

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

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

ЛИТОСФЕРА

Том 21 № 3 2021 Май–Июнь

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 21 No. 3 2021 May–June

Founded in 2001
Issued 6 times a year

Литосфера, 2021. Том 21, № 3

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 методов

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: А.И. Антошкина, ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия; В.Н. Анфилов, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; Т.Б. Баянова, ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия; Ф. Беа, Университет г. Гранада, Испания; Н.С. Бортников, ИГЕМ, г. Москва, Россия; В.А. Верниковский, ИНГИГ СО РАН, г. Новосибирск, Россия; А. Вымазалова, Чешская геологическая служба, Прага, Чехия; Д. Гарути, Университет Леобена, Австрия; В. Давыдов, Пермский научно-исследовательский институт, Государственный университет Бойсе, Департамент геонаук, Айдахо, США; Д.Ю. Демезко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Р. Зельтманн, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; Е.С. Контарь, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В. Кучеров, Королевский технологический институт, Департамент энергетических технологий, Стокгольм, Швеция; М.Г. Леонов, ГИН РАН, г. Москва; П.С. Мартышко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Масленников, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; А.В. Маслов, 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, Карлтон Университет, Оттава, Канада; В.Л. Яковлев, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

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

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

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

Адрес издателя и редакции: 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), 2021. Volume 21, No. 3

Scientific journal. Issued 6 times a year
Founded in 2001

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

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

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: Anna I. Antoshkina (Institute of Geology, Komi SC UB of RAS, Sykttyvkar, 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 Selmann (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 Geological Sciences, China); Viktor M. Necheukhin (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Viktor N. Puchkov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei D. Sokolov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Rafael H. Sungatullin (Kazan Federal University, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan, Russia); Valerii N. Udachin (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Richard Herrington (Natural History Museum, London, Great Britain); Il'ya I. Chaikovskii (Mining Institute, UB of RAS, Perm, Russia); Richard Ernst (Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada); Viktor L. Yakovlev (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

Editorial council: Albert V. Zubkov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Kirill S. Ivanov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei N. Kashubin (All-Russian Geological Institute, St. Petersburg, Russia); Sergei V. Kornilov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Kreshimir N. Malitch (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); 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 21, № 3, 2021

Глубинный цикл углеводородов <i>В. Г. Кучеров, К. С. Иванов, А. Ю. Серовайский</i>	289
Цирконы фенитов ильмено-вишневогорского комплекса (Южный Урал) <i>А. А. Краснобаев, П. М. Вализер, Н. Н. Фаррахова</i>	306
Мелилит-оливиновые нефелиниты субвулканического тела Табат (Махтеш Рамон, Израиль): геолого-петрографическая и геохимическая характеристика и условия образования <i>З. Юдалевич, Е. Вапник, М. Д. Вишнякова, Н. С. Бородин</i>	323
Структурно-динамические условия формирования крупных орогенных месторождений золота Центральной и Северо-Восточной Азии <i>Ю. С. Савчук, А. В. Волков, В. В. Аристов</i>	349
Петролого-геохимические характеристики пород Вознесенского интрузивного массива (Южный Урал): к вопросу о составе и источниках магм, продуцирующих золото- и медно-порфировое оруденение <i>С. Е. Знаменский</i>	365
Энстатитовые нодулы в гарцбургитах Южного Урала <i>В. Г. Кориневский</i>	386
Уточнение классификации и характеристика включений в метеорите Северный Колчим (НЗ.4) <i>С. В. Берзин, К. А. Дугушкина, М. В. Червяковская, В. С. Червяковский, Е. А. Панкрушина, Е. В. Бурлаков</i>	409
Руды магнетитов и бокситов как петрофизические объекты спектрально-сортовой оценки на основе электрометрии (из архивов оксид-метрической разведки на месторождениях Урала) <i>А. В. Тимохин, Р. С. Титов, М. В. Козлова</i>	431

Вниманию читателей

Оформить подписку журнала на 2-е полугодие 2021 года можно во всех отделениях Почты России
(подписной индекс издания в Общероссийском каталоге "Почта России" – ПР857)

Contents

Volume 21, No. 3, 2021

Deep hydrocarbon cycle <i>V. G. Kutcherov, K. S. Ivanov, A. Yu. Serovaiskii</i>	289
Zircons of fenites of Ilmeno-Vishnevogorsky Complex (Southern Urals) <i>[A. A. Krasnobaev], P. M. Valizer, N. N. Farrakhova</i>	306
Melilite-olivine nephelinites of Mt. Tabaat (Makhtesh Ramon, Israel): Geological, petrographic and geochemical characteristics and conditions of genesis <i>Z. A. Yudalevich, Ye. A. Vapnik, M. D. Vishnyakova, N. S. Borodina</i>	323
Structural and dynamic conditions for the formation of large orogenic gold deposits in Central and Northeast Asia <i>Yu. S. Savchuk, A. V. Volkov, V. V. Aristov</i>	349
Petrological and geochemical characteristic of the rocks of the Voznesensky intrusive massif (Southern Urals): On the question of the composition and sources of magma producing gold and copper porphyry mineralization <i>S. E. Znamensky</i>	365
Enstatite nodules in the harzburgites of the Southern Urals <i>V. G. Korinevsky</i>	386
Classification and characteristic of inclusions in the Severny Kolchim meteorite (H3.4) <i>S. V. Berzin, K. A. Dugushkina, M. V. Chervyakovskaya, V. S. Chervyakovskiy, E. A. Pankrushina, E. V. Burlakov</i>	409
Magnesite and bauxite ores as petrophysical objects of spectral-grade estimation based on electrometry (from the archives of oxide-metric exploration in the Ural deposits) <i>A. V. Timohin, R. S. Titov, M. V. Kozlova</i>	431

Subscription

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 550.93:552.321.1 (470.54)

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-289-305

Глубинный цикл углеводородов

В. Г. Кучеров^{1,2}, К. С. Иванов³, А. Ю. Серовайский¹¹РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, 119991, Москва, Ленинский просп., 65-1, e-mail: vladimir.kutcherov@indek.kth.se²Королевский Технологический институт КТН, Стокгольм 100446, Швеция³Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15

Поступила в редакцию 13.01.2021 г., принята к печати 15.03.2021 г.

Объект исследования. Проведены эксперименты, моделирующие трансформацию сложных углеводородных систем при экстремальных термобарических условиях. Полученные результаты сопоставлены с геологическими наблюдениями на Урале, Камчатке и в других регионах. **Материал и методы.** Материалом для исследований стали модельная углеводородная система, сходная по составу с природным газоконденсатом, и система, состоящая из смеси предельных углеводородов и различных железосодержащих минералов, обогащенных ⁵⁷Fe. В экспериментах были использованы два типа установок высокого давления: ячейка с алмазными наковальнями и камера высокого давления типа Тороид. Эксперименты проводились при давлении до 8.8 ГПа в температурном диапазоне 593–1600 К. **Результаты.** Эксперименты показали, что углеводородные системы, погружаемые в составе субдукционного слэба, могут сохранять свою стабильность до глубины 50 км. При дальнейшем погружении при контакте углеводородного флюида с окружающими железосодержащими минералами образуются гидриды и карбиды железа. При реакции карбидов железа с водой в термобарических условиях астеносферы образуется водно-углеводородный флюид. Геологические наблюдения, такие как находки метана в оливинах из не затронутых серпентинизацией ультрамафитах, наличие полициклических ароматических и тяжелых насыщенных углеводородов в офиолитовых аллохтонах и ультрамафитах, выдавленных из палеосубдукционной зоны Урала хорошо согласуются с полученными экспериментальными данными. **Выводы.** Полученные экспериментальные результаты и приведенные геологические наблюдения позволили предложить концепцию глубинного углеводородного цикла. При контакте углеводородных систем, погружаемых в составе субдукционного слэба, с железосодержащими минералами образуются гидриды и карбиды железа. Карбиды железа, переносимые в астеносфере конвективными потоками, могут реагировать с водородом, содержащимся в гидроксильной группе некоторых минералов, или с водой, имеющейся в астеносфере, и образовывать водно-углеводородный флюид. В дальнейшем мантийный флюид может мигрировать по глубинным разломам в земную кору и образовывать, как правило, многопластовые нефтегазовые залежи в горных породах любого литологического состава, генезиса и возраста. В астеносфере существуют и другие доноры углерода, которые могут служить источником глубинных углеводородов, также участвующих в глубинном углеводородном цикле, являясь дополнительной подпиткой общего восходящего потока водно-углеводородного флюида. По всей видимости, глубинный цикл углеводородов является составной частью более общего глубинного цикла углерода.

Ключевые слова: глубинный углеводородный цикл, углеводороды, слэб, карбиды железа, экстремальные термобарические условия

Deep hydrocarbon cycle

Vladimir G. Kutcherov^{1,2}, Kirill S. Ivanov³, Aleksandr Yu. Serovaiskii¹¹I.M. Gubkin National University of Oil and Gas, Moscow 119991, Russia, e-mail: vladimir.kutcherov@indek.kth.se²KTH Royal Institute of Technology, Stockholm 10044, Sweden³A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia

Received 13.01.2021, accepted 15.03.2021

Research subject. Experimental modelling of the transformation of complex hydrocarbon systems under extreme thermobaric conditions was carried out. The results obtained were compared with geological observations in the Urals, Kamchatka and other regions. **Material and methods.** The materials for the research were a model hydrocarbon system sim-

Для цитирования: Кучеров В.Г., Иванов К.С., Серовайский А.Ю. (2021) Глубинный цикл углеводородов. *Литосфера*, **21**(3), 289-305. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-289-305

For citation: Kutcherov V.G., Ivanov K.S., Serovaiskii A.Yu. (2021) Deep hydrocarbon cycle. *Litosfera*, **21**(3), 289-305. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-289-305

© В.Г. Кучеров, К.С. Иванов, А.Ю. Серовайский, 2021

ilar in composition to natural gas condensate and a system consisting of a mixture of saturated hydrocarbons and various iron-containing minerals enriched in ^{57}Fe . Two types of high-pressure equipment were used: a diamond anvils cell and a Toroid-type high-pressure chamber. The experiments were carried out at pressures up to 8.8 GPa in the temperature range 593–1600 K. *Results.* According to the obtained results, hydrocarbon systems submerged in a subduction slab can maintain their stability down to a depth of 50 km. Upon further immersion, during contact of the hydrocarbon fluid with the surrounding iron-bearing minerals, iron hydrides and carbides are formed. When iron carbides react with water under the thermobaric conditions of the asthenosphere, a water-hydrocarbon fluid is formed. Geological observations, such as methane finds in olivines from ultramafic rocks unaffected by serpentinization, the presence of polycyclic aromatic and heavy saturated hydrocarbons in ophiolite allochthons and ultramafic rocks squeezed out from the paleo-subduction zone of the Urals, are in good agreement with the experimental data. *Conclusion.* The obtained experimental results and presented geological observations made it possible to propose a concept of deep hydrocarbon cycle. Upon the contact of hydrocarbon systems immersed in a subduction slab with iron-bearing minerals, iron hydrides and carbides are formed. Iron carbides carried in the asthenosphere by convective flows can react with hydrogen contained in the hydroxyl group of some minerals or with water present in the asthenosphere and form a water-hydrocarbon fluid. The mantle fluid can migrate along deep faults into the Earth's crust and form multilayer oil and gas deposits in rocks of any lithological composition, genesis and age. In addition to iron carbide coming from the subduction slab, the asthenosphere contains other carbon donors. These donors can serve as a source of deep hydrocarbons, also participating in the deep hydrocarbon cycle, being an additional recharge of the total upward flow of a water-hydrocarbon fluid. The described deep hydrocarbon cycle appears to be part of a more general deep carbon cycle.

Keywords: deep hydrocarbon cycle, hydrocarbons, slab, iron carbides, extreme P-T conditions

ВВЕДЕНИЕ

За последнее десятилетие появилось значительное количество работ, посвященных глобальному циклу углерода, в том числе глубинной части этого цикла. Большинство исследователей предполагает, что восходящий глубинный поток формируется в основном из двуокиси углерода и метана при извержении вулканов, а нисходящий поток реализуется в зонах субдукции (Sverjensky et al., 2014). Процессы субдукции играют ключевую роль в эволюции континентальной коры и верхней мантии. Считается, что основным поставщиком углерода, формирующего его коромантийную ветвь в глобальном цикле, являются осадочные комплексы, отлагающиеся на морском дне (Сорохтин и др., 1974; Manning, 2014). Эти комплексы представлены карбонатными осадками биогенного и хемогенного происхождения, органическим веществом из пелагических и терригенных отложений и углеродистых сланцев, сносимых с окраин континентов и залежами углеводородов. Установлено, что помимо неорганического углерода в виде карбонатов в результате субдукции в мантию попадает органический углерод (Ague, 2014; Plank et al., 1998). Возможность присутствия различных классов органических соединений в слэбе обоснована с помощью теоретической модели (Sverjensky et al., 2014). Вместе с тем роль органического вещества, погружаемого вме-

сте со слэбом, практически не рассматривалась. При этом количество погружаемой органики может быть весьма значительным (Сорохтин и др., 1974; Kelemen et al., 2015).

В зонах субдукции расположен целый ряд гигантских скоплений углеводородов. Подробное описание залежей углеводородов, расположенных в зонах субдукции в различных районах земного шара, и их характеристика приведены в работе (Mann et al., 2003). Залежи углеводородов в осадочных и магматических породах в зонах субдукции погружаются вместе со слэбом. Трансформация погружаемых углеводородных систем может оказывать значительное влияние на процессы, происходящие в глубинных слоях Земли.

Если глубинному abiогенному образованию сложных углеводородных систем в условиях верхней и нижней мантии и их возможной последующей миграции в земную кору – восходящий поток углеводородов – посвящен ряд работ (Kolesnikov et al., 2009; Mukhina et al., 2017; Кучеров, 2005; Кучеров et al., 2010; Сокол et al., 2017), то поведение углеводородов при субдукции – нисходящий поток – практически не изучено. При погружении углеводороды будут подвергаться воздействию экстремальных термобарических параметров. В зоне субдукции температура на границе плит совпадает с континентальной геотермой и на глубине 50–80 км достигает 900–1000 K (Pollack et al., 1977; Сорохтин et



Рис. 1. Ячейка с алмазными наковальнями с платиновым нагревателем и термопарой.

Fig. 1. The diamond anvil cell with a Pt heater and a thermocouple.

al., 2018). Именно в этом температурном диапазоне происходит плавление силикатов в присутствии воды при повышении давления до 0.5–1.0 ГПа (Жариков, 1976; и др.). На глубине 50–80 км углеводороды, которые находятся в этих условиях в сверхкритическом состоянии, начинают взаимодействовать с окружающими железосодержащими минералами.

Ниже приведены результаты экспериментального исследования поведения углеводородных систем и их реакции с железосодержащим окружением при погружении в составе субдукционного слэба. Показано влияние полученных продуктов реакций на восходящий поток углеводородов.

МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

В экспериментах были использованы два типа установок высокого давления: ячейка с алмазными наковальнями и камера высокого давления типа Тороид. Детали методики проведения экспериментов представлены ниже.

Ячейка с алмазными наковальнями (Баварский геоинститут, университет Байройта, Германия)

В экспериментах использовалась ячейка с алмазными наковальнями с диаметром кулет 250 мкм (рис. 1). В качестве камеры для образца была изготовлена стальная прокладка (толщина 250 мкм)

с просверленным отверстием диаметром 125 мкм. Отверстие заполнялось жидкой углеводородной системой, которая также выступала в качестве среды для равномерного распределения давления по всему рабочему пространству камеры. При каждой загрузке в камеру загружалось несколько кристаллов рубина (Al_2O_3 с добавлением Cr) и Sm:YAG ($\text{Y}_3\text{Al}_5\text{O}_{12}$ с добавлением Sm) для контроля давления и температуры внутри образца по сдвигу комбинационного рассеяния данных соединений (Mao et al., 1986; Trots et al., 2013). Нагрев производили двумя различными способами: с помощью резистивного и лазерного нагрева.

Резистивный нагрев осуществлялся для экспериментов при температурах до 723 К с помощью платинового нагревателя, установленного внутри тела ячейки с алмазными наковальнями (см. рис. 1). Температура измерялась при помощи сдвига комбинационного рассеивания рубина. Для дополнительного контроля температуры использовалась Pt/Pt–Rh (10%) термопара, установленная на боковую поверхность одного из алмазов. После того как образец был загружен в отверстие прокладки, ячейка закрывалась и набиралось заданное давление в образце с помощью винтов ячейки. Далее осуществлялся нагрев. Температура поднималась со скоростью 50–60 К/ч, в соответствии с данными термопары. Несколько раз в час температура и давление внутри образца измерялись с помощью сдвига комбинационного рассеяния рубина и Sm:YAG. Измерение осуществлялось на малой мощности лазера для предотвращения возможно-

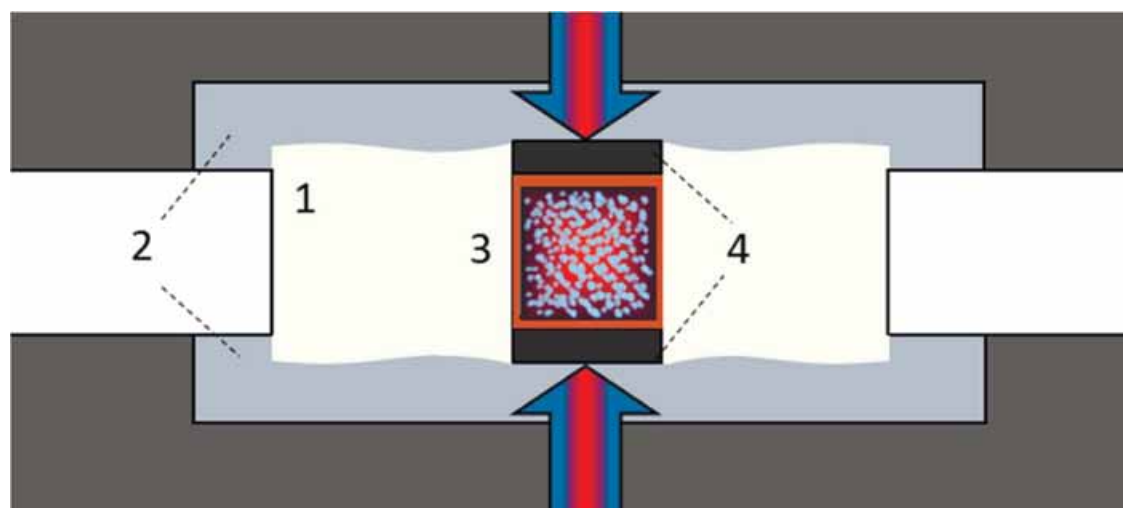


Рис. 2. Сборка с камерой Торонд.

1 – камера Торонд, 2 – твердосплавные матрицы, 3 – капсула с образцом, 4 – нагреватели.

Fig. 2. The assembly with a toroid-type chamber.

1 – the toroid-type chamber, 2 – hard-alloy matrices, 3 – the cell with a sample, 4 – heaters.

го воздействия лазера на углеводородную систему (Serovaitskii et al., 2017). Давление держалось постоянным во время всего эксперимента. После того, как необходимая температура в образце была достигнута, образец выдерживался при заданных термобарических параметрах необходимое количество времени. Затем нагрев отключался и образец охлаждался.

Анализ образца осуществлялся под давлением при комнатной температуре до и после нагрева с помощью спектрометра комбинационного рассеяния LabRam в паре с He–Ne лазером с длиной волны 514.5 нм и мощностью от 0.001 до 0.6 Вт.

Нагрев образца до 1200–1800 К осуществлялся с помощью двух лазеров мощностью 50 и 100 Вт. Подробное описание лазерной установки представлено в работе (Kupenko et al., 2012). При использовании лазерного нагрева температура на поверхности образца вычислялась путем обработки спектра излучения с помощью мультиволновой спектральной радиометрии (Dubrovinsky et al., 1999). Температурный спектр записывался в диапазоне длин волн видимого света и ближнего инфракрасного излучения (600–900 нм). Анализ образца осуществлялся под давлением при комнатной температуре до и после нагрева. Для анализа твердой фазы использовалась конвекционная спектроскопия Мессбауера с источником ^{57}Co . Изомерный сдвиг и шкала скоростей калибровались по отношению к $\alpha\text{-Fe}$. Полученные спектры Мессбауера обрабатывали с помощью кривых Лоренца, используя компьютерный продукт MossA (Prescher et al., 2012).

Камера высокого давления типа Торонд (РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, Москва)

Камера позволяла исследовать превращения веществ при давлениях до 8 ГПа и температурах до 1800 К, образец выдерживался при заданных условиях от нескольких секунд до нескольких суток. В сборку для проведения лабораторного исследования входили пара твердосплавных матриц, камера высокого давления, капсула объемом 0.3 см³ и два графитовых резистивных нагревателя. Принцип работы установки основан на передаче давления гидравлической системы на пуансоны, твердосплавные матрицы и, наконец, на капсулу с образцом (рис. 2). Смесь воды и карбида железа загружалась в капсулу, которая помещалась в камеру Торонд и закрывалась нагревателями сверху и снизу. Вся сборка устанавливалась между двумя матрицами. По достижении заданного давления включался резистивный нагрев. Давление и температура в капсуле контролировались с помощью калибровочных кривых. После выдержки в течение заданного времени температура в сборке снижалась методом закалки, после чего сбрасывалось давление. Далее капсула направлялась на анализ газовой фазы продукта реакции.

