zone (Southern Urals). No. 2, p. 250.
- Maslov A.V., Grazhdankin D.V., Dub S.A., Melnik D.S., Parfenova T.M., Kolesnikov A.V., Cherednichenko N.V., Kiseleva D.V.** Sedimentology and geochemistry of the Uk Formation, Upper Riphean, South Urals. No. 5, p. 659.
- Maslov A.V., Melnichuk O.Yu., Mizens G.A., Titov Yu.V.** Provenance reconstructions. Article 1. Mineralogical and petrographic approaches and methods. No. 6, p. 834.
- Maslov V.I.** see Annikova I.Yu.
- Mekhonoshin A.S.** see Antipin V.S.
- Melekestseva I.Yu., Zaykov V.V., Tret'yakov G.A., Filippova K.A., Kotlyarov V.A.** Geological structure and mineralogy of the Mechnikovskoe gold deposit, the Southern Urals. No. 1, p. 111.
- Melnichuk O.Yu.** see Maslov A.V.
- Melnik D.S.** see Maslov A.V.
- Mikhailichenko T.V.** see Lysenko V.I.
- Mikheev E.I.** see Annikova I.Yu.
- Mizens G.A.** see Maslov A.V.
- Moiseev A.V.** see Gushchina M.Yu.
- Murzin V.V.** see Zamiatina D.A.
- Ogorodnikov V.N., Polenov Yu.A.** Genetic models of mineralization associated with quartz veins (on the example of crystal and gold mineralization). No. 4, p. 615.
- Oitseva T.A.** see Annikova I.Yu.
- Osipova T.A.** see Pribavkin S.V.
- Parfenova T.M.** see Maslov A.V.
- Petrov D.A.** see Zhegunov P.S.
- Petrov G.A.** On the genesis of deposits of the Pervy Severny iron ore district. No. 3, p. 451.
- Pisetskii V.B., Ivanov K.S.** Development of a fluid-dynamical model (DFM) of the Yamal Novoportovsky oil- and gas-condensing deposit (based on DFM seismic data interpretation). No. 5, p. 752.
- Poklonov V.I.** see Vishnyakov A.K.
- Pokrovsky M.P.** Several aspects of problem of classification, a system of classiology and its branch section status. No. 3, p. 472.
- Polenov Yu.A.** see Ogorodnikov V.N.
- Pomazanskiy B.S.** see Sonin V.M.
- Pribavkin S.V.** Amphibole and biotite of melanocratic rocks from the Ural granitic massifs: composition, relationship, petrogenetic consequences. No. 6, p. 902.
- Pribavkin S.V., Kallistov G.A., Osipova T.A., Gottman I.A., Zin'kova E.A.** Geochemical behavior of chromium in minerals of high-Mg rocks, associated with granitoid massifs of the Urals. No. 3, p. 416.
- Pripachkin P.V.** Major deposits and occurrences of platinum ores of Kola belt layered intrusions (the Kola Peninsula, Russia). No. 5, p. 731.
- Puchkov V.N.** see Salikhov D.N.
- Rakhimov I.R.** see Salikhov D.N.
- Rampilov M.O., Ripp G.S.** Rare metal mineralization in albite-bearing granites of Western Trans-Baikal. No. 4, p. 598.
- Ripp G.S.** see Rampilov M.O.
- Ryzhkov V.M.** see Igumentseva M.A.
- Sakhno V.G., Tsurikova L.S., Maksimov S.O.** Geochronological and geochemical features of magmatic gold- and silver-bearing complexes in the Chukotka sector of the Russian Arctic coast. No. 6, p. 861.
- Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhimov I.R.** Subduction, collision and plumes in the epoch of the Late Paleozoic magmatism of the Magnitogorsk zone (the Southern Urals). No. 2, p. 191.
- Samygin S.G., Kheraskova T.N.** Geology and tectonic evolution of Kazakhstan Paleozooids. No. 3, p. 347.
- Savchuk Yu.S., Volkov A.V.** Large and super-large orogenic golden deposits: Geodynamics, structure, genetic consequences. No. 6, p. 813.
- Selin K.V.** see Zubkov A.V.
- Sentyabov S.V.** see Zubkov A.V.
- Shagalov Ye.S.** see Bocharnikova T.D.
- Shaikhutdinova G.Kh.** see Titov Yu.V.
- Shiqi Liu** see Kuznetsov V.G.
- Shtenberg M.V.** see Igumentseva M.A.
- Sidorenko A.O.** see Grishkevich V.F.