Для анализа использовался газовый хроматограф “Хроматек-5000” со специальной системой ввода пробы. Капсула с образцом помещалась в герметичное вскрывающее устройство для извлечения газообразных продуктов из образца. Хроматограф был оснащен капиллярной и насадочной

колонками, а также пламенно-ионизационным детектором и детектором теплопроводности, что позволяло фиксировать присутствие и измерять относительное количество легких углеводородов, а также CO_2 , O_2 , N_2 , и CO в исследуемом продукте. Подробное описание экспериментальной методики представлено в работах (Mukhina et al., 2017; Serovaikii et al., 2020b).

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Что происходит с углеводородными системами при погружении в составе слэба на различных глубинах? До каких глубин углеводородные системы, погружающиеся вместе со слэбом, могут сохранять свою стабильность? Для ответа на эти вопросы нами были проведены эксперименты по изучению трансформации углеводородных систем в условиях, моделирующих термобарические условия в слэбе на различных глубинах. В экспериментах мы моделировали погружение углеводородных систем и изучали их трансформацию по мере роста термобарических параметров.

“Погружение” углеводородной системы до глубины 50 км

В этой серии экспериментов мы использовали модельную углеводородную систему, сходную с природным газоконденсатом и имеющую известный качественный и количественный состав (рис. 3). Выбор модельной системы обусловлен тем, что система имеет четкие рамановские спектры без люминесценции.

Эксперименты проводились в ячейках с алмазными наковальнями с резистивным нагревом с использованием *in situ* спектроскопии комбинационного рассеяния. Мессбауэровская спектроскопия применялась для анализа твердых продуктов реакций. Исходные реагенты и параметры экспериментов приведены в табл. 1.

В результате первой серии экспериментов было установлено, что интенсивность, форма и сдвиг комбинационного рассеяния всех пиков модельной системы до и после экспериментов не менялись (Kutcherov et al., 2020; Serovaikii et al., 2019a). После экспериментов никаких новых пиков не было обнаружено, что свидетельствует об отсутствии новых

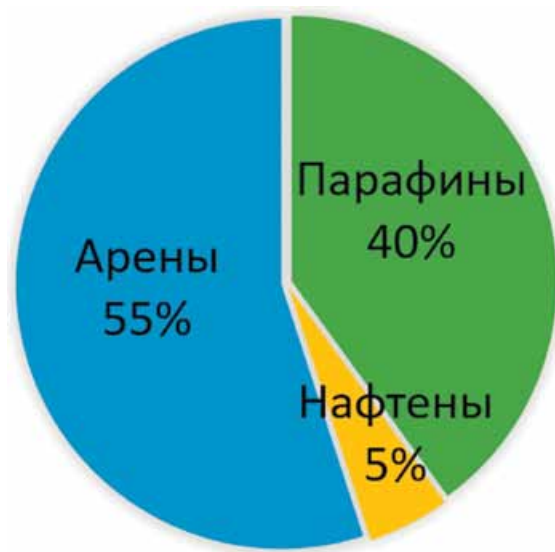


Рис. 3. Состав модельной углеводородной системы ($\rho_{20}^4 = 794.7 \text{ кг/м}^3$).

Fig. 3. Fraction composition of the model hydrocarbon system ($\rho_{20}^4 = 794.7 \text{ kg/m}^3$).

компонентов в смеси. Увеличение времени выдержки также не повлияло на состав системы. Пример спектров комбинационного рассеяния модельной смеси углеводородов, полученных после 3-часового нагрева при 593 К и 0.7 ГПа и 12-часового нагрева при 723 К и 1.4 ГПа, представлен на рис. 4.

Соединения железа считаются основными регуляторами фугитивности кислорода в глубинных слоях Земли (Frost et al., 2008). Мы добавили порошкообразный Fe_2O_3 (обогащенный ^{57}Fe) в углеводородную систему для моделирования окислительной обстановки. Анализ твердых продуктов, проведенный с помощью спектроскопии Мессбауэра до и после 12-часового нагрева при 723 К под давлением 1.4 ГПа, показал, что никаких новых соединений железа не было зафиксировано на спектре после нагрева (Serovaikii et al., 2020a). Это означает, что оксид железа не вступил в химическую реакцию с углеводородами в течение 12 ч нагрева под давлением.

Таблица 1. Исходные реагенты и параметры первой серии экспериментов

Table 1. Initial substances and conditions of the first series of experiments

Исходные реагенты	Давление, ГПа	T , К	Глубина, км	Время выдержки, ч
Модельная система	0.7	593	20–30	3
Модельная система	1.2	693	30–40	3
Модельная система	1.4	723	40–50	12
Модельная система + Fe_2O_3	1.4	723	40–50	12

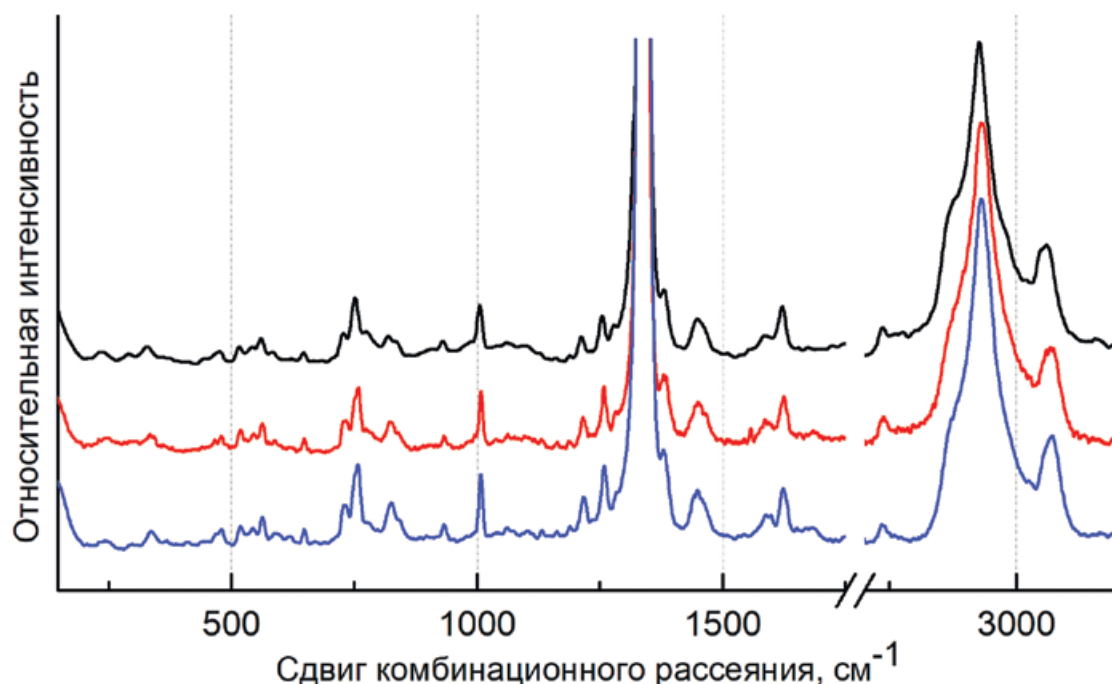


Рис. 4. Спектр комбинационного рассеяния модельной углеводородной системы до нагрева (синяя кривая), после нагрева в течение 3 часов при 593 К и 0.7 ГПа (красная кривая) и в течение 12 ч при 723 К и 1.4 ГПа (черная кривая).

Fig. 4. Raman spectra of the model hydrocarbon system before heating (blue curve), after 3 h heating at 593 K and 0.7 GPa (red curve), and after 12 h heating at 723 K and 1.4 GPa (black curve).

Полученные результаты позволяют сделать вывод о том, что при “погружении” сложной углеводородной системы, сходной по составу с газовым конденсатом, система сохраняла свой первоначальный состав при термобарических условиях, соответствующих глубине 50 км.

“Погружение” углеводородной системы до глубины 280 км

В этой серии экспериментов исследовалось поведение системы, состоящей из смеси предельных углеводородов (C_{15} – C_{40} , 99.9%, Merch KGaA, EMD Millipore Chemical 1.07160.1000) и различных желе-

зосодержащих минералов, обогащенных ^{57}Fe , при “погружении” в составе слэба на глубину до 280 км. Исходные реагенты и параметры экспериментов приведены в табл. 2.

Эксперименты проводились в ячейках с алмазными наковальнями с лазерным нагревом.

При моделировании погружения системы “парафиновое масло + пироксеновое стекло” до глубин 60–70 км (см. табл. 2) на мессбауэровских спектрах образцов, полученных после экспериментов, был обнаружен гидрид железа. При дальнейшем “погружении” до глубины 270–280 км (см. табл. 2) зафиксирована смесь гидрида железа FeH и карбида железа Fe_7C_3 (Serovaishii et al., 2019a).

Таблица 2. Исходные реагенты и параметры второй серии экспериментов

Table 2. Initial substances and conditions of the second series of experiments

Исходные реагенты	Давление, ГПа	T , К	Глубина, км	Время выдержки, ч
Парафиновое масло + пироксеновое стекло ($\text{Mg}_{0.91}\text{Fe}_{0.09}$)($\text{Si}_{0.91}\text{Al}_{0.09}$) O_3	2.6	1500	60–70	0.1
Парафиновое масло + $\text{Fe}_{0.94}\text{O}$	7.5	1600	210–230	0.1
Парафиновое масло + пироксеновое стекло ($\text{Mg}_{0.91}\text{Fe}_{0.09}$)($\text{Si}_{0.91}\text{Al}_{0.09}$) O_3	8.8	1600	270–280	0.1

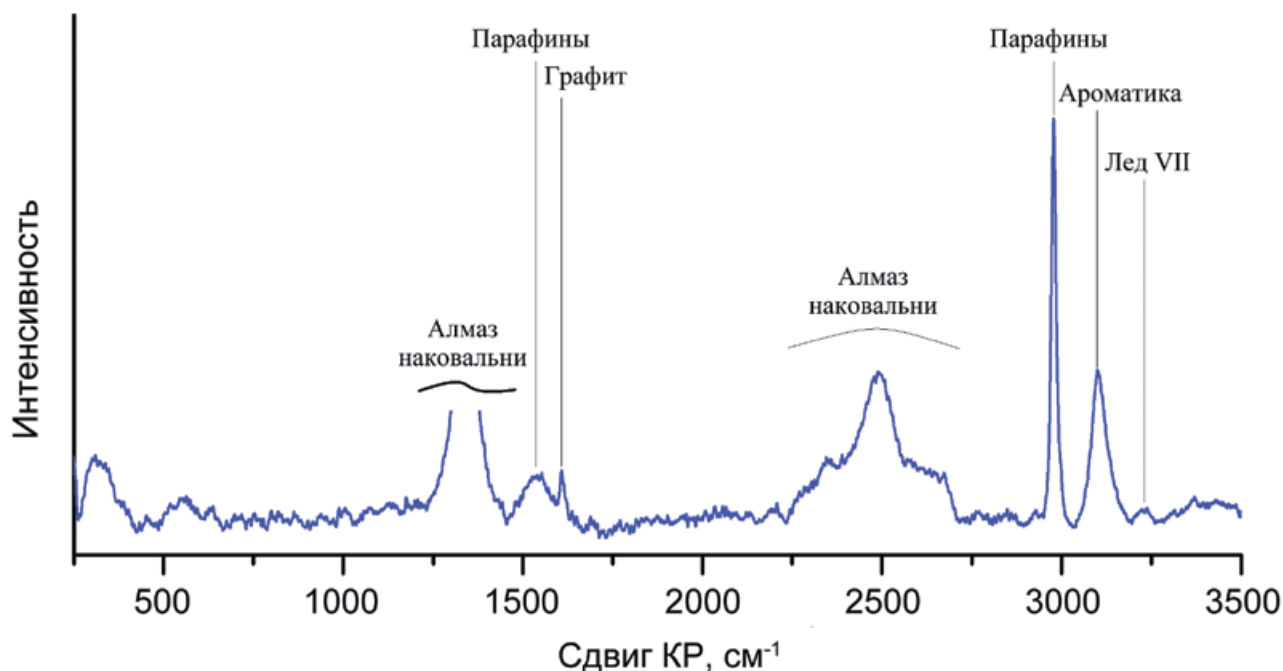


Рис. 5. Спектр комбинационного рассеяния продуктов реакции системы “парафиновое масло–оксид железа” при 7.5 ГПа и 1600 К.

Fig. 5. Raman spectra of the reaction products of the system “paraffin oil–iron oxide” at 7.5 GPa and 1600 K.

При замене пироксенового стекла на оксид железа (II) – вюстит – и “погружении” системы “парафиновое масло + оксид железа” до глубин 210–230 км (см. табл. 2) в продуктах реакции с помощью спектроскопии комбинационного рассеяния были обнаружены углеводороды и графит (рис. 5). Мессбауэровские спектры показывают наличие смеси гидрида железа FeH и карбида железа Fe₇C₃ в продуктах реакции (Serovaikii et al., 2019a).

По результатам второй серии экспериментов можно сделать вывод о том, что нагрев углеводородов с оксидами или силикатами железа выше 1300 К при давлении выше 7 ГПа приводит к образованию смеси гидрида железа и карбида железа. Такие термобарические условия существуют в слэбе на глубинах 210–280 км. Следует отметить, что образование смеси карбидов и гидридов железа наблюдалось независимо от того, использовались ли железосодержащие силикаты или оксиды в качестве исходных материалов.

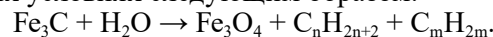
Карбиды железа, переносимые конвективными потоками из слэба в астеносферу, могут взаимодействовать с водой или водородом, имеющимися в астеносфере. Что получается при такого рода химической реакции? Как ни странно, но до недавнего времени реакция карбидов железа с водой при экстремальных термобарических параметрах не изучалась. Третья серия экспериментов, результаты которой представлены ниже, позволила восполнить этот пробел.

Взаимодействие карбида железа и воды при термобарических условиях астеносферы

Реакция карбида железа с водой изучалась при термобарических условиях, сходных с условиями на глубинах 100–150 км (910–1220 К и 2.5–4.5 ГПа). Эксперименты проводились на прессе высокого давления в камерах типа Торойд. Газовый хроматограф “Хроматек-5000” использовался для анализа продуктов реакции.

Как показали результаты экспериментов, опубликованные в работе (Serovaikii et al., 2019б), при взаимодействии карбида железа с водой при термобарических условиях, сходных с условиями на глубинах около 120–170 км, наблюдалось образование смеси легких парафиновых и нафтяных углеводородов (рис. 6). Анализ твердых продуктов реакции выявил наличие оксида железа (Fe₃O₄) при полном отсутствии исходного Fe₃C (Serovaikii et al., 2019б).

Полученные экспериментальные данные позволяют описать реакцию взаимодействия карбида железа с водой при экстремальных термобарических условиях следующим образом:



ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Полученные экспериментальные результаты сопоставлены с геологическими наблюдениями в

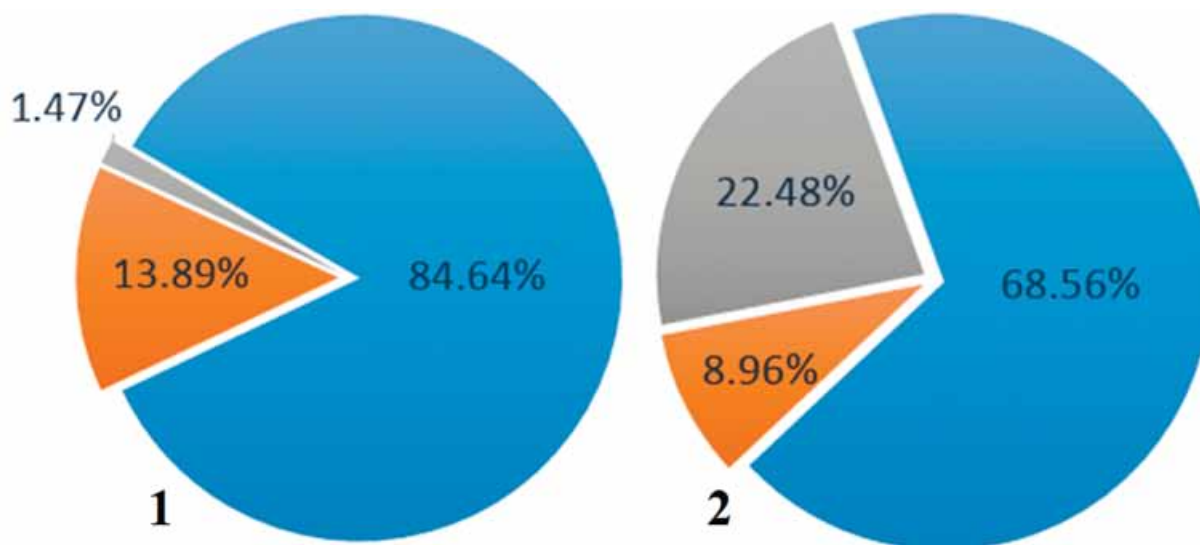


Рис. 6. Продукты реакции взаимодействия карбида железа с водой.

1 – при 4.5 ГПа и 1120 К, 2 – при 6.0 ГПа и 1220 К; голубой цвет – содержание метана, оранжевый – содержание этана, серый – содержание насыщенных углеводородов C3–C7.

Fig. 6. Reaction products of the interaction of iron carbide with water.

1 – at 4.5 GPa and 1120 K, 2 – at 6.0 GPa and 1220 K; blue color – methane, orange color – ethane, grey color – saturated hydrocarbons C3–C7.

островодужных системах – древних (Урал) и современных (Камчатка). Поскольку нами экспериментально изучалось поведение углеводородов в субдуцируемой океанической коре, то, соответственно, наиболее интересны данные по углеводородам в ультрабазитах.

Прежде всего отметим, что о присутствии углеводородов в ультраосновных породах известно уже достаточно давно. Так, еще П.Н. Кропоткин и К.А. Шахварстова (Кропоткин и др., 1959) провели обобщение известных на то время данных о распространении твердых битумов, нефти и горючих газов в массивах ультрабазитов, в траппах и вулканических трубках. На достаточно многочисленных примерах с Кубы, Мексики, Техаса, Турции и других регионов эти авторы показали, что массивы ультраосновных пород нередко содержат углеводороды, и иногда – даже их промышленные месторождения. Основные выводы П.Н. Кропоткина и К.А. Шахварстовой сводились к тому, что связь ультрабазитов и углеводородов имеет двойственную природу – часть углеводородов генетически связана с основными и, особенно, ультраосновными породами, а “*большинство примеров нахождения асфальтенов, нефти и горючих газов в основных и ультраосновных породах, скорее, можно объяснить позднейшей миграцией углеводородов по тем же тектоническим каналам*” (с. 163). Откуда следует, что “*мы должны прийти к важному выводу о глубинном происхождении углеводородов*” (с. 164).

Большое внимание взаимосвязи нефтяных месторождений и серпентинизированных ультрабазитов было уделено Р.М. Юрковой (Юркова, 2003; Юркова, Воронин, 2010), преимущественно на материалах Охотского моря и о-ва Сахалин. Согласно ее модели, формирование офиолитовой ассоциации в этом регионе в целом происходило в единой флюидонасыщенной магмато-метаморфической геотермальной системе. При этом серпентиниты экранировали углеводородные флюиды, создавая природную автоклавную ситуацию. Флюидное сверхдавление обеспечивало подъем серпентинитового диапира, гидроразрыв перекрывающих слоев, а также преобразование углеводородов и формирование гомологов метана при реакциях типа $2\text{CH}_4 \rightarrow \text{C}_2\text{H}_6 + \text{H}_2$.

В работах В.С. Зубкова (2009; и др.) также обосновывалась гипотеза мантийного генезиса тяжелых углеводородов и битумов альпинотипных ультрабазитов (преимущественно на материалах по Восточному Саяну). Отмечалось, что другим, также возможным, путем синтеза тяжелых углеводородов в офиолитовых сериях является реакция между CO и H_2 на минералах-катализаторах (по типу реакции Фишера–Тропша) или поликонденсация метана, образующегося при серпентинизации ультрабазитов под воздействием неорганических газов. Следующий способ образования битумов заключается в контаминации органических соединений из вод океанов в процессе серпентини-

зации ультрабазитов. Образование алмазов и высоких концентраций платиноидов в углеродизированных зонах в древних офиолитах Восточного Саяна связывалось В.С. Зубковым (2009) с кристаллизацией в P - T условиях верхней мантии и транспортировкой в виде мантийных высокомолекулярных элементоорганических соединений.

На Урале, как известно (Иванов, 1998, 2001), признаки субдукции проявлены очень четко; есть и сама палеозона субдукции в ее конечном выражении – Главный Уральский глубинный разлом (ГУГР). Он протягивается в субмеридиональном направлении более чем на 2000 км и делит Уральский складчатый пояс на два сектора – западный (палеоконтинентальный) и восточный (палеостроводужный). Есть здесь и субдукционные НР-ЛТ комплексы (максютовский эклогит–глаукофансланцевый и др.) в лежачем западном крыле ГУГРа и надсубдукционные андезитойды в его висячем крыле (ирендыкский, улутауский комплексы и др.). Очень важен и надежно установленный факт, что метаморфиты максютовского комплекса и надсубдукционные андезитойды одновозрастны (Glodny et al., 2002; Иванов, 1998; и др.) (≈ 380 – 375 млн лет на Южном Урале). Структурные и палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что субдукция (и последующая коллизия) на Урале были не фронтальными, а происходили по косой и сопровождались значительными движениями уральских блоков к северу в позднем палеозое. Опираясь на данные о возрасте высокобарического метаморфизма на юге (максютовский комплекс 378 ± 3 млн лет) и севере (неркаюнский комплекс $(351.3\text{--}352.5) \pm 3.6$ млн лет) Урала, была подсчитана (Иванов, 2001) скорость палеосубдукции – 2.8 ± 0.5 см/год.

На Урале присутствуют два главных типа ультрабазитов (Ефимов, 1984; Золоев et al., 1985): 1) альпинотипные (офиолитовые), наиболее крупные массивы которых располагаются в зоне ГУГР, протягиваясь более чем на 2 тыс. км и 2) платиноносные – зональные дунит-клинопироксенит-габбровые массивы, располагающиеся в надсубдукционной обстановке (Иванов и др., 2007), сразу восточнее ГУГРа на Среднем и Северном Урале (рис. 7).

Установлены (Штейнберг, Лагутина 1984) следующие формы углерода в ультрабазитах Урала: свободный углерод (500 ± 100 г/т), содержание которого не зависит от степени серпентинизации, но связано с составом пород; карбидный углерод, входящий в состав когенита (≈ 1000 г/т), образующийся под воздействием серпентинизирующих растворов ($13\text{FeO} + \text{CO}_2 = \text{Fe}_3\text{C} + 5\text{Fe}_2\text{O}_3$); карбонатный углерод, количество которого зависит от состава пород, поскольку он в некотором количестве концентрируется в брусите серпентинизированных дунитов, замещая гидроксил, и отсутствует в энстатит-содержащих ультрамафитах. Кроме того, в подчиненном количестве отмечены и другие фор-

мы углерода – муассонитовая (10 г/т), битумная (от следов до 100 г/т), газовая – CO_2 , CH_4 и, крайне редко, алмазы.

Редкие (но тем не менее весьма важные, в частности, как показатель сверхвысоких давлений) находки алмазов фиксируются на Урале в ультрабазитах обоих типов (Иванов, 2013; Харитонов, 2006). Наиболее известны многочисленные мелкие алмазы из офиолитового массива Рай-Из Полярного Урала (Yang et al., 2007).

По (Штейнберг, Лагутина, 1984), в свежих дунитах Нижнетагильского (платиноносного) массива обычно содержится $250\text{--}480$ г/т $\text{C}_{\text{общ}}$. В серпентинизированных (от 57 до 96%) дунитах разных офиолитовых аллохтонов содержание битума составляет от 1 до 63 г/т. В этих породах обнаружены полициклические ароматические углеводороды, количество которых изменяется от 5 до 103 г/т. Среди них идентифицированы $\text{C}_{14}\text{H}_{10}$, $\text{C}_{20}\text{H}_{12}$, $\text{C}_{22}\text{H}_{12}$ и $\text{C}_{24}\text{H}_{12}$. В ультрамафитах наиболее крупного альпинотипного массива – Войкаро-Сыньинского (Полярный Урал) – определено содержание тяжелых алканов: в гарцбургите – 1.3 г/т ($\delta^{13}\text{C} = -23.4\text{‰}$), верлите – 1.6 г/т ($\delta^{13}\text{C} = -26.5\text{‰}$), вебстерите – 1 г/т, пироксените – 2.3 г/т ($\delta^{13}\text{C} = -26.7\text{‰}$). По составу алканы в пироксените изменяются от $\text{C}_{18}\text{H}_{38}$ до $\text{C}_{33}\text{H}_{68}$ (с максимумом на C_{22}). В них также присутствуют пристан ($\text{C}_{19}\text{H}_{40}$) и фитан ($\text{C}_{20}\text{H}_{42}$) (Sugisaki, Mimura, 1994).

В обоих типах ультрабазитов обнаружены скопления газов, выделяющихся при горных работах и бурении скважин. Среди них преобладают водород и метан с небольшой примесью этана, пропана, а также СО. Так, скопления газов зафиксированы в дунитах платиноносного Нижнетагильского массива на Среднем Урале. Они были отмечены еще академиком А.Н. Заварицким (1925) в глубокой скважине, пробуренной в 1924 г. на глубине 600 м в свежих (не затронутых серпентинизацией) дунитах, при давлении 60 атм. Газ выполнял миароловую пустоту в дунитах, выделялся в течение недели и состоял на 66.5% из водорода, 9.5% из метана, 20.5% – азота, 3.8% – кислорода и 0.22% “редких газов”.

В Кемпирсайском альпинотипном ультрабазитовом массиве из зоны ГУГР крайнего юга Урала газ, выделившийся из серпентинизированных гарцбургитов при проходке квершлага на горизонте №135 (глубина от поверхности около 450 м), содержал 88–92% водорода. Здесь были исследованы (Симонов и др., 1988) закономерности распределения газов в ультрабазитах и хромитах крупнейшего в Евразии Кемпирсайского месторождения по разрезу глубокой скв. 222 на месторождении Алмаз-Жемчужина. Всего с глубины 500 м и до глубины 1350 м (опробованы надрудный, рудный и подрудный интервалы) было сделано 172 анализа газов, среди которых (кроме воды) преоб-

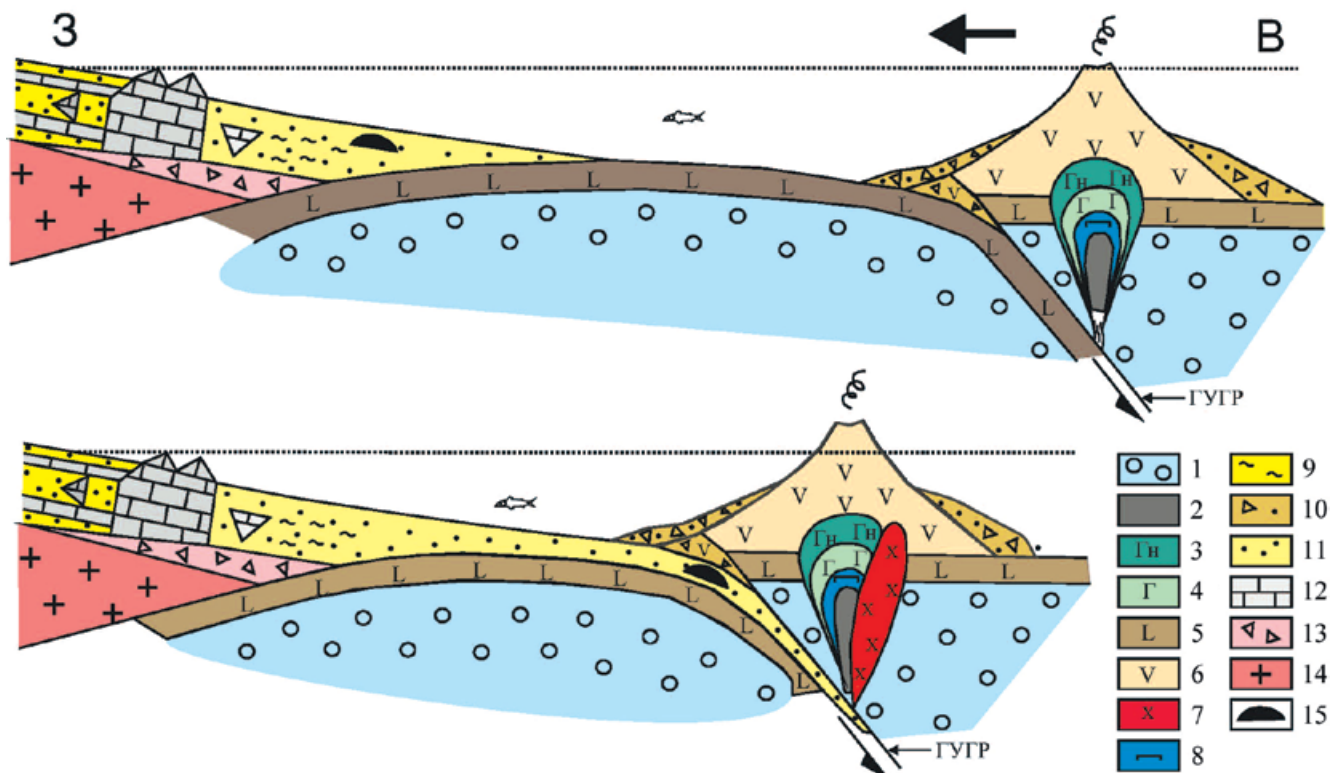


Рис. 7. Палеогеодинамическая схема формирования Главного Уральского глубинного разлома и Платиноносного пояса Урала (для среднего палеозоя).

1 – мантия, 2 – дуниты, 3 – габбро-нориты, 4 – оливин-анортитовые габбро, 5 – океаническая кора, 6 – андезиты, 7 – гранитоиды, 8 – клинопироксениты, 9 – кремни, 10 – аккреционная призма, 11 – терригенные толщи, 12 – рифовые известняки, 14 – фундамент Русской платформы, 15 – месторождения нефти.

Fig. 7. The paleogeodynamic scheme of the formation of the Main Uralian deep fault and the Platinum-bearing belt of the Urals (for the Middle Paleozoic).

1 – mantle, 2 – dunites, 3 – gabbro-norites, 4 – *Ol-An* gabbro, 5 – oceanic crust, 6 – andesites, 7 – granitoides, 8 – clinopyroxenites, 9 – cherts, 10 – accretionary prism, 11 – terrigenous strata, 12 – reef limestones, 14 – basement of the Russian platform, 15 – oil fields.

ладают CO_2 , CO , CH_4 , H_2 , N_2 . Установлено, что содержание газов в ультрабазитах растет с глубиной (до $4000 \text{ см}^3/\text{кг}$). Максимальное количество газов зафиксировано в центре рудного интервала и зоне нижнего рудного контакта (до $10\,000 \text{ см}^3/\text{кг}$). Показана явная связь хромитового оруденения с CO , CH_4 и азотом.

Представляют значительный интерес и недавно сделанные на Урале первые находки метана в оливинах из не затронутых серпентинизацией ультрамафитов (Чашухин и др., 2020) (поскольку ранее метан рассматривался чаще всего лишь как продукт серпентинизации). В оливинах уральских несерпентинизированных ультрамафитов (Нижнетагильского массива Платиноносного пояса и Кемпирсайского офиолитового массива) были обнаружены цепочки тонких включений размером от 2 до 20 мкм. Изучение газового состава методом рамановской спектроскопии в широком диапазоне значений рамановского сдвига $800\text{--}4300 \text{ см}^{-1}$ показало, что все вклю-

чения представлены метаном. Исключительно метановый состав включений, независимо от формационной принадлежности ультрамафитов, позволил сделать предположение об их генерации в сходных условиях, на границе переходная зона – верхняя мантия (Чашухин и др., 2020).

Таким образом, геологические и экспериментальные данные в целом подтверждают друг друга. Нефть из зоны субдукции Урала не сохранилась, очевидно, главным образом ввиду ее древности¹. Но нефть, связанная с зонами субдукции,

¹ Нельзя согласиться с иногда высказываемым мнением, что все нефти Западно-Сибирского нефтегазоносного мезо-кайнозойского мегабассейна практически являются нефтями из зоны субдукции Урала (Гаврилов и др., 2014). Во-первых, субдукция на Урале завершилась задолго до формирования этого мегабассейна, во-вторых, на заключительных стадиях развития Урала субдукция сменила направление и происходила уже на запад (Рыльков и др., 2013).

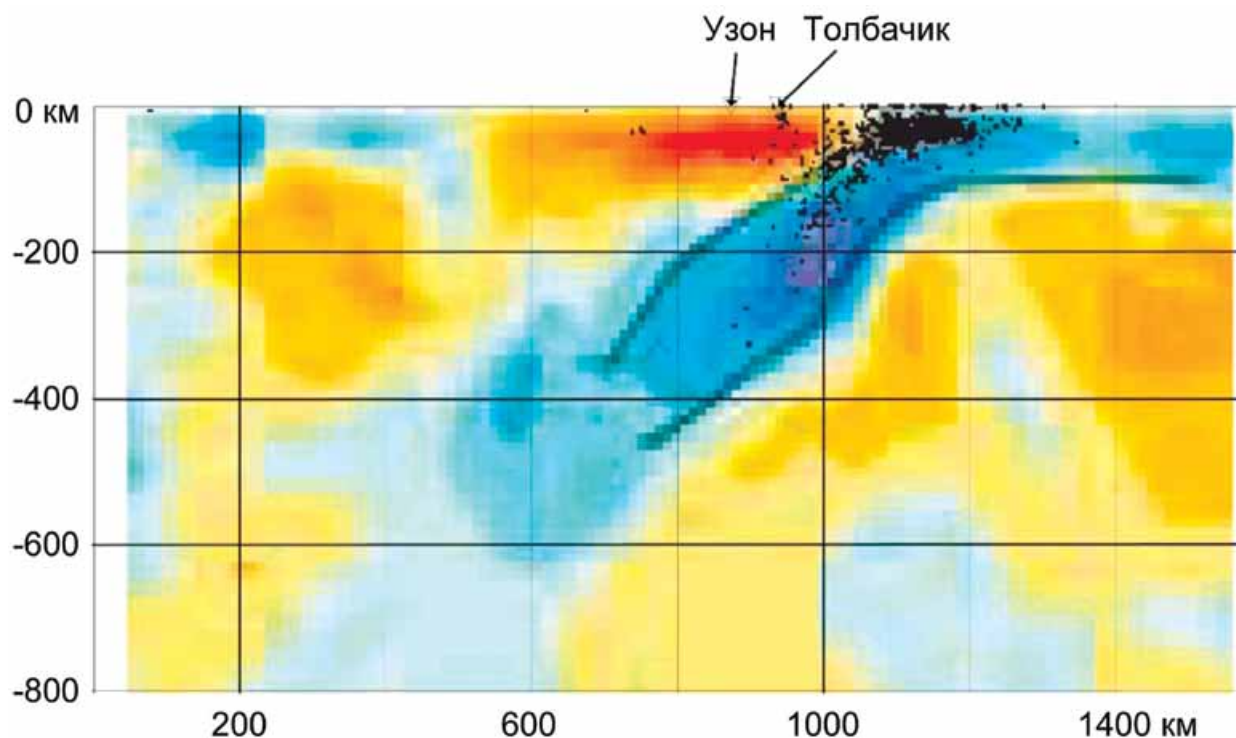


Рис. 8. Положение проекции вулканов Узон и Толбачик на сечение 12 Курило-Камчатской островной дуги по (Кулаков и др., 2011).

Цветом показаны аномалии скоростей Р- и S-волн (красным – отрицательные, синим – положительные). Серыми линиями показаны верхняя и нижняя границы слэба. Точки – гипоцентры землетрясений.

Fig. 8. The position of the projection of the Uzon and Tolbachik volcanoes on cut 12 of the Kuril-Kamchatka island arc (Kulakov et al., 2011).

The color shows the anomalies of the P- and S-wave velocities (red – negative, blue – positive). The grey lines show the upper and lower borders of the slab. Points – hypocenters of earthquakes.

хорошо известна на Камчатке, в кальдере Узон, а также в других островодужных системах – Японии, Новой Зеландии, Индонезии и др. (Brault et al., 1990; Weston et al., 1987; Yamanaka et al., 2000; Добрецов и др., 2015).

Согласно датированию по C^{14} , нефть Узона считается наиболее молодой на Земле – ее возраст, по разным определениям, варьирует от менее чем 50 лет до 1200 лет (Варфоломеев и др., 2011; Добрецов и др., 2015). Нефтяные выходы кальдеры влк. Узон расположены в крупном геотермальном поле, связанном с современным вулканизмом и находящемся в восточной части Камчатки (расстояние до зоны субдукции можно оценить здесь, исходя из ее геометрии по сейсмическим данным (Кулаков и др., 2011), в 160 км) (рис. 8).

В кальдере Узон наблюдается нефть двух обособленных фракций. 1. Зеленая (буряющая при соприкосновении с воздухом) тяжелая (0.9148–0.9767 г/см³) вязкая смолистая (смола до 9.3%) сернистая (до 2.01 %) малопарафинистая (до 2.1%) нефть метано-нафтенно-ароматического типа с уникально

высокой оптической активностью ($\alpha_D = 24.2\%$) и чрезвычайно низкой степенью зрелости, содержащая от 7 до 10% гетероциклических соединений, незначительное (0.3%) количество асфальтенов. Концентрация насыщенных УВ примерно в два раза превышает содержание ароматических (Виноградова и др., 2017; Добрецов и др., 2015; Лукин и др., 2004).

2. Бесцветный, постепенно улетающий углеводородный конденсат с сильным керосиновым запахом. Иногда конденсат частично смешивается с нефтью, чем вызваны вариации составов, опубликованных разными исследователями.

Изучение изотопного состава углерода, водорода и серы в узонской нефти, хотя и не показало совершенно однозначных результатов, тем не менее привело его авторов к выводу, что “узонская система, вероятнее всего, полностью “работает” на восходящем глубинном флюидном потоке, о чем свидетельствует характер гидротермального минералообразования (реальгар, аурипигмент, самородная ртуть и др.), близость сульфидной серы

метеоритному стандарту, высокая доля ^3He в газах с изотопно-тяжелым метаном” (Лукин и др., 2004). Промышленного значения узонская нефть, очевидно, не имеет, поскольку покрывка здесь отсутствует. Становится, по всей видимости, понятной и природа находок алмазов (Кутыев, Кутыева, 1975) в надсубдукционных андезито-базальтах Камчатки: мы полагаем, что данные алмазы есть продукт преобразования углеродсодержащих осадков, а в некоторых случаях (например – карбонадо), возможно, и углеводородов в условиях высоких давлений в зоне субдукции. Эти алмазы сейчас уже достаточно хорошо изучены. Так, В.И. Силаевым с коллегами (2015) детально описаны алмазы в андезибазальтах трещинного Толбачинского извержения (ТТИ) 27.12.2012–9.10.2013. Из относительно небольших проб вулканитов ТТИ было извлечено несколько сотен монокристалльных алмазов размером от 250 до 700 мкм. Зерна толбачинских алмазов обнаружены главным образом в порах пузыристых андезибазальтовых лав Прорыва Набоко. При этом сростаний алмазов со стеклофазой и минералами собственно вулканитов обнаружено не было. Судя по особенностям локализации в вулканитах, толбачинские алмазы образовались, вероятнее всего не из расплава, а из вулканических углеводородсодержащих газов. Алмазы представляют собой хорошо образованные, изометричные, плоскогранно-острореберные кристаллы с примерно равновеликими гранями октаэдра и куба. Достоверность их диагностики исчерпывающе подтверждается данными рентгеноструктурного анализа, раман- и ЭПР-спектроскопии, термографии и мн. др. Вся совокупность полученных данных свидетельствует о генетическом своеобразии толбачинских алмазов, вследствие чего было предложено выделить Толбачинское алмазопоявление в неизвестный ранее вулканогенно-эруптивный, или толбачинский, генетический тип (Силаев и др., 2015). Широко известны и находки карбонадо в меланократовых базальтоидах Козельского вулкана, который расположен в 20 км к западу от побережья Тихого океана и входит в состав Авачинской группы вулканов (Горшков и др., 1995).

Находки полициклических и ароматических углеводородов в вулканических породах отмечаются достаточно регулярно, причем как в островных дугах, так и в районах срединно-океанических хребтов, т.е. и на начальных, и на конечных этапах глубинного цикла углеводородов (Clifton et al., 1990; Геннадиев и др., 1996; Мархинин, 1985; Подклетнов, 1985). Впереди задача их сравнительного изучения.

Все эти (и многие другие) геолого-геохимические данные по природным объектам весьма созвучны с представленными выше результатами экспериментов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Наличие экспериментальных данных и геологических наблюдений, в том числе приведенных в данной работе, позволяют описать глубинный углеводородный цикл (рис. 9).

Аккумуляированные в виде залежей в земной коре углеводороды погружаются в составе субдукционного слэба, сохраняя свою стабильность по крайней мере до глубины 50 км – зоны термической стабильности углеводородов. На глубине 50–80 км углеводороды, которые находятся в этих условиях в сверхкритическом состоянии, начинают взаимодействовать с окружающими железосодержащими минералами. При дальнейшем погружении происходит трансформация первоначальной углеводородной системы. Продуктом такого рода трансформации является новая углеводородная фаза, содержащая легкие углеводороды, графит и воду. Метан и другие легкие углеводороды могут мигрировать вверх по границе слэб–континентальная плита и образовывать углеводородные скопления в толще континентальной плиты. На глубине 100–200 км углеводороды реагируют с железосодержащими минералами, присутствующими в слэбе, с образованием гидрида железа FeH. На глубине 210–290 км в системе присутствует смесь гидрида и карбида железа.