- Sidorova N.V., Vikent'ev I.V., Abramova V.D., Koval'chuk E.V.** Gold and other impurity elements in pyrite from the Berezovskoe deposit in the Middle Urals. No. 2, p. 327.
- Silaev V.I., Yushkin N.P., Zharkov V.A., Kiseleva D.V., Lyutoev V.P., Simakova Yu.S., Filippov V.N.** Fossil coprolites of Meso-Cenozoic animals as a source of mineralogical-geochemical, paleontological and paleoecological information. No. 3, p. 393.
- Simakova Yu.S.** see Silaev V.I.
- Smirnov S.Z.** see Annikova I.Yu.
- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Travin A.V.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of rock deformations across the Bazhenov suture zone (eastern border of the Middle Urals). No. 2, p. 242.
- Sonin V.M., Zhimulev E.I., Chepurov A.A., Pomazanskiy B.S., Afanasiev V.P., Chepurov A.I.** Incipient stages of transformation of round natural diamonds under dissolution in Fe-S melt at high pressure. No. 6, p. 945.
- Starikova E.V.** see Zhegunov P.S.
- Stepanov A.E.** see Ivanov K.S.
- Streletskaya M.V.** see Maslov A.V.
- Tagarieva R.Ch.** see Maslov A.V.
- Tagirov B.R.** see Tonkacheev D.E.
- Titov Yu.V.** see Maslov A.V.
- Titov Yu.V., Shaikhutdinova G.Kh., Astarkin S.V., Kolpakov V.V., Kozhevnikova N.V.** Manifestations of post-sedimentation processes in the Lower Cretaceous sediments of Bolshekhetskaya depression (Western Siberia). No. 1, p. 48.
- Tonkacheev D.E., Chareev D.A., Abramova V.D., Kovalchuk E.V., Vikentyev I.V., Tagirov B.R.** The substitution mechanism of Au in In-, Fe- and In-Fe-bearing synthetic crystals of sphalerite, based on the data from EP-MA and LA-ICP-MS study. No. 1, p. 148.
- Travin A.V.** see Annikova I.Yu., see Smirnov V.N.
- Tret'yakov G.A.** see Melekestseva I.Yu.
- Tsekhovskii Yu.G., Bogatyrev B.A., Zhukov V.V.** Lithogenesis on peneplaned continent platform of Kazakhstan and Siberia during the Cretaceous-Paleogene boundary epoch. No. 1, p. 5.
- Tsurikova L.S.** see Sakhno V.G.
- Tuchkova M.I.** see Gushchina M.Yu.
- Utkin V.P.** Strike-slip related tectogenesis and structure-forming flow of crustal masses of the Asia-Pacific transition zone. No. 5, p. 780.
- Vafina M.S.** see Vishnyakov A.K.
- Valizer P.M., Cherednichenko S.V., Krasnobaev A.A.** Mineralogy, geochemistry and age of metacarbonate-silicate rocks of the Ilmenogorsky complex. No. 1, p. 92.
- Vikent'ev I.V.** see Sidorova N.V., see Tonkacheev D.E.
- Vishnyakov A.K., Vafina M.S., Poklonov V.I.** Formation and preservation of polyhalite-containing rocks in the halogen sediments of the Southern Cis-Urals. No. 2, p. 228.
- Vladimirov A.G.** see Annikova I.Yu.
- Volkov A.V.** see Savchuk Yu.S.
- Yakovlev V.L., Anikina E.V., Kozlova I.A., Kornilov S.V.** On scientific support of the Strategy for the development of the mineral resource base of the Russian Federation. No. 2, p. 337.
- Yazev S.A.** see Antipin V.S.
- Yurichev A.N.** see Chernyshov A.I.
- Yushkin N.P.** see Silaev V.I.
- Zamiatina D.A., Murzin V.V.** The Tamunier gold deposit in the Northern Ural: Physicochemical formative conditions, ore and fluid sources, genesis. No. 1, p. 139.
- Zaykov V.V.** see Melekestseva I.Yu.
- Zharkov V.A.** see Silaev V.I.
- Zhegunov P.S., Starikova E.V., Petrov D.A., Lvov P.A.** New data on the composition and age of gabbro-dolerites of the Oyuskii complex of the Yambpe Ridge, north-west Pai-Khoi. No. 3, p. 436.
- Zhimulev E.I.** see Sonin V.M.
- Zhukov I.G.** see Brusnitsyn A.I.
- Zhukov V.V.** see Tsekhovskii Yu.G.
- Zhuravlev A.V.** Dynamics of the conodont diversity in the Late Devonian–Early Carboniferous (Famennian–Serpukhovian). No. 1, p. 81.
- Zhuravleva L.M.** see Kuznetsov V.G.
- Zin'kova E.A.** see Pribavkin S.V.
- Zubkov A.V., Sentyabov S.V., Selin K.V.** A technique for determination of natural stresses in rock masses by surface deformation using satellite navigation systems. No. 5, p. 767.
- Zuev F.L.** see Klyuchevskii A.V.

ЛИТОСФЕРА Том 19 № 6

Ноябрь–Декабрь 2019

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

Учредитель
Институт геологии и геохимии
Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации ПИ № ФС77-77043 от 21 октября 2019 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 № 99	Дата выхода в свет 30.12.2019	Формат 60 × 84 $\frac{1}{8}$	Печать офсетная
Усл. печ. л. 19,25	Уч.-изд. л. 19,25	Тираж 120	Цена 800 руб. 40 коп. Заказ _____

Институт геологии и геохимии УрО РАН	Екатеринбург, 620016, ул. Акад. Вонсовского, 15
--------------------------------------	---

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии
ООО “Мир”
394033, г. Воронеж, Ленинский проспект, дом 119а
литера я, офис 215
Тел.: 8 958 64 95 331

LITHOSPHERE (Russia) Vol. 19 No. 6

November–December 2019

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

Founder
Institute of Geology and Geochemistry
Russian Academy of Sciences Ural Branch

Registration certificate PI No. FS77-77043 from October 21, 2019
Ministry of print and information of Russian Federation

Technical editor E.I. Bogdanova
Corrector N.M. Kataeva
Original-layout N.S. Glushkova
Cover layout A.Yu. Savelieva

IPD IGG UB RAS № 99	Signed in print 30.12.2019	Format 60 × 84½	Offset print
Cond. print. sh. 19,25	Found.-publ. sh. 19,25	Circulation 120	Price 800 rub. 40 kopecks
			Order _____

Institute of Geology and Geochemistry UB RAS	15 Acad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016
--	--

Printed from the ready-made original layout in typography
OOO “Mir”
119a Leninsky Prospekt, Voronezh, 394033
litter я, office 215
Тел.: 8 958 64 95 331