В условиях вязкого течения карбиды железа, отрываясь от погружающейся литосферной плиты, могут переноситься в конвектирующую астеносферу на большие расстояния и выступать как доноры углерода. Реагируя с водородом или с водой, имеющимися в астеносфере, карбиды при соответствующих термобарических условиях образуют водно-углеводородный флюид. В дальнейшем мантийный флюид может мигрировать по глубинным разломам в земную кору и образовывать, как правило, многопластовые нефтегазовые залежи в горных породах любого литологического состава, генезиса и возраста.

Кроме того, как показывают теоретические расчеты (Kenney et al., 2002; Spanu et al., 2011; Зубков, 2009; Карпов и др., 1998; Sverjensky et al., 2014) и результаты экспериментов (Кучеров и др., 2010; Сокол и др., 2017; Sonin et al., 2014), подробный анализ которых представлен в работе (Kolesnikov et al., 2017), абиогенный синтез сложных углеводородных систем возможен при температурах 1200–2000 К и давлении 3–7 ГПа. Подобные условия имеются в определенном слое верхней мантии Земли – астеносфере – на глубине 100–250 км. Здесь же присутствуют доноры углерода и водорода и может создаваться благоприятная восстановительная обстановка. Эти глубинные углеводороды также участвуют в глубинном углеводородном цикле, являясь дополнительной подпиткой общего восходящего потока водно-углеводородного флюида.

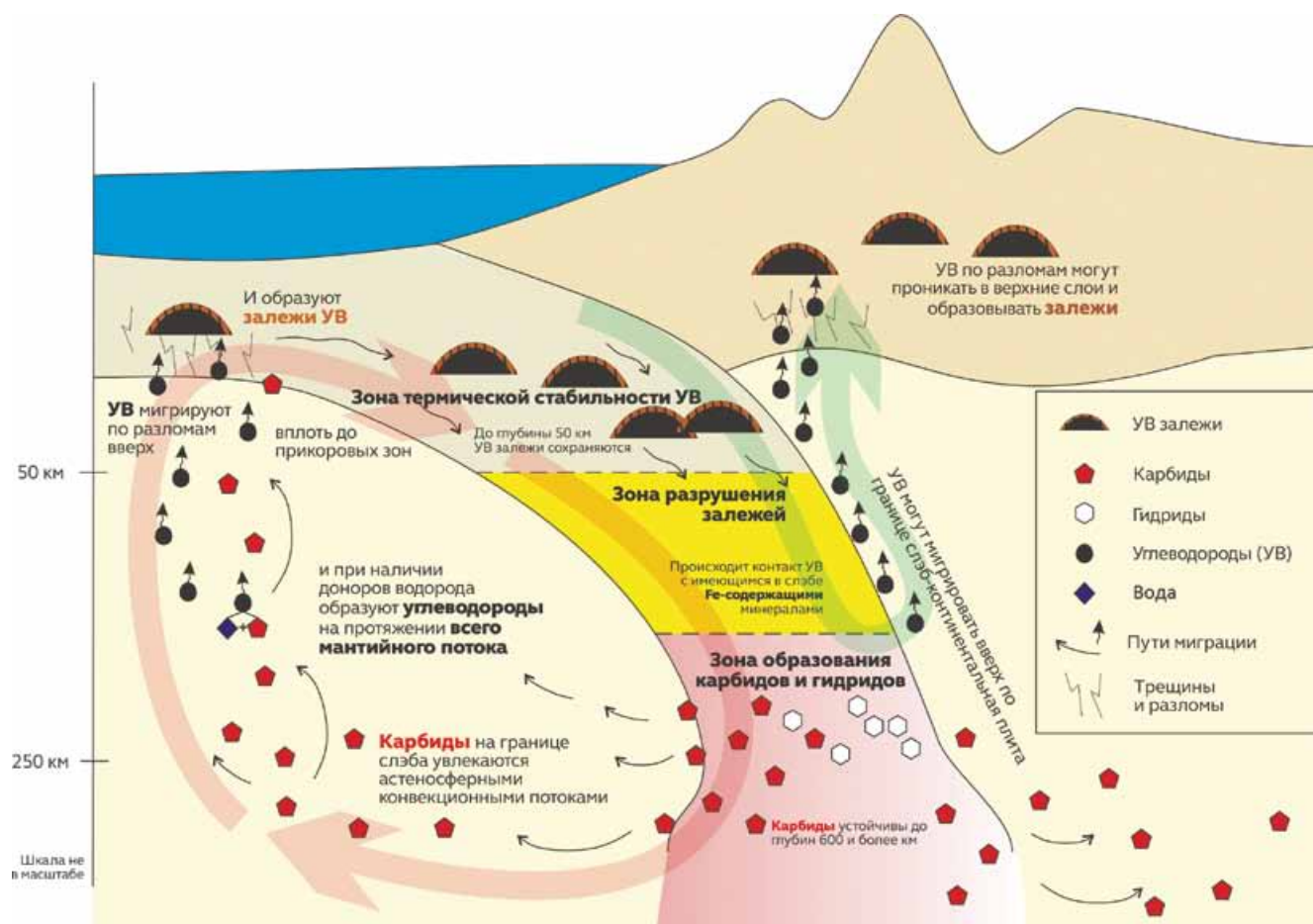


Рис. 9. Глубинный цикл углеводородов (Кучеров и др., 2020).

Fig. 9. The deep hydrocarbon cycle (Kuchеров et al., 2020).

Миграция и аккумуляция углеводородов рассматриваются как результат единой структурно-вещественной эволюции земной коры и верхней мантии (Муслимов и др., 2005). Глубинный цикл углеводородов является частью этой эволюции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Варфоломеев С., Карпов Г., Синал Г.А., Ломакин С., Николаев Е. (2011) Самая молодая нефть Земли. Докл. АН, **438**(3), 345-347.
- Виноградова Т., Пуланова С. (2017) Нафтиды Восточной Камчатки и Калифорнийского бассейна Гуйамас. Фундаментальный базис инновационных технологий нефтяной и газовой промышленности, **3**(18), 40-41.
- Гаврилов С. В., Харитонов А. Л. (2014) О возможной локализации мантийных каналов абиогенных углеводородов, выносимых в кору из мантии Земли у зон субдукции. Глубинная нефть, **2**(8), 1266-1275.
- Геннадиев А., Пиковский Ю.И., Флоровская В.Н., Алексеева Т.А., Козин И.С., Оглоблина А.И., Раменская М.Е., Теплицкая Т.А., Шурубор Е.И. (1996) Геохимия поли-

циклических ароматических углеводородов в горных породах и почвах. М.: Изд-во МГУ, 192 с.

- Горшков А., Селивестров В., Байков А., Аникин Л., Сивцов А., Дунин-Барковский Р. (1995) Кристаллохимия и генезис карбонадо из меланократовых базальтоидов вулкана Авача на Камчатке. Геология рудн. месторождений, **37**(1), 54-66.
- Добрецов Н., Лазарева Е., Жмодик С., Брянская А., Морозова В., Тикуннова Н., Пельтек С., Карпов Г.А., Таран О.П., Огородникова О.Л. (2015) Геологические, гидрогеохимические и микробиологические особенности Нефтяной площадки кальдеры Узон (Камчатка). Геология и геофизика, **56**(1-2), 56-88.
- Ефимов А.А. (1984) Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 232 с.
- Жариков В.А. (1976) Основы физико-химической петрологии. М.: МГУ, 420 с.
- Заварицкий А.Н. (1925) Выделение газа из скважин в дунитовом массиве на Урале. Вестн. Геол. Ком. (4), 75 с.
- Золотов К.К., Штейнберг Д.С., Чашухин И.С., Шмайна М.Я., Медведева Т.Н., Глебова З.М. (1985) Альпинотипные гипербазиты Урала. Свердловск: ИГТ УНЦ АН СССР, 66 с.
- Зубков В.С. (2009) Гипотезы происхождения тяжелых

- углеводородов и битумов в разновозрастных офиолитах. *Литосфера*, (1), 70-80.
- Иванов К.С. (1998) Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГ УрО РАН, 252 с.
- Иванов К.С. (2001) Оценка палеоскоростей субдукции и коллизии при формировании Урала. *Докл. АН*, **377**(2), 231-235.
- Иванов К.С. (2013) К вопросу об алмазоносности ультрабазитов Урала. *Урал. геол. журн.*, **5**(95), 32-36.
- Иванов К.С., Волченко Ю., Коротеев В. (2007) Природа платиноносного пояса Урала и его хромит-платинометаллических месторождений. *Докл. АН*, **417**(3), 369-373.
- Карпов И.К., Зубков В.С., Степанов А.Н., Бычинский В.А., Артименко М.В. (1998) Термобарический критерий метастабильного состояния углеводородов в земной коре и верхней мантии. *Геология и геофизика*, **39**(11), 1518-1528.
- Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. (1959) Твердые битумы, нефть и горючие газы в интрузиях гипербазитов, в траппах и вулканических трубках. *Проблемы миграции нефти и формирования нефтяных и газовых скоплений*. 151-164.
- Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л., Бушенкова Н.А., Яковлев А.В. (2011) Форма слэбов в зонах субдукции под Курило-Камчатской и Алеутской дугами по данным региональной томографии. *Геология и геофизика*, **52**(6), 830-851.
- Кутыев Ф.Ш., Кутыева Г.В. (1975) Алмазы в базальтоидах Камчатки. *Докл. АН СССР*, **221**(1), 183-186.
- Кучеров В.Г. (2005) Экспериментальные исследования теплофизических свойств и фазового поведения сложных углеводородных систем при высоком давлении. Дисс. ... докт. физ.-мат. наук. М.: МИТХТ, 211 с.
- Кучеров В.Г., Дмитриевский А.Н., Иванов К.С., Серовайский А.Ю. (2020) Глубинный цикл углеводородов – от субдукции к мантийному апвеллингу. *Докл. АН*, **492**(1), 61-65.
- Кучеров В.Г., Колесников А.Ю., Дюжева Т.И., Куликова Л.Ф., Николаев Н.Н., Сазанова О.А., Бражкин В.В. (2010) Синтез сложных углеводородных систем при термобарических параметрах, соответствующих условиям верхней мантии. *Докл. АН*, **433**(3), 361-364.
- Лукин А.Е., Пиковский Ю.И. (2004) Новые данные об изотопном составе гидротермальной нефти (кальдера Узон на Камчатке). *Докл. АН*, **398**(1), 90-93.
- Мархинин Е. К. (1985) Вулканизм. М.: Мысль, 288 с.
- Муслимов Р.Х., Постников А.В., Плотникова И.Н. (2005) К вопросу о роли эндогенного фактора в формировании и распределении нефтегазоносности осадочных бассейнов (на примере Татарстана). *Георесурсы*, **1**(16), 37-39.
- Подклетнов Н.Е. (1985) Вулканическое органическое вещество. М.: Наука, 128 с.
- Родкин М.В. (2005) Теории происхождения нефти: тезис–антитезис–синтез. *Химия и жизнь–XXI век*, (6), 24-27.
- Рыльков С.А., Рыбалка А.В., Иванов К.С. (2013) Глубинное строение и металлогения Урала: сопоставление глубинной структуры Южного, Среднего и Полярного Урала. *Литосфера*, (1), 3-16.
- Силаев В.И., Карпов Г.А., Ракин В.И., Аникин Л.П., Васильев Е.А., Филиппов В.Н., Петровский В.А. (2015) Алмазы в продуктах трещинного Толбачинского извержения 2012–2013, Камчатка. *Вестн. Перм. университета. Геология*, **1**(26), 6-27.
- Симонов В.А., Чашухин И.С., Ковязин С.В. (1988) Закономерности распределения газов в хромитах и ультрабазитах Кемпирсайского месторождения. *Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов*. Свердловск: ИГГ УрО АН, 89-100.
- Сокол А.Г., Томиленко А.А., Бульбак Т.А., Соболев Н.В. (2017) Синтез углеводородов при конверсии CO₂ флюида водородом: экспериментальное моделирование при 7.8 ГПа и 1350°C. *Докл. АН*, **477**(6), 699-703.
- Сорохтин Н.О., Лобковский Л.И., Семилетов И.П. (2018) Глубинный цикл углерода и формирование абиогенных углеводородов. *Изв. Томск. политехн. университета*, **329**(8).
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А., Федынский В.В. (1974) Динамика литосферных плит и происхождение месторождений нефти. *Докл. АН СССР*, **214**(6), 1407-1410.
- Харитонов Т.В. (2006) Анализ библиографии по алмазоносности Урала. *Минеральное сырье Урала*, **4**(8), 29-35.
- Чашухин И.С., Вотяков С.Л., Панкрушина Е.А. (2020) Первая находка метана в оливине из незатронутых серпентинизацией ультрамафитов. *Труды Фермановской научной сессии ГИ КНЦ РАН*, **17**, 543-546.
- Штейнберг Д.С., Лагутина М.В. (1984) Углерод в ультрабазитах и базитах. М.: Наука, 110 с.
- Юркова Р.М. (2003) Источники углеводородных флюидов связанных с серпентинизацией ультрабазитов. *Генезис нефти и газа*, М.: ГЕОС, 398-400.
- Юркова Р.М., Воронин Б.И. (2010) Роль геодинамической пары островная дуга–желоб в формировании и размещении углеводородных флюидов и месторождений. *Актуальные проблемы нефти и газа*, **1**(1).
- Ague J.J. (2014) Deep carbon: Subduction goes organic, *Nature, Geosci.*, **7**(12), 860-861.
- Brault M., Simoneit B.R.T. (1990) Mild hydrothermal alteration of immature organic matter in sediments from the Bransfield Strait, Antarctica. *Appl. Geochem.*, **5**(1-2), 149-158.
- Clifton C., Walters C., Simoneit B. (1990) Hydrothermal petroleum from Yellowstone National Park, Wyoming, USA. *Appl. Geochem.*, **5**(1-2), 169-191.
- Dubrovinsky L.S., Saxena S.K. (1999) Emissivity measurements on some metals and oxides using multiwavelength spectral radiometry. *High Temper.-High Press.*, **31**(4), 393-399.
- Frost D.J., McCammon C.A. (2008) The redox state of Earth's mantle, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **36**(1), 389-420.
- Glodny J., Bingen B., Austrheim H., Molina J.F., Rusin A. (2002) Precise eclogitization ages deduced from Rb/Sr mineral systematics: the Maksyutov complex, Southern Urals, Russia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **66**(7), 1221-1235.
- Kelemen P.B., Manning C.E. (2015) Reevaluating carbon fluxes in subduction zones, what goes down, mostly comes up. *Proceedings of the National Academy of Sciences, PNAS* **112**(30), 3997-4006.
- Kenney J.F., Kutcherov V.A., Bendeliani N.A., Alekseev V.A. (2002) The evolution of multicomponent systems at high pressures: VI. The thermodynamic stability of the hydrogen-carbon system: The genesis of hydrocarbons and the origin of petroleum. *PNAS*, **99**, 10976-10981.
- Kolesnikov A., Kutcherov V.G., Goncharov A.F. (2009) Methane-derived hydrocarbons produced under upper-mantle conditions. *Nat. Geosci.*, **2**(8), 566-570.

- Kolesnikov A.Y., Saul J.M., Kutcherov V.G. (2017) Chemistry of Hydrocarbons Under Extreme Thermobaric Conditions. *Chem. Select.*, **2**(4), 1336-1352.
- Kupenko I., Dubrovinsky L., Dubrovinskaya N., McCammon C., Glazyrin K., Bykova E., Ballaran T.B., Sinmyo R., Chumakov A.I., Potapkin V., Kantor A., Ruffer R., Hanfland M., Crichton W., Merlini M. (2012) Portable double-sided laser-heating system for Mossbauer spectroscopy and X-ray diffraction experiments at synchrotron facilities with diamond anvil cells. *Rev. Sci. Instrum.*, **83**(12).
- Mann P., Gahagan L., Gordon M.B. (2003) Tectonic setting of the world's giant oil and gas fields, 15-105.
- Manning C.E. (2014) Geochemistry: A piece of the deep carbon puzzle. *Nat. Geosci.*, **7**(5), 333-334.
- Mao H.K., Xu J., Bell P.M. (1986) Calibration of the ruby pressure gauge to 800 kbar under quasi-hydrostatic conditions. *J. Geophys. Res. B*, **91**, 4673-4676.
- Mukhina E., Kolesnikov A., Kutcherov V. (2017) The lower pT limit of deep hydrocarbon synthesis by CaCO_3 aqueous reduction. *Sci. Rep.*, **7**(1), 5749.
- Plank T., Langmuir C.H. (1998) The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.*, **145**(3-4), 325-394.
- Pollack H.N., Chapman D.S. (1977) On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness. *Tectonophysics*, **38**, 279-296.
- Prescher C., McCammon C., Dubrovinsky L. (2012) MossA: a program for analyzing energy-domain Mossbauer spectra from conventional and synchrotron sources. *J. Appl. Crystallogr.*, **45**, 329-331.
- Serovaiskii A., Dubrovinsky L., Kutcherov V. (2020a) Stability of a Petroleum-Like Hydrocarbon Mixture at Thermobaric Conditions That Correspond to Depths of 50 km. *Minerals*, **10**(4), 355.
- Serovaiskii A.Y., Kolesnikov A.Y., Kutcherov V.G. (2019a) Formation of Iron Hydride and Iron Carbide from Hydrocarbon Systems at Ultra-High Thermobaric Conditions. *Geochem. Int.*, **57**(9), 1008-1014.
- Serovaiskii A., Kolesnikov A., Mukhina E., Kutcherov V. (2017) The photochemical reaction of hydrocarbons under extreme thermobaric conditions. *J. Phys. Conf. Ser.*, **950**(4), 1-6.
- Serovaiskii A., Kutcherov V. (2020b) Formation of complex hydrocarbon systems from methane at the upper mantle thermobaric conditions. *Sci. Rep.*, **10**(1), 4559.
- Serovaiskii A., Mukhina E., Dubrovinsky L., Chernoutsan A., Kudryavtsev D., McCammon C., Aprilis G., Kupenko I., Chumakov A., Hanfland M., Kutcherov V. (2019b) Fate of Hydrocarbons in Iron-Bearing Mineral Environments during Subduction. *Minerals*, **9**(11), 1-10.
- Sonin V.M., Bul'bak T.A., Zhimulev E.I., Tomilenko A.A., Chepurov A.I., Pokhilenko N.P. (2014) Synthesis of heavy hydrocarbons under P-T conditions of the Earth's upper mantle. *Dokl. Earth Sci.*, **454**(1), 32-36.
- Spanu L., Donadio D., Hohl D., Schwegler E., Galli G. (2011) Stability of hydrocarbons at deep Earth pressures and temperatures. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, **108**(17), 6843-6846.
- Sverjensky D.A., Stagno V., Huang F. (2014) Important role for organic carbon in subduction-zone fluids in the deep carbon cycle. *Nat. Geosci.*, **7**(12), 909-913.
- Sugisaki R., Mimura K. (1994) Mantle hydrocarbons: Abiotic or biotic? *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**(11), 2527-2542.
- Trots D.M., Kurnosov A., Ballaran T.B., Tkachev S., Zhuravlev K., Prakupenka V., Berkowski M., Frost D.J. (2013) The Sm:YAG primary fluorescence pressure scale. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **118**(11), 5805-5813.
- Weston R.J., Woolhouse A.D. (1987) Organic geochemistry of the sedimentary basins of New Zealand part IV. A biomarker study of the petroleum seepage and some well core bitumens from the geothermal region of Ngawha Springs. *Appl. Geochem.*, **2**(3), 305-319.
- Yamanaka T., Ishibashi J., Hashimoto J. (2000) Organic geochemistry of hydrothermal petroleum generated in the submarine Wakamiko caldera, southern Kyushu, Japan. *Organic Geochem.*, **31**(11), 1117-1132.
- Yang J.S., Bai W.J., Fang Q.S., Meng F.C., Chen S.Y., Zhang Z.M., Rong H. (2007) Discovery of diamond and an unusual mineral group from the podiform chromite ore, Polar Ural (In Chinese). *Chin. Geol.*, **34**(5), 950-953.

REFERENCES

- Ague J.J. (2014) Deep carbon: Subduction goes organic. *Nat. Geosci.*, **7**(12), 860-861.
- Brault M., Simoneit B.R.T. (1990) Mild hydrothermal alteration of immature organic matter in sediments from the Bransfield Strait, Antarctica. *Appl. Geochem.*, **5**(1-2), 149-158.
- Clifton C., Walters C., Simoneit B. (1990) Hydrothermal petroleum from Yellowstone National Park, Wyoming, USA. *Appl. Geochem.*, **5**(1-2), 169-191.
- Chashchukhin I.S., Votyakov S.L., Pankrushina E.A. (2020) The first find of methane in olivine from ultramafic rocks unaffected by serpentinization. *Trudy Fersmanovskoi nauchnoi sessii GIKNTs RAN*, **17**, 543-546. (In Russian)
- Dobretsov N.L., Lazareva E.V., Zhmodik S.M., Bryanskaya A.V., Morozova V.V., Tikunova N.V., Peltek S.E., Karpov G.A., Taran O.P., Ogorodnikova O.L. (2015) Geological, hydrogeochemical and microbiological features of the Oil site of the Uzon caldera (Kamchatka). *Geol. Geofiz.*, **56** (1-2), 56-88. (In Russian)
- Dubrovinsky L.S., Saxena S.K. (1999) Emissivity measurements on some metals and oxides using multiwavelength spectral radiometry. *High Temper.-High Press.*, **31**(4), 393-399.
- Frost D.J., McCammon C.A. (2008) The redox state of Earth's mantle, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **36**(1), 389-420.
- Efimov A.A. (1984) Gabbro-hyperbasite complexes of the Urals and the problem of ophiolites. Moscow, Nauka Publ., 232 p. (In Russian)
- Gavrilov S.V., Kharitonov A.L. (2014) On the possible localization of mantle channels of abiogenic hydrocarbons carried into the crust from the Earth's mantle near subduction zones. *Glubinnaya Neft'*, **2**(8), 1266-1275. (In Russian)
- Gennadiev A., Pikovsky Yu., Florovskaya V.N., Alekseeva T.A., Kozin I.S., Ogloblina A.I., Ramenskaya M.E., Teplitskaya T.A., Shurubor E.I. (1996) Geochemistry of polycyclic aromatic hydrocarbons in rocks and soils. Moscow: Moscow State University Publ., 192 p. (In Russian)
- Glodny J., Bingen B., Austrheim H., Molina J.F., Rusin A. (2002) Precise eclogitization ages deduced from Rb/Sr mineral systematics: the Maksyutov complex, Southern Urals, Russia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **66**(7), 1221-1235.
- Gorshkov A., Selivestrov V., Baikov A., Anikin L., Sivtsov A., Dunin-Barkovsky R. (1995) Crystal chemistry and genesis of carbonado from melanocratic basalts of Avacha volcano in Kamchatka. *Geol. Rudn.*

- Mestorozhd.*, **37**(1), 54-66. (In Russian)
- Ivanov K. (1998) The main features of the geological history (1.6-0.2 Ba) and the structure of the Urals. Doc. geol. and min. sci. diss. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 252 p. (In Russian)
- Ivanov K. (2001) Estimation of subduction and collision paleo-velocities during the formation of the Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **377**(2), 231-235. (In Russian)
- Ivanov K. (2013) On the question of diamond content of ultrabasites in the Urals. *Ural'skii Geologicheskii Zhurnal*, **5**(95), 32-36. (In Russian)
- Ivanov K., Volchenko Yu., Koroteev V. (2007) The nature of the platinum-bearing belt of the Urals and its chromite-platinum-metal deposits. *Dokl. Akad. Nauk*, **417**(3), 369-373. (In Russian)
- Karpov I.K., Zubkov V.S., Stepanov A.N., Bychinsky V.A., Artimenko M.V. (1998) Thermobaric criterion of the metastable state of hydrocarbons in the earth's crust and upper mantle. *Geol. Geofiz.*, **39**(11), 1518-1528. (In Russian)
- Kelemen P.B., Manning C.E. (2015) Reevaluating carbon fluxes in subduction zones, what goes down, mostly comes up. *Proceedings of the National Academy of Sciences, PNAS*, **112**(30), 3997-4006.
- Kenney J.F., Kutcherov V.A., Bendeliani N.A., Alekseev V.A. (2002) The evolution of multicomponent systems at high pressures: VI. The thermodynamic stability of the hydrogen-carbon system: The genesis of hydrocarbons and the origin of petroleum. *PNAS*, **99**, 10976-10981.
- Kharitonov T.V. (2006) Analysis of the bibliography on the diamond content of the Urals. *Mineral'noe syr'e Urala*, **4**(8), 29-35. (In Russian)
- Kolesnikov A., Kutcherov V.G., Goncharov A.F. (2009) Methane-derived hydrocarbons produced under upper-mantle conditions. *Nat. Geosci.*, **2**(8), 566-570.
- Kolesnikov A.Y., Saul J.M., Kutcherov V.G. (2017) Chemistry of Hydrocarbons Under Extreme Thermobaric Conditions. *Chem. Select.*, **2**(4), 1336-1352.
- Kropotkin P.N., Shakhvarstova K.A. (1959) Solid bitumens, oil and combustible gases in hyperbasite intrusions, in traps and volcanic pipes. *Problemy migratsii nefii i formirovaniya neftyanykh i gazovykh skoplenii*, 151-164. (In Russian)
- Kulakov I.Yu., Dobretsov N.L., Bushenkova N.A., Yakovlev A.V. (2011) The shape of slabs in subduction zones under the Kuril-Kamchatka and Aleutian arcs according to regional tomography. *Geol. Geofiz.*, **52**(6), 830-851. (In Russian)
- Kupenko I., Dubrovinsky L., Dubrovinskaya N., McCammon C., Glazyrin K., Bykova E., Ballaran T.B., Simmyo R., Chumakov A.I., Potapkin V., Kantor A., Ruffer R., Hanfland M., Crichton W., Merlini M. (2012) Portable double-sided laser-heating system for Mossbauer spectroscopy and X-ray diffraction experiments at synchrotron facilities with diamond anvil cells. *Rev. Sci. Instrum.*, **83**(12).
- Kutcherov V.G. (2005) Experimental studies of thermophysical properties and phase behavior of complex hydrocarbon systems at high pressure. Doc. phys. and math. sci. diss.). Moscow, MITKhT, 211 p. (In Russian)
- Kutcherov V.G., Dmitrievsky A.N., Ivanov K.S., Serovaitskii A.Y. (2020) The Deep Hydrocarbon Cycle: From Subduction to Mantle Upwelling. *Dokl. Earth Sci.*, **492**, 338-341. (Translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **492**(1), 61-65).
- Kutcherov V.G., Kolesnikov A.Yu., Dyuzheva T.I., Kulikova L.F., Nikolaev N.N., Sazanova O.A., Brazhkin V.V. (2010) Synthesis of complex hydrocarbon systems at temperatures and pressures corresponding to the Earth's upper mantle conditions. *Dokl. Phys. Chem.*, **433**(3), 132-135. (Translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **433**(3), 361-364).
- Kutyev F. Sh., Kutyeva G.V. (1975) Diamonds in the basalts of Kamchatka. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **221**(1), 183-186. (In Russian)
- Lukin A.E., Pikovskii Yu.I. (2004) New data on the isotopic composition of hydrothermal oil (Uzon caldera in Kamchatka). *Dokl. Akad. Nauk*, **398**(1), 90-93. (In Russian)
- Mann P., Gahagan L., Gordon M.B. (2003) Tectonic setting of the world's giant oil and gas fields, 15-105.
- Manning C.E. (2014) Geochemistry: A piece of the deep carbon puzzle. *Nat. Geosci.*, **7**(5), 333-334.
- Mao H.K., Xu J., Bell P.M. (1986) Calibration of the ruby pressure gauge to 800 kbar under quasi-hydrostatic conditions. *J. Geophys. Res. B*, **91**, 4673-4676.
- Markhinin E.K. (1985) Volcanism. Moscow, Mysl' Publ., 288 p. (In Russian)
- Mukhina E., Kolesnikov A., Kutcherov V. (2017) The lower pT limit of deep hydrocarbon synthesis by CaCO₃ aqueous reduction. *Sci. Rep.*, **7**(1), 5749.
- Muslimov R.H., Postnikov A.V., Plotnikova I.N. (2005) On the role of an endogenous factor in the formation and distribution of oil and gas content of sedimentary basins (on the example of Tatarstan). *Georesursy*, **1**(16), 37-39. (In Russian)
- Plank T., Langmuir C.H. (1998) The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.*, **145**(3-4), 325-394.
- Podkletnov N.E. (1985) Volcanic organic matter. Moscow, Nauka Publ., 128 p. (In Russian)
- Pollack H.N., Chapman D.S. (1977) On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness. *Tectonophysics*, **38**, 279-296.
- Prescher C., McCammon C., Dubrovinsky L. (2012) MossA: a program for analyzing energy-domain Mossbauer spectra from conventional and synchrotron sources. *J. Appl. Crystallogr.*, **45**, 329-331.
- Rodkin M.V. (2005) Theories of the origin of oil: thesis-antithesis-synthesis. *Khimiya i Zhizn'-XXI vek*, **6**, 24-27. (In Russian)
- Ryl'kov S.A., Rybalka A., Ivanov K.S. (2013) Deep structure and metallogeny of the Urals: comparison of the deep structure of the Southern, Middle and Polar Urals. *Litosfera*, **1**(1), 3-16. (In Russian)
- Serovaitskii A., Dubrovinsky L., Kutcherov V. (2020a) Stability of a Petroleum-Like Hydrocarbon Mixture at Thermobaric Conditions That Correspond to Depths of 50 km. *Minerals*, **10**(4), 355.
- Serovaitskii A., Kolesnikov A., Mukhina E., Kutcherov V. (2017) The photochemical reaction of hydrocarbons under extreme thermobaric conditions. *J. Phys. Conf. Ser.*, **950**(4), 1-6.
- Serovaitskii A.Y., Kolesnikov A.Y., Kutcherov V.G. (2019a) Formation of Iron Hydride and Iron Carbide from Hydrocarbon Systems at Ultra-High Thermobaric Conditions. *Geochem. Int.*, **57**(9), 1008-1014.
- Serovaitskii A., Kutcherov V. (2020b) Formation of complex hydrocarbon systems from methane at the upper mantle thermobaric conditions. *Sci. Rep.*, **10**(1), 4559.
- Serovaitskii A., Mukhina E., Dubrovinsky L., Chernoutsan A.,

- Kudryavtsev D., McCammon C., Aprilis G., Kupenko I., Chumakov A., Hanfland M., Kutcherov V. (2019) Fate of Hydrocarbons in Iron-Bearing Mineral Environments during Subduction. *Minerals*, **9**(11), 1008-1014.
- Silaev V.I., Karpov G.A., Rakin V.I., Anikin L.P., Vasiliev E.A., Filippov V.N., Petrovsky V.A. (2015) Diamonds in the products of the fissure Tolbachik eruption 2012-2013, Kamchatka. *Vestnik Permskogo Universiteta. Geol.*, **1**(26). (In Russian)
- Sokol A.G., Tomilenko A.A., Bulbak T.A., Sobolev N.V. (2017) Synthesis of hydrocarbons in the conversion of CO₂ fluid by hydrogen: experimental modeling at 7.8 GPa and 1350°C. *Dokl. Akad. Nauk*, **477**(6), 699-703. (In Russian)
- Sorokhtin N.O., Lobkovsky L.I., Semiletov I.P. (2018) Deep carbon cycle and the formation of abiogenic hydrocarbons. *Izvestiya Tomskogo Politehnicheskogo Universiteta*, **329**(8). (In Russian)
- Spanu L., Donadio D., Hohl D., Schwegler E., Galli G. (2011) Stability of hydrocarbons at deep Earth pressures and temperatures. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, **108**(17), 6843-6846.
- Shteinberg D.S., Lagutina M.V. (1984) Carbon in ultrabasites and mafic rocks. Moscow, Nauka Publ., 110 p. (In Russian)
- Sverjensky D.A., Stagno V., Huang F. (2014) Important role for organic carbon in subduction-zone fluids in the deep carbon cycle. *Nat. Geosci.*, **7**(12), 909-913.
- Sugisaki R., Mimura K. (1994) Mantle hydrocarbons: Abiotic or biotic? *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**(11), 2527-2542.
- Trots D.M., Kurnosov A., Ballaran T.B., Tkachev S., Zhuravlev K., Prakashenka V., Berkowski M., Frost D.J. (2013) The Sm:YAG primary fluorescence pressure scale. *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, **118**(11), 5805-5813.
- Varfolomeev S., Karpov G., Sinal G.-A., Lomakin S., Nikolaev E. (2011) The Youngest Oil on the Earth. *Dokl. Akad. Nauk*, **438**(3), 345-347. (In Russian)
- Vinogradova T., Punanova S. (2017) Naphthys of Eastern Kamchatka and the California Guyamas Basin. *Fundamental'nyi bazis innovatsionnykh tekhnologii neftyanoi i gazovoi promyshlennosti*, **3**(18), 40-41. (In Russian)
- Weston R.J., Woolhouse A.D. (1987) Organic geochemistry of the sedimentary basins of New Zealand part IV. A biomarker study of the petroleum seepage and some well core bitumens from the geothermal region of Ngawha Springs. *Appl. Geochem.*, **2**(3), 305-319.
- Yamanaka T., Ishibashi J., Hashimoto J. (2000) Organic geochemistry of hydrothermal petroleum generated in the submarine Wakamiko caldera, southern Kyushu, Japan. *Org. Geochem.*, **31**(11), 1117-1132.
- Yang J.S., Bai W.J., Fang Q.S., Meng F.C., Chen S.Y., Zhang Z.M., Rong H. (2007) Discovery of diamond and an unusual mineral group from the podiform chromite ore, Polar Ural (in Chinese). *Chin. Geol.*, **34**(5), 950-953.
- Yurkova R.M. (2003) Sources of hydrocarbon fluids associated with serpentinization of ultrabasites. *Genesis Nefti i Gaza*, 398-400. Moscow, GEOS Publ., 398-400 (In Russian)
- Yurkova R.M., Voronin B.I. (2010) The role of the island arc-trough geodynamic pair in the formation and placement of hydrocarbon fluids and deposits. *Aktual'nye Problemy Nefti i Gaza*, **1**(1). (In Russian)
- Zavaritsky A. (1925) Gas extraction from wells in the dunitic massif in the Urals. *Westn. Geol. Kom.*, (4), 75 p. (In Russian)
- Zharikov V.A. (1976) Fundamentals of physical and chemical petrology. Moscow, Moscow State University Publ., 420 p. (In Russian)
- Zoloev K.K., Shteinberg D.S., Chashchukhin I.S., Shmainer M.Ya., Medvedeva T.N., Glebova Z.M. (1985) *Vydelenie gaza iz skvazhin v dunitovom massive na Urale* (Alpine-type hyperbasites of the Urals). Sverdlovsk, Institute of Geol. and Geochem. UC AN SSSR, 66 p. (In Russian)
- Zubkov V.S. (2009) Hypotheses of the origin of heavy hydrocarbons and bitumen in ophiolites of different ages. *Litosfera*, (1), 70-80. (In Russian)

УДК 550.93 (470.5)

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-306-322

Цирконы фенитов ильмено-вишневогорского комплекса (Южный Урал)

А. А. Краснобаев¹, П. М. Вализер², Н. Н. Фаррахова¹¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: atlantida21@mail.ru²Ильменский государственный заповедник, УрО РАН, 456317, г. Миасс, Ильменский заповедник, e-mail: valizer@ilmeny.ac.ru

Поступила в редакцию 19.02.2021 г., принята к печати 22.03.2021 г.

Объект исследований. U-Pb датирование цирконов, а также петролого-геохимическое изучение вмещающих их образцов пироксен-амфиболового, пироксен-амфибол-биотитового и биотитового фенитов Центральной щелочной полосы ильмено-вишневогорского комплекса. **Методы.** Возрастные определения цирконов получены с помощью ионного микрозонда (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ). Содержание РЗЭ и РЭ в цирконах установлено методом вторично-ионной масс-спектропии (CAMECA IMS-4F, Институт микроэлектроники и информатики РАН). **Результаты.** Минералогические и геохимические (U, Th, РЗЭ) особенности цирконов отражают их, а следовательно, и вмещающих их фенитов полигенно-полихронную природу. Большинство кристаллов цирконов обладают метастабильной матрицей. Они характеризуются усредненными содержаниями РЗЭ между магматическим и гидротермальным типами. От магматических цирконов их отличают высокие содержания ЛРЗЭ и низкие величины Се-аномалий, от гидротермальных – дифференцированные спектры распределения РЗЭ. В эволюции цирконов установлено три возрастных рубежа: 2066–1686 (PR₁), 425–404 (S₂) и 284–266 (P₁) млн лет. Цирконы PR₁ отражают первичные особенности и степень изменения субстрата фенитов. Процесс миаскитообразования, датированный цирконами S₂, проявлен ограниченно, только в биотитовом фените. Надежно отражено влияние P₁ метасоматической фенитизации, инициированной поздними сдвиговыми деформациями. Температура процессов фенитизации (по содержанию Ti в цирконе) оценена в 630–670°C для фенитов S₂ и ≤ 600°C для фенитов P₁. **Выводы.** Фениты Центральной щелочной полосы образованы в результате метасоматической фенитизации PR₁ субстрата на этапе поздних (P₁) постколлизийных деформаций, широко проявленных в ильмено-вишневогорском комплексе.

Ключевые слова: ильмено-вишневогорский комплекс, Центральная щелочная полоса, фенит, циркон, возраст, редкие земли

Источник финансирования

Исследование проведено в рамках государственного задания ИГЗ ЮУ ФНЦ МуГ УрО РАН “Геологическое строение и эволюция структурных единиц южного сегмента зоны ГУР” и темы № АААА-А19-119072990020-6 государственного задания ИГТ УрО РАН

Zircons of fenites of Ilmeno-Vishnevogorsky Complex (Southern Urals)

Artur A. Krasnobaev¹, Petr M. Valizer², Nadezhda N. Farrakhova¹¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Uralian Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mail: atlantida21@mail.ru²Ilmen State Reserve, SU FRC MG Uralian Branch of RAS, Ilmeny State Reserve, Miass, 456317, Russia, e-mail: valizer@ilmeny.ac.ru

Received 19.02.2021, accepted 22.03.2021

Research subject. U-Pb zircon dating, as well as a petrological and geochemical study of pyroxene-amphibole-, pyroxene-amphibole-biotite- and biotite-bearing fenites from the Central Alkaline Band Ilmeno-Vishnevogorsky Complex. **Methods.** The age of zircons was determined by an ion mass spectrometer (SHRIMP II, Centre of Isotopic Research VSEGEI). The content of REE and trace elements was estimated by secondary ion mass spectrometer methods (CAMECA IMS-4F, Valiev Institute of Physics and Technology RAS). **Results.** The mineralogical and geochemical (U, Th, REE) features of zircons, as well as fenites, reflect their polygenic-polychronous nature. Most zircon crystals have a metastable matrix and are characterized by averaged REE contents between igneous and hydrothermal types. These crystals are distinguished from magmatic zircons by high LREE contents and low values of Ce anomalies, and from hydrothermal zircons – by differentiated REE distribution spectra. Three ages of zircon were established: 2066–1686 (PR₁), 425–404 (S₂) and 284–266 (P₁) Ma. PR₁ zircons reflect the primary features and the degree of changes in the fenite substrate. S₂ zircons, limited only to the biotite-bearing fenite, correspond to the age of the miaskite formation process. The P₁ zircons clearly reflect the metasomatic

Для цитирования: Краснобаев А.А., Вализер П.М., Фаррахова Н.Н. (2021) Цирконы фенитов ильмено-вишневогорского комплекса (Южный Урал). *Литосфера*, 21(3), 306–322. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-306-322

For citation: Krasnobaev A.A., Valizer P.M., Farrakhova N.N. (2021) Zircons of fenites of Ilmeno-Vishnevogorsky Complex (Southern Urals). *Litosfera*, 21(3), 306–322. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-306-322

process of fenitization initiated by late shear deformations. The temperature of the phenitization processes (based on the Ti content in zircons) was estimated at 630–670°C for S2 and $\leq 600^\circ\text{C}$ for P₁ fenites, respectively. *Conclusions.* Central Alkaline Band fenites were formed by the metasomatic process of PR1 substrate fenitization in the late stage (P₁) of shear strains, which are widely expressed in the Ilmeno-Vishnevogorsky Complex.

Keywords: Ilmeno-Vishnevogorsky Complex, Central Alkaline Band, fenite, zircon, age, rare earths

Funding information

The studies were conducting in accordance with the state assignment of ISR SU FRC MG UB RAS “The geological formation and evolution of structure units of the southern segment of MUF” and the project AAAA-A19-119072990020-6 of the A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the RAS

ВВЕДЕНИЕ

Фениты представляют собой гнейсовидные породы розовато-серого или серого цвета мелкозернистой гранобластовой структуры с отчетливой слоистостью. Относятся к экзоконтактовой фации миаскитов с гнейсами или амфиболитами, иногда имеют с ними постепенные переходы. Полной перекристаллизации миаскитов, гнейсов и амфиболитов при их взаимодействии, как правило, не происходит. Остаточные фрагменты гнейсов и амфиболитов, так же как единичные зерна нефелина или следы от их выщелачивания, в фенитах обычны.

Основные минералы фенитов – плагиоклаз, калиевый полевой шпат, пироксен, амфибол, биотит, акцессории (титанит, апатит, циркон, рудные). Их реликты позволяют получать информацию о первичных характеристиках. По темноцветным минералам выделяются пироксеновые, амфиболовые, пироксен-амфиболовые, биотитовые разновидности фенитов. Из них первые развиваются по амфиболовому субстрату, остальные – по кварцсодержащему (гнейсам, гранитоидам). Образование фенитового ореола вокруг Вишневогорского миаскитового массива происходило при 450–750°C и давлении 2–5 кбар (Абрамов и др., 2020), а при фенитизации амфиболитов (по Grt-Amph геотермометру) температура достигает 700–800°C. Процессы альбитизации фенитов осуществляются при 430–440°C (Левин и др., 1997). Подробная информация о фенитах и процессах фенитизации изложена в монографиях и статьях (Левин, 1974; Левин и др., 1997; Расс и др., 2006; Краснобаев и др., 2011; Абрамов и др., 2020; и др.).

Согласно изложенному, фениты представляют собой сложную гетерогенную субстанцию. С помощью цирконологии, ее возрастных, петрогенетических и минералогических индикаторных признаков мы предприняли попытку решить некоторые вопросы о природе фенитов ильмено-вишневогорского

го полиметаморфического комплекса Урала. В этом заключается основная цель наших исследований.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследуемые породы отобраны в пределах Центральной щелочной полосы ильмено-вишневогорского комплекса в следующих точках: пироксен-амфиболовый фенит (K370) – старый щебеночный карьер в районе д. Селянкино; пироксен-амфибол-биотитовый фенит (K156) – район западной окраины горы Долгая; биотитовый фенит (K205), зона 147 – дорожная выемка между горами Каравай и Долгая. Цирконы выделены из объемных проб (30–50 кг). Силикатный анализ пород выполнен на спектрометрах СРМ-18 (Россия) и EDX-900 HS (Shimadzu, Япония), редкие и редкоземельные элементы определены методом масс-спектропии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на приборе ELAN 9000 (Perkin Elmer, Канада) в Институте геологии и геохимии УрО РАН. Микрозондовый анализ состава минералов выполнен на растровом микроскопе РЭММА-202М с микроанализатором. Ускоряющее напряжение 20 КВт, ток на образце $\text{Hx}10^{-10}\text{A}$. Стандарты: ASTIMEX Scientific Limited, MINM 25–35 Mineral Mount serial No. 01–044. Изотопные анализы выполнены на ионном микрозонде SHRIMP II в ЦИИ ВСЕГЕИ по стандартной методике (Williams, 1998). Анализы РЗЭ и РЭ в цирконах проведены с помощью метода вторично-ионной масс-спектрометрии на приборе Cameca IMS-4F в Институте микроэлектроники и информатики РАН. Измерение включало в себя пять повторяющихся циклов накопления сигнала. Время накопления определялось автоматически в зависимости от его интенсивности. О точности и пределах определения элементов можно судить по анализам эталона 91500 (г/т): La – 0.02 ± 0.01 , Ce – 3.4 ± 0.1 , Sm – 0.48 ± 0.05 , Nd – 0.18 ± 0.01 , Gd – 2.3 ± 0.2 , Dy – 11 ± 1 , Eu – 32 ± 2 , Yb – 78 ± 4 . Измерения РЗЭ в кристаллах проводились в тех же точках (кратерах), что и при U-Pb датировании.

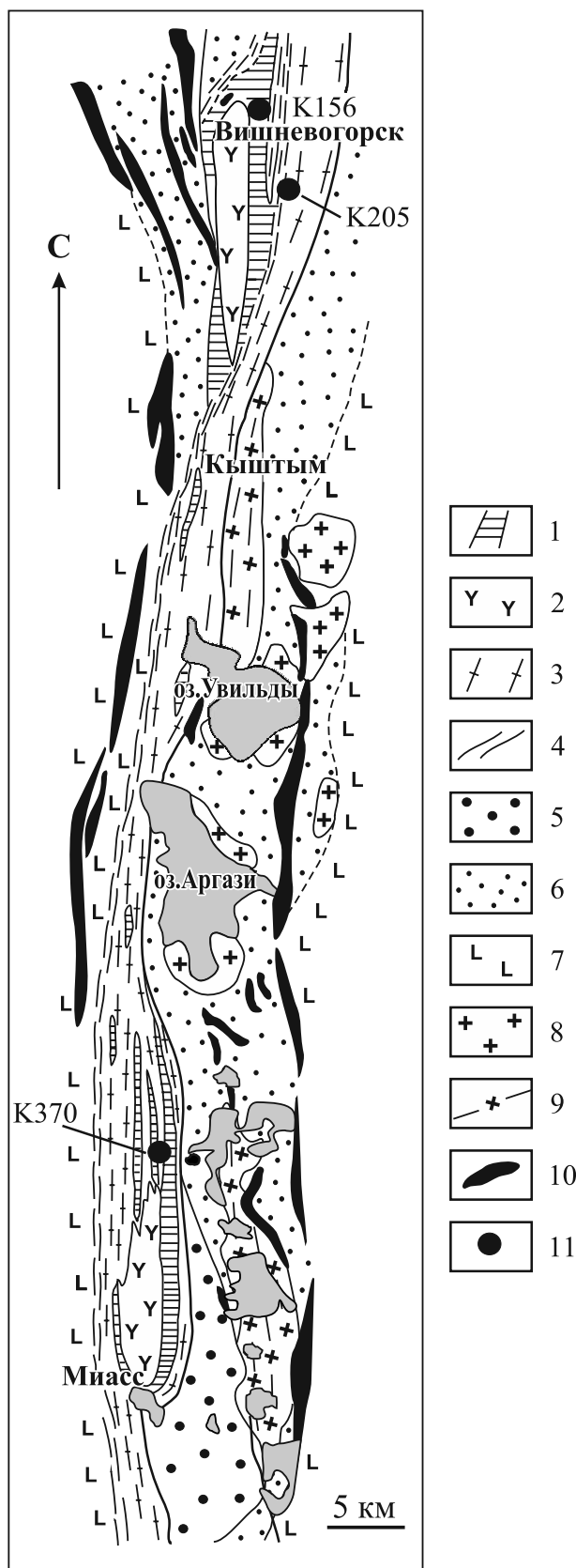


Рис. 1. Схематическая геологическая карта ильмено-вишневогорского комплекса (Левин и др., 1997; Русин и др., 2006).

1 – селяннинская серия амфиболит-гнейсово-плаггиомигматитовая (AR-PR₁); 2 – массивы миаскитов (O₃); 3 – милониты гранитоидного и сиенитового состава (P₂-T₁(?)); 4 – милониты Кыштымского сдвига-надвига; 5 – еланчиковская толща, тектониты гранитоидного состава; 6 – сайтовская серия, метатерригенная (S); 7 – зеленосланцевые осадочно-вулканогенные комплексы Западно-Магнитогорской и Арамилско-Сухтелинской зон; 8 – Увильдинский монзонит-гранитный комплекс (Pz₃); 9 – гнейсовидные граниты Кисегачского массива; 10 – метагипербазиты; 11 – точки отоборования.

Fig. 1. Schematic geological maps of the Ilmeny-Vishnevogorsky complex (Levin et al., 1997; Rusin et al., 2006).

1 – Selyankino Group, Archean to Early Proterozoic amphibolite-gneiss-plagiomigmatite rocks; 2 – Middle Ordovician miaskite massifs; 3 – Middle Permian – Lower Triassic (?) granitic and syenitic blastomylonites; 4 – mylonites of the Kyshtym strike-slip fault thrust; 5 – Elanchik strata: plagioclases and injection of migmatites; 6 – Saitovo sequence, metaterrigenous rocks; 7 – green-schist volcanosedimentary complexes of the West Magnitogorsk and Aramil-Sukhteli zones; 8 – Upper Precambrian Uvil'dy monzo-granitic complex; 9 – gneissic granites of the Kisegach complex; 10 – metaultramafic rocks; 11 – the place of samples.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ФЕНИТОВ

Ильмено-вишневогорский комплекс (Южный Урал) представляет собой коллизионную структуру (“зону смятия”) шириной 20–25 км и протяженностью более 150 км (рис. 1). В строении комплекса, ограниченного с запада и востока тектоническими сдвигами, совмещены как магматические (сиениты, миаскиты, мафит-ультрамафиты, гранитоиды), так и метаморфические (гнейсы, амфиболиты, кварцито-сланцы, кварциты, фениты и разнообразные метасоматиты) породы широкого возрастного диапазона от архея до палеозоя (Баженов и др., 1992; Дегтярев и др., 1997; Ленных, Вализер, 2006; Русин и др., 2006).

Длительными, превышающими 170 лет, исследованиями ильмено-вишневогорского щелочно-карбонатитового комплекса Урала установлено его трехчленное строение. Нижний подинтрузивный субкомплекс сложен кварц-полевошпатовыми мигматитами, щелочными и карбонатитовыми метасоматитами, зональной фенитовой серией и дайками миаскитов. Средний интрузивный субкомплекс представлен Вишневогорским и Ильменским массивами нефелиновых сиенитов, а верхний надинтрузивный – фенитами экзоконтактов массивов миаскитов, карбонатитами с ниобиевой минерализацией и миаскитовыми пегматитами (Левин, 1974; Левин и др., 1997).

Фениты и ассоциирующие с ними щелочные породы образуют в структуре комплекса три щелочные полосы – центральную, западную и вос-

точную, расположенные в метаморфических образованиях селянkinской серии и экзоконтактовых ореолах Ильменского и Вишневогорского щелочных массивов. Они разделены на домиаскиитовые амфиболовые и пироксеновые фениты и синмиаскиитовые пироксеновые фениты. Отмечено, что пироксеновые фениты Центральной щелочной полосы характеризуются более низким содержанием глинозема по сравнению с пироксеновыми фенитами ореолов. Фениты являются базификатами внутренних зон щелочных пород в Центральной щелочной полосе. Геологическое строение, петрографическое описание, минералогия и петрохимия образований Центральной щелочной полосы и участка отбора проб фенитов изложены в статье Б.Н. Иванова с соавторами (1978) и монографиях В.Я. Левина с соавторами (Левин, 1974; Левин и др., 1997).

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФЕНИТОВ

Пироксен-амфиболовый (*Cpx-Amph*) фенит (K370) мелкозернистый гнейсовидный гранобластовой структуры. Клинопироксен соответствует эгирин-авгиту ($Al_{\text{общ}} = 0.09$ к.ф., $\#Mg = 0.33$). Амфибол представлен рихтеритом ($\#Mg = 0.50-0.53$) с повышенным содержанием Ti ($0.12-0.18$ к.ф.) и K ($0.22-0.26$ к.ф.), содержит включения кварца. Кристаллы амфибола имеют зональное строение. От центра к краю зерен растет магнезиальность, снижается содержание Na и суммы щелочей (< 0.5 к.ф.) в позиции А. Амфибол краевых зон кристаллов соответствует винчиту. Антипертитовый микроклин имеет отношение $K/Na = 11$, обрастает альбитом (табл. 1). Ильменит содержит до 1.5 мас. % марганца.

Пироксен-амфибол-биотитовый (*Cpx-Amph-Bi*) фенит (K156) – мелкозернистый, гнейсовидный, гранобластовой-нематогранобластовой структуры. Составлен из роговой обманки, диопсида или диопсид-авгита, биотита, калиевого полевого шпата, альбита, кальцита, кварца, титанита, апатита и магнетита (см. табл. 1). Амфибол слагает в породе отдельные прерывистые полосы совместно с калиевым полевым шпатом и альбитом. По содержанию Si^{4+} ($6.74-6.96$ к.ф.) и Ca ($1.51-1.62$ к.ф.) соответствует железистой роговой обманке, однако по высокому содержанию (Na + K) в позиции А ($0.5-0.8$ к.ф.) и К ($0.25-0.30$ к.ф.) отвечает калий-катофориту. Пироксен образует полосы в ассоциации с калиевым полевым шпатом и кварцем. По составу соответствует геденбергит-авгиту ($\#Mg = 0.35-0.41$), содержит до 0.15 к.ф. натрия. Магнезиальность флогопита варьируется несколько шире ($\#Mg = 0.50-0.61$). Флогопит ($\#Mg = 0.50-0.52$, $X_{\text{Ann}} = 0.48$, $X_{\text{Phl}} = 0.49$) развит по амфиболу, а флогопит ($\#Mg = 0.60-0.61$, $X_{\text{Ann}} \leq 0.37$, $X_{\text{Phl}} \geq 0.59$) находится в ассоциации с кальцитом ($SrO = 1.60$ мас. %) и ка-

лиевым полевым шпатом ($BaO = 1.0$ мас. %). Калиевый полевой шпат относится к микроклину при вариации K/Na от 6 до 13. Альбит содержит менее 0.08 анортитового компонента.

Биотитовый (*Bi*) фенит (K205) среднезернистый очково-полосчатой текстуры. Очки и линзы сложены относительно крупными зернами плагиоклаза ($X_{\text{An}} = 11-18$) и калиевого полевого шпата ($K/Na = 4-13$). Магнезиальный флогопит ($\#Mg = 0.53-0.59$, $X_{\text{Ann}} = 0.37-0.46$, $X_{\text{Phl}} = 0.52-0.55$) развит по границе зерен полевых шпатов в ассоциации с кварцем, титанитом, содержащим более 1 мас. % Ce_2O_3 , апатитом, магнетитом и цирконом (см. табл. 1).

По валовому химическому составу изученные фениты сопоставимы с домиаскиитовыми амфиболитовыми и пироксеновыми фенитами (Левин и др., 1997) (табл. 2). Особенности состава фенитов определяются в основном вариациями содержаний SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и K_2O . Они характеризуются более высокими значениями отношений $(Na + K)/Al = 1.0-1.2$ и $(Na + K)/K = 2.6-4.1$ и низкими $Al/(Al + Ca + Na) = 0.49-0.54$ по сравнению с данными параметрами для плагиогнейсов и мигматитов ($0.62-0.87$, $1.7-2.6$ и $0.63-0.74$ соответственно) и для миаскиитов ($0.70-0.90$, $2.3-2.8$ и $0.61-0.65$ соответственно). По вариации содержаний Al_2O_3 и SiO_2 ($Al_2O_3/SiO_2 = 0.22-0.26$) занимают промежуточное положение.

Спектры распределения REE в фенитах имеют существенно отрицательный наклон, что согласуется с повышенными значениями отношений $(La/Yb)_N = 16-20$, $(La/Gd)_N = 8-13$ и $LREE/HREE = 15-17$. На спектрах наблюдается отрицательная европиевая аномалия: $Eu/Eu^* = 0.56-0.82$ (рис. 2). Распределение REE в фенитах сопоставимо с характером распределения REE в плагиогнейсах и мигматитах селянkinской серии и миаскиитах: $(La/Yb)_N = 14-38$ и $2-90$, $(La/Gd)_N = 7.0-7.5$ и $4-108$, $LREE/HREE = 11-16$ и $5-63$ соответственно. Содержание REE в фенитах колеблется в широких пределах ($REE = 250-650$ г/т) и значительно выше содержания REE ($160-290$ г/т) в плагиогнейсах и мигматитах, что сопоставимо с их концентрациями ($REE = 125-682$ г/т) в миаскиитах.

Оценка температуры образования-преобразования фенитов проведена по содержанию Ti в цирконе (Watson et al., 2006). Цирконы фенитов характеризуются широкими вариациями концентраций Ti – от 1 до 21 г/т. Температура образования древних метаморфогенных цирконов (≥ 1700 млн лет) составляет $\approx 800^\circ\text{C}$ ($Ti = 20$ г/т), что соответствует гранулитовой фазии метаморфизма плагиогнейсов селянkinской серии. Температура преобразования цирконов, отвечающая возрастному интервалу 440–410 млн лет, соответствует $630-670^\circ\text{C}$ ($Ti = 2.5-4$ г/т), а для поздних (≤ 285 млн лет) цирконов $\leq 600^\circ\text{C}$ ($Ti = 1-2$ г/т).

Таблица 1. Химический состав (мас. %) и кристаллохимические формулы (к.ф.) минералов фенитов Ильмено-Вишневогорского комплекса
Table 1. Chemical composition (wt %) and crystallochemical formulas (f.u.) of the minerals from fenites of the Ilmeny-Vishnevogorsky Complex

Компо- нент	K370					K156							K205				
	<i>Rct-Plnc</i>	<i>Aeg-Aug</i>	<i>Kfs</i>	<i>Ab</i>	<i>Di-Aug</i>	<i>Hbl-Ktp</i>		<i>Phl</i>		<i>Kfs</i>	<i>Ab</i>	<i>Phl</i>		<i>Pl</i>	<i>Kfs</i>		
SiO ₂	51.75	51.54	51.70	64.94	51.52	51.27	44.05	45.14	43.71	39.48	40.95	64.36	64.05	67.54	35.46	37.92	65.44
TiO ₂	1.04	1.39	0.84	–	–	–	0.57	0.25	0.49	1.02	1.26	–	–	–	2.48	1.64	–
Al ₂ O ₃	1.72	1.54	1.83	17.86	0.51	1.08	6.48	5.35	6.26	9.38	9.76	18.00	18.02	19.74	14.26	14.45	21.25
FeO	18.69	19.03	21.18	–	17.44	19.53	22.78	21.55	22.50	22.13	17.21	–	–	–	20.61	17.20	–
MnO	0.55	0.54	0.63	–	0.86	0.46	0.93	1.28	0.84	0.35	0.30	–	–	–	0.48	0.30	–
MgO	11.61	11.00	5.28	–	7.24	5.90	8.14	9.15	9.01	12.64	15.35	–	–	–	13.12	13.99	–
CaO	5.48	5.50	11.39	–	20.18	19.32	9.61	9.81	9.49	0.18	–	–	–	0.16	–	–	2.30
Na ₂ O	4.58	5.24	6.13	0.94	1.52	2.03	3.05	2.49	2.38	0.44	–	1.19	0.60	11.48	0.29	0.27	10.03
K ₂ O	1.18	1.17	0.24	15.26	–	–	1.51	1.26	1.45	9.67	9.79	14.40	15.42	0.15	8.76	9.63	0.18
Cl	–	–	–	0.24*	–	–	0.18	–	0.11	0.27	0.15	0.92*	0.92*	–	–	–	–
Σ	96.60	96.95	99.22	99.24	99.27	99.59	97.30	96.28	96.24	95.56	94.77	98.87	98.99	99.07	95.46	95.40	99.20
Коэффициенты кристаллохимической формулы																	
Si	7.651	7.689	2.00	3.027	2.005	1.998	6.813	6.957	6.735	3.108	3.154	3.029	3.013	2.978	2.719	2.896	2.905
Ti	0.116	0.156	0.02	–	–	–	0.067	0.030	0.057	0.061	0.073	–	–	–	0.143	0.094	–
Al	0.300	0.271	0.09	0.981	0.023	0.050	1.181	0.972	1.136	0.871	0.886	0.998	1.01	1.026	1.289	1.301	1.112
Fe	2.307	2.371	0.62	–	0.567	0.635	2.941	2.773	2.894	1.455	1.106	–	–	–	1.319	1.097	–
Mn	0.069	0.069	0.02	–	0.029	0.014	0.123	0.168	0.110	0.024	0.020	–	–	–	0.031	0.020	–
Mg	2.557	2.444	0.31	–	0.420	0.343	1.875	2.100	2.068	1.482	1.761	–	–	–	1.499	1.592	–
Ca	0.868	0.879	0.47	–	0.841	0.806	1.592	1.620	1.566	0.015	–	–	–	0.008	–	–	0.110
Na	1.312	1.516	0.46	0.085	0.115	0.154	0.914	0.744	0.711	0.067	–	0.109	0.055	0.981	0.043	0.040	0.863
K	0.224	0.224	0.01	0.907	0.00	0.00	0.299	0.248	0.285	0.971	0.962	0.864	0.926	0.008	0.857	0.939	0.010
#Mg	0.52	0.50	0.33	–	0.41	0.35	0.38	0.42	0.41	0.50	0.61	–	–	–	0.53	0.59	–

Примечание. Индексы минералов – по (Whitney, Evans, 2010). Кристаллохимические формулы минералов рассчитаны катионным методом на: *Сpx* – 4 катиона, *Amph* – 13 катионов, *Phl* – 7 катионов, *Pl*, *Ab* и *Kfs* – 5 катионов; # *Mg* = *Mg*/(*Mg*+*Fe*). Прочерк – не обнаружено. *Содержание Ba.

Note. Abbreviations of minerals by (Whitney, Evans, 2010). Crystallochemical formulas of minerals are made by cationic method: *Сpx* by 4, *Amph* by 13, *Phl* by 7, *Pl*, *Ab* и *Kfs* by 5 cations. # *Mg* = *Mg*/(*Mg*+*Fe*). Dash – not determined. *Content of Ba.

Таблица 2. Содержание главных (мас. %) и редких (г/т) элементов в фенитах ильмено-вишневогорского комплекса

Table 2. The contents of major (wt %) and trace (ppm) elements from the fenites of the Ilmeny-Vishnevogorsky Complex

Компонент	K370	K156	K205
SiO ₂	67.02	63.20	59.97
TiO ₂	1.28	0.98	0.92
Al ₂ O ₃	12.29	13.42	13.10
FeO	5.48	6.08	8.91
MnO	0.14	0.15	0.37
MgO	1.06	1.86	0.98
CaO	2.61	3.84	3.20
Na ₂ O	5.98	4.96	6.40
K ₂ O	2.90	4.78	4.74
P ₂ O ₅	0.13	0.12	0.31
П.п.п.	0.56	0.88	0.87
Σ	99.45	100.27	99.77
La	50.64	132.46	73.74
Ce	139.51	268.29	118.25
Pr	9.38	39.42	16.87
Nd	32.70	138.83	57.19
Sm	5.36	19.58	7.70
Eu	1.21	3.19	1.83
Gd	3.25	13.92	5.80
Tb	0.55	1.66	0.74
Dy	3.82	9.97	4.57
Ho	0.81	1.94	0.88
Er	2.42	5.23	2.38
Tm	0.38	0.76	0.36
Yb	2.53	4.80	2.52
Lu	0.39	0.70	0.44
Th	14.41	39.02	4.17
U	0.96	4.15	0.35
Pb	5.07	14.33	2.45
Ba	784.18	1438.28	349.43
Sr	216.25	418.74	508.59
Zr	58.48	153.35	283.47
Hf	1.66	4.88	9.40
Ta	1.01	1.94	1.54
Nb	35.91	42.97	150.21
Y	21.58	46.23	17.68
Cr	52.53	6.70	111.39
Ni	16.63	4.47	5.92
Co	7.61	7.93	5.30
V	57.56	61.73	110.13
(La/Yb) _N	15.7	18.8	19.9
(La/Sm) _N	5.9	4.2	6.0
Eu/Eu*	0.82	0.56	0.80
La/Gd	13.1	8.0	10.7
ΣREE	252.95	640.75	293.27
LREE/HREE	16.4	15.3	15

Примечание. $Eu/Eu^* = Eu_N / [(Sm_N + Gd_N)0.5]$, Σ и ΣREE – сумма главных и редкоземельных элементов соответственно, LREE – легкие и HREE – тяжелые редкоземельные элементы.

Note. $Eu/Eu^* = EN_N / [(Sm_N + Gd_N)0.5]$, Σ and ΣREE the sum of the major and trace-earth elements respectively, LREE – light and HREE – heavy rare-earth elements.

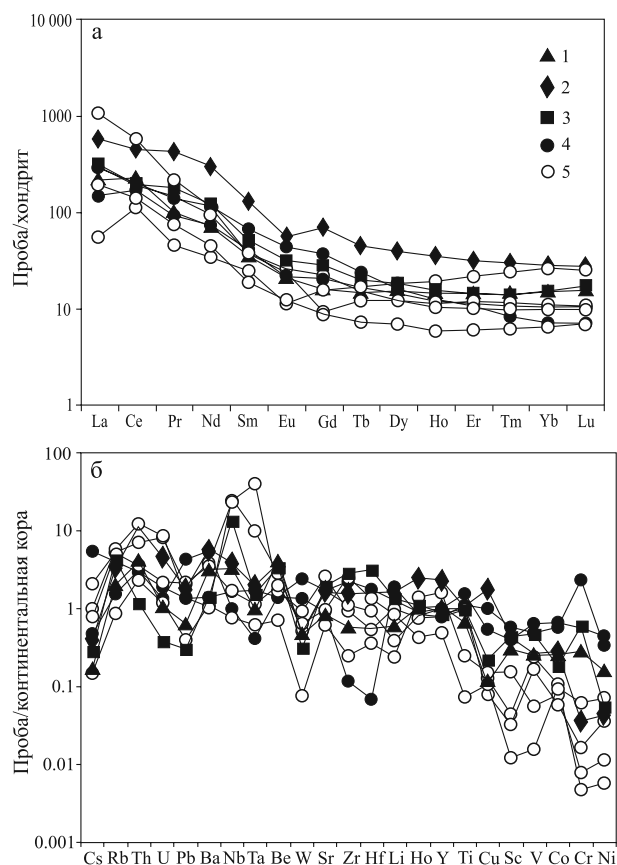


Рис. 2. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированных по хондриту (McDonough, Sun, 1995) (а), и спайдер-диаграммы содержания микроэлементов, нормированных по континентальной коре (McDonough, Sun, 1995) (б), для фенитов.

1–3 – фениты (1 – *Cpx-Amph*, 2 – *Cpx-Amph-Bi*, 3 – *Bi*), 4 – плагиогнейсы селянkinской серии (Краснобаев и др., 2020), 5 – миаскиты (Краснобаев и др., 2016).

Fig. 2. Spectra of REE (McDonough, Sun, 1995) (a) and trace- elements (McDonough, Sun, 1995) (б) distribution in fenites normalized to chondrite and continental crust respectively.

1–3 – fenites (1 – *Cpx-Amph*, 2 – *Cpx-Amph-Bi*, 3 – *Bi*), 4 – Selyankino Group plagiogneisses (Krasnobaev et al., 2020), 5 – miaskites (Krasnobaev et al., 2016).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЦИРКОНОВ И ИХ ОБСУЖДЕНИЯ

Морфология и внутреннее строение кристаллов цирконов

Цирконы фенитов многообразны (рис. 3). Цирконы *Cpx-Amph* – фенита (K370, рис. 3а) образуют гетерогенные сообщества. Неординарные кристаллы А, Б и В облегчают решение некоторых спорных генетических вопросов. Первые (А и Б) свидетельствуют

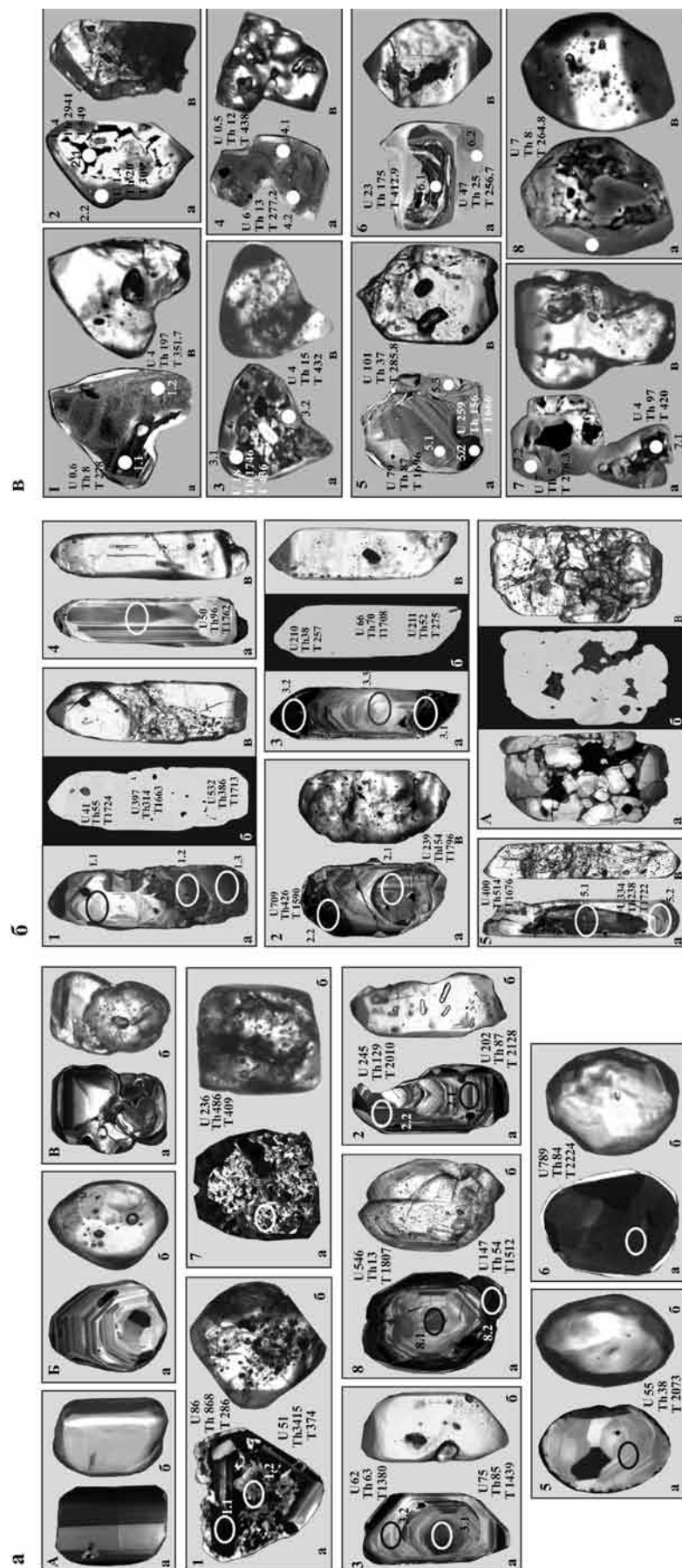


Рис. 3. Минералогические особенности цирконов из фенитов ильмено-вишневогорского комплекса.

а – (*Spx-Amph*-фенита K370); б – (*Spx-Amph-Bi*-фенита K156); в – (*Bi*-фенита K 205). Кругами отмечены точки анализа (кратеры), использованные при определении возраста и редких земель. Цифры у кристаллов соответствуют их номерам в табл. 3. Содержание U, Th (г/т) и возраст (Т) (млн лет по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, см. табл. 3). а – CL (катодолуминесценция), б – BSE (обратное-рассеянные электроны); в – оптика (проходящий свет) $\times 100-150$.

Fig. 3. The mineralogical and geochemical characteristics of zircons from the Ilmeny-Vishnevogorsky Complex.

а – (*Spx-Amph*-fenites K370); б – (*Spx-Amph-Bi*-fenites K156); в – (*Bi*-fenites K 205). The circle marked the analysis points (craters) used in determining the age and rare earths. The numbers of the crystals are serial number on Tabl. 3. Content U, Th (ppm) and age (T) (Ma according to $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, see Table 3). а – CL (cathodoluminescence); б – BSE (backscattered electron); в – plane-polarized light, magnification, $\times 100-150$.

Таблица 3. U-Pb возраст цирконов фенитов ильмено-вишневогорского комплекса
Table 3. U-Pb dating of zircons from fenites of the Ilmeno-Vishnevogorsky Complex

Анализ кратер	²⁰⁶ Pb _с %	Содержание, г/г			²³² Th ²³⁸ U	Возраст, млн лет ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	D, %	Изотопные отношения					Rh ₀
		U	Th	²⁰⁶ Pb*									
								²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*, ±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U, ±%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U, ±%			
K370 (a)													
1.1	4.26	86	868	3.49	10.46	286 ± 8		0.059	29	0.0456	2.9	0.098	
1.2	6.66	51	3415	2.8	69.54	374 ± 19		0.067	52	0.0597	5.2	0.099	
7	1.02	236	486	13.4	2.13	409 ± 7		0.055	12	0.0655	1.8	0.142	
3.2	0.43	62	63	12.8	1.05	1384 ± 26	23	0.104	3.3	0.2394	2.1	0.534	
3.1	0.37	75	85	16.2	1.18	1469 ± 25	21	0.106	2.5	0.2502	1.9	0.620	
8.2	1.34	147	54	33.9	0.38	1512 ± 21	23	0.113	2.4	0.2643	1.5	0.546	
8.1	0.28	546	13	152	0.03	1807 ± 25	10	0.122	2	0.3235	1.6	0.632	
4	0.06	106	73	32.7	0.72	1982 ± 29	1	0.123	1.2	0.36	1.7	0.817	
2.2	0.14	245	129	77.1	0.54	2010 ± 24	2	0.126	0.86	0.3659	1.4	0.852	
5.1	0.28	55	38	18.1	0.71	2073 ± 37	5	0.139	5.3	0.3792	2.1	0.366	
2.1	0.08	202	87	67.9	0.44	2128 ± 26	1	0.135	2.9	0.3912	1.4	0.447	
6	0.03	789	24	279	0.03	2224 ± 24	-9	0.124	0.53	0.4119	1.3	0.924	
9	0.04	729	35	275	0.05	2343 ± 25	-14	0.124	1.1	0.4384	1.3	0.762	
K156 (б)													
3.1	1.45	211	52	8.02	0.25	275.4 ± 4.5	-2	0.052	6	0.044	1.7	0.265	
3.2	0.94	210	38	7.38	0.19	256.6 ± 4.7	27	0.053	9.6	0.041	1.9	0.190	
1.1	0.27	41	55	10.8	1.40	1724 ± 25	0	0.105	2.9	0.307	1.7	0.503	
1.2	0.12	397	314	100	0.82	1663 ± 20	4	0.106	0.92	0.294	1.3	0.822	
1.3	0.06	532	386	139	0.75	1713 ± 19	1	0.106	0.64	0.304	1.3	0.897	
2.2	0.22	709	426	171	0.62	1590 ± 23	8	0.105	1	0.280	1.7	0.855	
3.3	1.02	66	70	17.3	1.10	1708 ± 28	0	0.105	3.7	0.303	1.9	0.452	
4.1	0.42	50	96	13.6	1.97	1750 ± 31	1	0.108	3.4	0.312	2	0.512	
5.1	0.15	400	514	102	1.33	1676 ± 19	3	0.106	0.98	0.297	1.3	0.797	
5.2	—	334	238	79.3	0.73	1573 ± 27	10	0.106	0.97	0.276	1.9	0.893	
2.1	0.25	239	154	73.9	0.66	1796 ± 24	1	0.120	1.9	0.359	1.4	0.609	
K205 (в)													
1.1	0.00	0.6	8	0.022	13	278 ± 16	—	0.107	15	—	—	—	
8.1	2.08	7	8	0.255	1.15	264.8 ± 6.3	—	0.080	7	—	—	—	
6.2	0.54	47	25	1.63	0.54	256.7 ± 5.1	—	0.052	2.1	—	—	—	
4.2	0.00	6	13	0.242	2.1	277.2 ± 6	—	0.072	7.8	—	—	—	
7.2	0.00	7	7	0.273	1	278.3 ± 6.5	—	0.056	4.9	—	—	—	
5.3	0.12	101	37	3.96	0.38	285.8 ± 5.5	—	0.053	1.3	—	—	—	
3.2	1.02	4	15	0.215	4.3	432 ± 12	—	0.314	5.8	—	—	—	
2.2	3.49	1.4	20	0.063	14	309 ± 13	—	0.079	8.9	—	—	—	
1.2	0.00	4	197	0.196	50	351.7 ± 8.9	—	0.083	8.5	—	—	—	
2.1	1.18	4	2941	0.333	705	549 ± 51	—	0.375	14	—	—	—	
6.1	0.33	23	175	1.32	8	412.9 ± 8.3	—	0.058	2.2	—	—	—	
7.1	0.00	4	97	0.206	28	420 ± 11	—	0.065	5.6	—	—	—	
3.1	0.24	18	1746	1.1	99	436 ± 8.7	—	0.082	5.9	—	—	—	
4.1	5.95	0.5	12	0.035	23	438 ± 25	—	0.112	10	—	—	—	
5.1	0.04	89	87	20.4	1.33	1696 ± 32	—	0.108	0.42	—	—	—	
5.2	0.01	259	156	65.7	0.62	1666 ± 28	—	0.107	0.24	—	—	—	

Примечание. Pb_e и Pb* – общий и радиогенный свинец соответственно. Коррекция по ^{204}Pb . R_h – коэффициент корреляции. D – дискордантность. Ошибка калибровки стандарт – 0.63 %. Прочерк – не определено.

Note. Pb_e and Pb* – total and isotopic lead. The correction by ^{204}Pb . R_h – the coefficient of correlation. D – the discordance. The calibration error of the standard is 0.63 %. Dash – not determined.

и об испытанных ими дроблении (оба – обломки) и коррозионной нивелировке, возникшей у поверхностей сколов кристаллов, хотя для кристалла Б приемлем также вывод (ложный!) о его соответствии (б) первичному облику. Гибридный кристалл В образован срастанием метаморфогенного ядра, вероятно унаследованного от вмещающих гнейсов селянkinской серии, и прозрачного выроста (“оболочки”), подобного миаскитовым цирконам. По сути, эти три зерна обладают информацией не только об условиях их эволюции, но и природе содержащих их фенитов.

Остальные кристаллы циркона поясняют сказанное. Можно констатировать, что цирконы объединяют три различных типа. По облику, строению, изменению кристалла (1.1→1.2) и наличию вторичных включений кристаллы 1 и 7 отнесены к I типу, близкому миаскитовому (Скублов и др., 2009; Краснобаев и др., 2011, 2016). Они имеют специфический состав (табл. 3) ($U_{cp} = 125$ г/т, $Th_{cp} = 1590$ г/т). Включают в себя уникальный ториевый(!) циркон (кратер 1.2, $Th = 3415$ г/т) и, соответственно, имеют высокое Th/U отношение ($Th_{cp}/U_{cp} = 27.38$), свойственное мантийным разновидностям (Hoskin, 2005).

II тип представлен кристаллом 6 и подобным ему кристаллом 9. Оба сохранили память и об условиях образования, и о субстрате. По содержанию урана к ним близка ранняя генерация кристалла 8 (8.1). Эта триада выделяется высокими содержаниями урана ($U_{cp} = 688$ г/т) при минимальных содержаниях тория ($Th_{cp} = 24$ г/т). Превалирующая урановая специализация ($Th_{cp}/U_{cp} = 0.04$) отражает их коровую природу.

Основную III группу представляют кристаллы 2, 3, 5, 8.1 и подобный кристалл 4 с отчетливым зональным строением, со следами секториальности, с первичными включениями (кристалл 2б; апатит?), образованные в расплавной среде переменного состава. По содержаниям урана ($U_{cp} = 127$ г/т), тория ($Th_{cp} = 75.6$ г/т) и торий-урановому отношению ($Th_{cp}/U_{cp} = 0.72$) цирконы этого типа существенно отличаются от I и II типов. Их минералогические свойства соответствуют цирконам мигматитового типа, характеризующим амфиболитовую фацию метаморфизма.

Цирконы *Cpx-Amph-Bi* – фенита (K156, рис. 3б) образуют в основном призматические кристаллы, варьирующие по удлинению (1:2–1:7) и прозрачности. Многие из них сохранили следы первичного облика с четкими ребрами, некоторые испытали влияние коррозии, с которой связано появление округлости. Помимо игольчатых первичных включений (кристалл 4) распространены вторичные точечные, приуроченные к зонам дробления, и флюидные, связанные с трещинами (кристалл А). Мелкие включения часто окружают более крупные твердые, от которых они, вероятно, “откололись” (кристалл 3в).

Наиболее информативно у цирконов *Cpx-Amph-Bi*-фенита сосуществование двух субстанций – древней, представляющей реликты ранних генераций, и более молодой, их замещающей. Ранние генерации могут быть и светлые (CL, кристалл 1а), и темные (кристалл 5а), у них возможно наличие и отчетливой зональности (кристалл 4), и состояния “ядра” (кристаллы 2.1, 3.1, а). Уникален кристалл А, он испытал интенсивное дробление, но сохранил при этом свой первичный облик. Подобная ситуация возможна лишь при отсутствии вокруг кристалла свободного пространства и появлении флюидной фазы, которая выполняла возникшие при дроблении полости. На примере кристаллов 3а, 4а можно утверждать, что по внешним признакам невозможно определить их реальное строение.

Цирконы *Bi*-фенита (K205, рис. 3в) представляют собой уникальное сообщество кристаллов, обусловленное сочетанием разнообразных минералогических признаков. Весьма специфические особенности отдельных зерен, вариации их облика и прозрачности в совокупности “трансформируются” в однородное сообщество со свойствами единого целого. Следы идиоморфизма заметны лишь у единичных зерен или их отдельных частей (кристаллы 5б, 6б и 2а, 4а, 7а). Особенности свечения (CL) подчеркивают индивидуальность зерен, для которых иногда трудно представить их первичный облик (кристаллы 1, 4–7). В совокупности эти кристаллы наглядно отражают общую специфику цирконов *Bi*-фенита.

Возраст цирконов (см. табл. 3, рис. 4). Для обогащенных ураном кристаллов циркона 6 и 9 *Cpx-Amph*-фенита (рис. 4а) установлена датировка $T_1 = 2009 \pm 100$ млн лет, а положение их анализов выше конкордии вызвано потерями U, чему способствовала их повышенная метамиктность (низкая кристалличность, слабая CL). Наиболее корректная датировка для кристаллов с повышенной сохранностью (5, 2.1) соответствует $T_2 = 2119 \pm 38$ млн лет. Возраст основной группы цирконов по верхнему пересечению дискордии $T = 2050 \pm 39$ млн лет. По сути, все эти датировки (T , T_1 и T_2) соответствуют единому возрастному уровню с интегральным возрастом $T = 2066 \pm 60$ млн лет, определяющему вклад субстрата в образование фенитов. При этом и миаскитовый ($T_3 = 404 \pm 13$ млн лет), и гнейсовый ($T_1 = 2009 \pm 100$ млн лет) вклады четко фиксируются по первичным признакам представляющих их цирконов (минералогия, CL). Симптоматично, но ранее (Краснобаев и др., 2001, 2019, 2020) для гнейсов селянkinской серии, которые соответствуют наиболее вероятному субстрату фенитов, получены цифры 2220 ± 20 и 2081 ± 15 млн лет. Возраст заключительной эволюции цирконов и, соответственно, фенитов сопоставим с образованием миаскитовых пегматитов с минимальной датировкой $T_4 = 286 \pm 16$ млн лет.

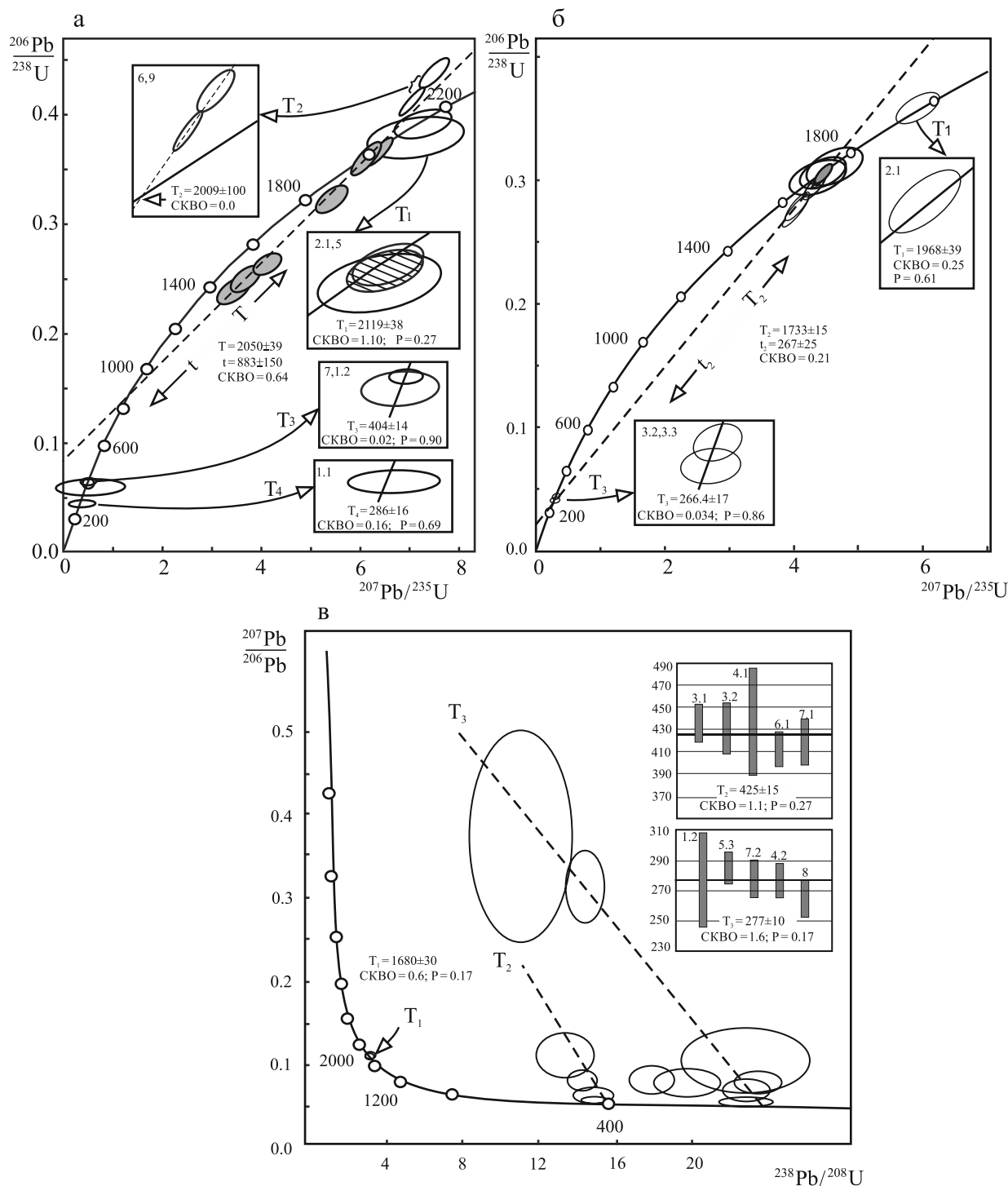


Рис. 4. U-Pb диаграммы с конкордией и возраст цирконов из фенитов ильмено-вишневогорского комплекса.

Fig. 4. U-Pb diagrams with concordia and the age of zircons from the fenites of the Ilmeny-Vishnevogorsky Complex.

Для центральной части “ядра” кристалла 2 циркона *Spx-Amph-Bi*-фенита (K156, рис. 4б) возраст $T_1 = 1968 \pm 39$ млн лет наиболее корректно отвечает возрасту субстрата. Основная группа цирконов по верхнему пересечению дискордии соответствует датировке $T_2 = 1733 \pm 15$ млн лет. Ми-

нимальная датировка, отражающая возраст фенитов и миаскитовых пегматитов, оценивается как $T_3 = 266.4 \pm 17$ млн лет. Удивительно, но об участии палеозойского (S_2) процесса миаскитообразования в формировании *Spx-Amph-Bi*-фенита информация отсутствует.

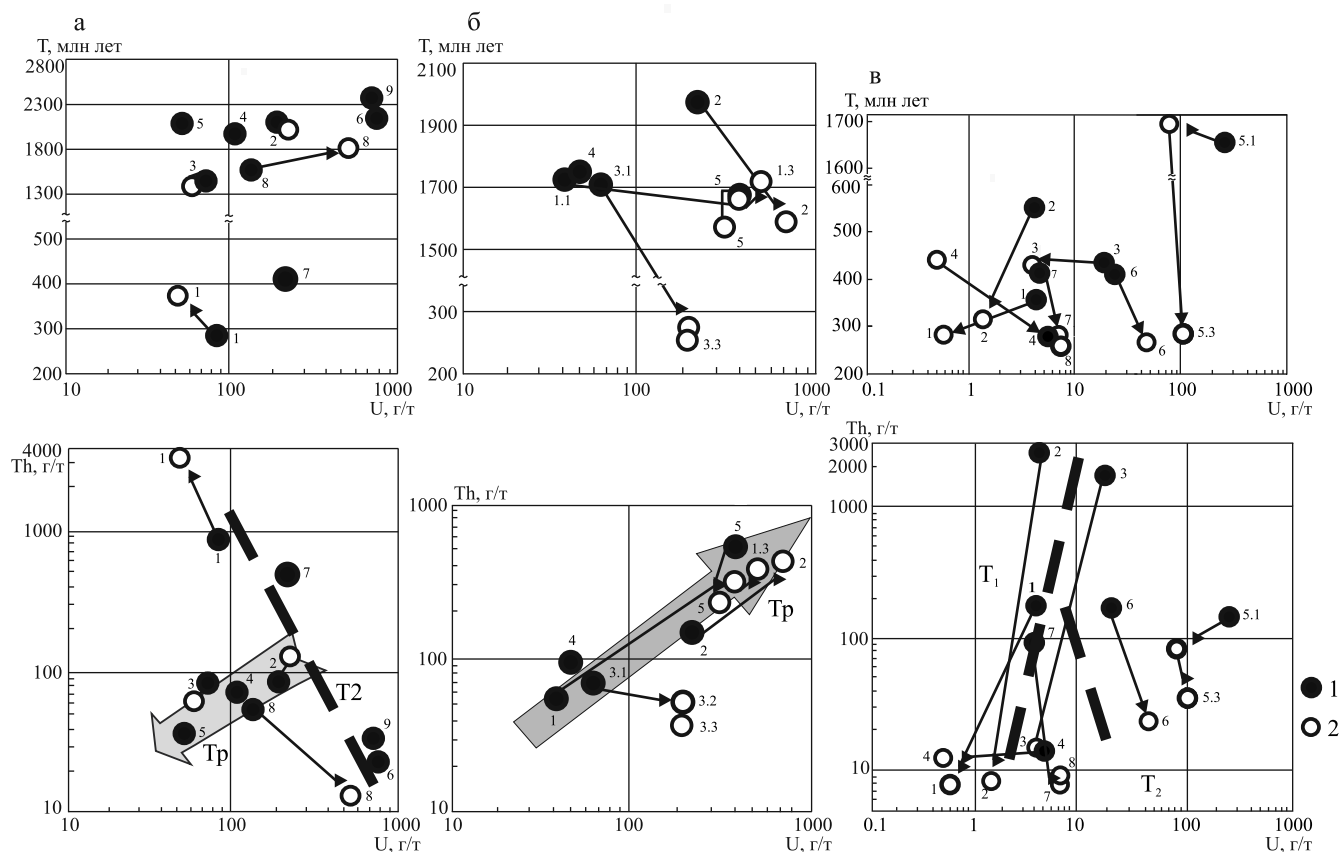


Рис. 5. Соотношение U–Th (г/т) и T (по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) (млн лет)–U (г/т) в цирконах фенитов ильмено-вишневогорского комплекса.

Стрелками соединены анализы ранних (1) – поздних (2) генераций (см. табл. 3). Tr, T₁, T₂ – см. в тексте.

Fig. 5. The relation of U–Th (ppm) and T ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) (Ma) –U (ppm) in the zircons from the fenites of the Ilmeny-Vishnevogorsky Complex.

The arrows joint the analyses of the early (1) and late (2) generations (see Table 3). Tr, T₁, T₂ – see in the text.

Для цирконов *Bi*-фенита (K205, см. рис. 4в) вариации анализов при минимальных содержаниях U (см. табл. 3) затрудняют определение их возраста. Для древнейшего кристалла 5 по совпадающим анализам ранних генераций датировка оценивается в $T_1 = 1680 \pm 30$ млн лет, что отражает минимальный возраст вероятного преобразованного субстрата фенита. Сочетание различных приемов интерпретации позволяет оценить участие S₂ процесса миаскитообразования в образовании *Bi*-фенита датировкой $T_2 = 425 \pm 15$ млн лет. Формирование миаскитовых пегматитов и, вероятно, жильных гранитов и *Bi*-фенита характеризуется возрастом $T_3 = 277 \pm 10$ млн лет. Триада датировок (1680, 425 и 277 млн лет), как и в случае с предыдущими данными, отражает основные рубежи в истории образования и эволюции фенитов ильмено-вишневогорского комплекса.

Уран и торий в цирконах. Геохимические различия кристаллов циркона *Cpx-Amph*-фенита (K370, рис. 5а) подтверждают их минералогиче-

ские различия, рассмотренные выше. В координатах U–Th от древних кристаллов II типа (кристаллы 6, 9) к палеозойским I типа (кристаллы 1, 7) происходит существенное снижение U при одновременном возрастании Th. Группа кристаллов III типа устойчиво занимает центральное положение (тренд Tr) при незначительном, но одновременном снижении U и Th, что соответствует классическому в цирконах магматического типа. Возрастные особенности цирконов четко ранжированы (I–II–III), что подтверждает геохимические особенности.

Эволюция цирконов *Cpx-Amph-Bi*-фенита (K156, рис. 5б) демонстрирует магматический тип связи U–Th (Tr). В кристалле 2 проявляется участие более древнего источника, вероятно связанного с субстратом, о чем свидетельствует его возраст (≈ 1730 млн лет). Общность эволюции большинства кристаллов “нарушают” поздние зоны кристалла 3 (250–270 млн лет), представляющие собой типичные оболочки нарастания (3.2, 3.3) на раннюю

(ядерную) часть кристалла. Обращает на себя внимание отсутствие следов влияния S_2 миаскитизации (цирконов возрастом 410–430 млн лет), но связь с его заключительными стадиями очевидна. Как и в случае с цирконами *Spx-Amph*-фенита, просматриваются три возрастных рубежа в эволюции цирконов: I > 1975, II – 1600–1700 и III < 270 млн лет.

Для цирконов *Bi*-фенита (K205, рис. 5в) установлены удивительно варьирующие содержания U и Th. Например, в кристалле 2.1 необычно высокий Th (2941 г/т) сосуществует лишь с 4 г/т U. По сути, это ториевый(!) циркон, весьма редкая субстанция. Для других кристаллов обычны как низкие содержания U (0.5–0.6 г/т), так и одновременно U и Th, что в совокупности и определяет их специфику.

На рис. 5в отмечены две тенденции в формировании генераций цирконов – кристаллы 2, 3 (тенденция T_1) и 6, 7 (тенденция T_2). Для обоих характерно снижение Th в процессе роста кристаллов, причем у одних (T_1) она сопровождается снижением содержаний U, у других (T_2) – его возрастанием. Для поздних генераций кристаллов (рис. 5в) свойственны минимальные датировки (250–280 млн лет), для остальных с различным Th вероятны силурийские (410–430 млн лет). Третью группу (III) образуют разновидности кристалла 5 с пониженным содержанием U и максимальным возрастом.

В совокупности наглядно проявляются различия цирконов и по минералогическим, и по геохимическим, и по возрастным характеристикам. Основу этого обеспечивает участие субстрата, проявляющееся на уровне минералогических и вещественных признаков.

Редкие земли в цирконах. Большинство кристаллов цирконов (табл. 4, рис. 6, 7) обладают усредненным (миксовым) составом РЗЭ, поскольку отражают незначительные изменения состава первичных магматических и метаморфических разновидностей. Первые при этом смещаются от магматических (М) к гидротермальным (Н) (см. рис. 7), вторые – по встречному направлению – от Н к М, т.е. в центральную зону, разделяющую и М и Н-типы кристаллов (Hoskin, Schaltegger, 2003; Hoskin, 2005). От типичных М-кристаллов их отделяют повышенные содержания ЛРЗЭ и низкие величины Се-аномалий, от типичных Н – отсутствие плоских (выровненных) спектров РЗЭ (см. рис. 6). Расположение анализов в средней зоне, т.е. между М и Н-типами цирконов, определяет их усредненное (миксовое) состояние, основу которых создают внутренние напряжения, порождаемые вариациями структурных особенностей, составов и изотопных отношений.

В цирконах *Spx-Amph*-фенита (K370, см. рис. 6а, 7а) представлены классические (обычные) варианты распределения РЗЭ (см. рис. 6а) и взаимосвязь различных фрагментов редких земель (см. рис. 7а). Для сравнения на рис. 6 приведены эталонные

спектры редких земель М и Н-цирконов (Hoskin, 2005) и соответствующие им ареалы распространения в сочетании фрагментов редких земель в координатах $(Sm/La)_N-La$ и $Ce/Ce^*-(Sm/La)_N$ (см. рис. 7). Авторский вариант Н-цирконов предполагает также учет метасоматических и различно преобразованных, т.е. метаморфогенных цирконов, в широком смысле слова.

Кристаллы 5 и 6 (II группа) и новообразованные кристаллы 1 и 7 (I группа) четко отвечают М-типу, остальные образуют III (миксовую) группу. Все они представляют собой или линейную, или кольцевую системы, подтверждая свое метастабильное состояние. Это особенно заметно проявляется на обычных спектрах РЗЭ (см. рис. 6а), где основная генерация явно тяготеет к М-типу, существенно отклоняясь от ареала Н.

Специфика цирконов *Spx-Amph-Bi*-фенита (K156, см. рис. 6б, 7б) – промежуточное (миксовое) расположение анализов, полное отсутствие кристаллов Н-типа – подтверждает минералогические выводы. Новообразованные зоны кристалла 3 (3.2–3.3) формируют звенья в кольцевой системе всех цирконов с отчетливым смещением их к М-зоне. В основе этого лежит влияние на цирконы состава РЗЭ (La). Это отвечает встречной эволюции по сравнению с цирконами *Spx-Amph* фенита, занимая противоположную сторону кольцевой системы (сравнить 7а–7б). Отсутствие кристаллов Н не исключает частичного влияния преобразований, сместивших их в сторону этого типа. Специфика кристалла 4, принадлежность его к М-типу, вероятно, определяется хорошей сохранностью его матрицы (рис. 3б), подтвержденной отсутствием дискордантности ($D = 1$, см. табл. 3).

Практически все анализы цирконов *Bi* фенита (K205, см. рис. 7в), расположенные в миксовой зоне, отражают их метастабильное состояние. Подобная ситуация тесно связана с вариациями их минералогических характеристик. Уверенно среди них выделяется зона древних кристаллов I группы (5.1–5.2), связанных с субстратом, зона новообразованных метаморфогенных кристаллов возрастом 256–285 млн лет, инициированных заключительными процессами миаскитообразования и миаскитовых пегматитов (II), и неординарное расположение основной группы (III), стимулированные влиянием палеозойских миаскитов. Они демонстрируют полукольцевую систему расположения, в центре которой находятся цирконы I и II групп. В этом проявляется генетическое центростремительное единство цирконов, их стремление на уровне поздних генераций к центру миксовой зоны, при различном положении исходных позиций. Расположение анализов цирконов III группы тесно связано с их составом, особенно вариациями La (см. рис. 5в). Несмотря на существенные вариации минералогических, вещественных и изотопных параметров, поведение РЗЭ в цирконах определяет основные свойства их эволюции в *Bi*-фенитах.

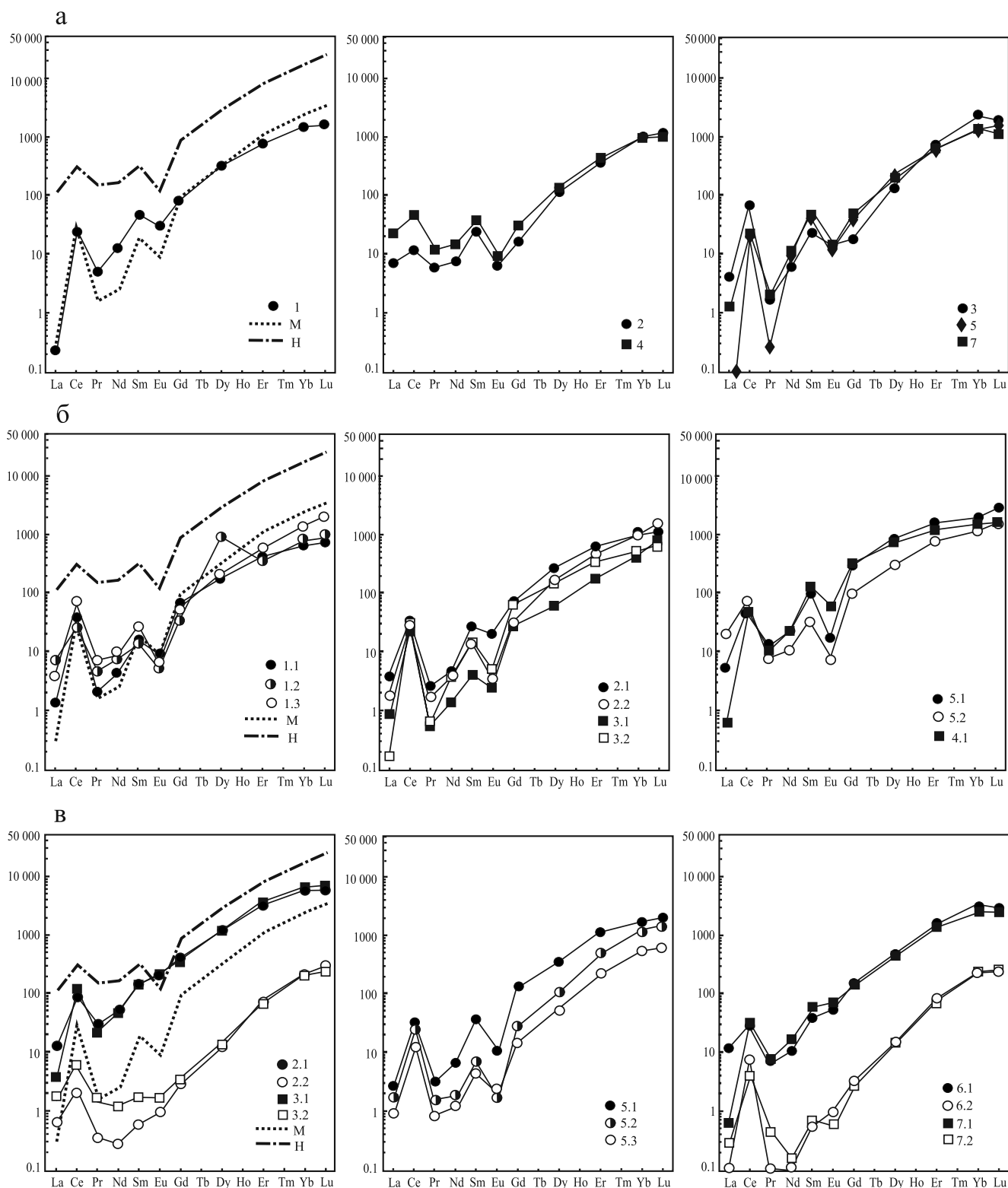


Рис. 6. Редкие земли в цирконах фенитов ильмено-вишневогорского комплекса (см. табл. 4).

M и H – спектры РЗЭ, типичные для образцов магматических и гидротермальных цирконов соответственно, по (Hoskin, 2005).

Fig. 6. Rare earths in the zircons from the fenites of the Ilmeny-Vishnevogorsky Complex (see Table 4).

M and H – REE spectra typical for samples of magmatic and hydrothermal zircons respectively, according to (Hoskin, 2005).

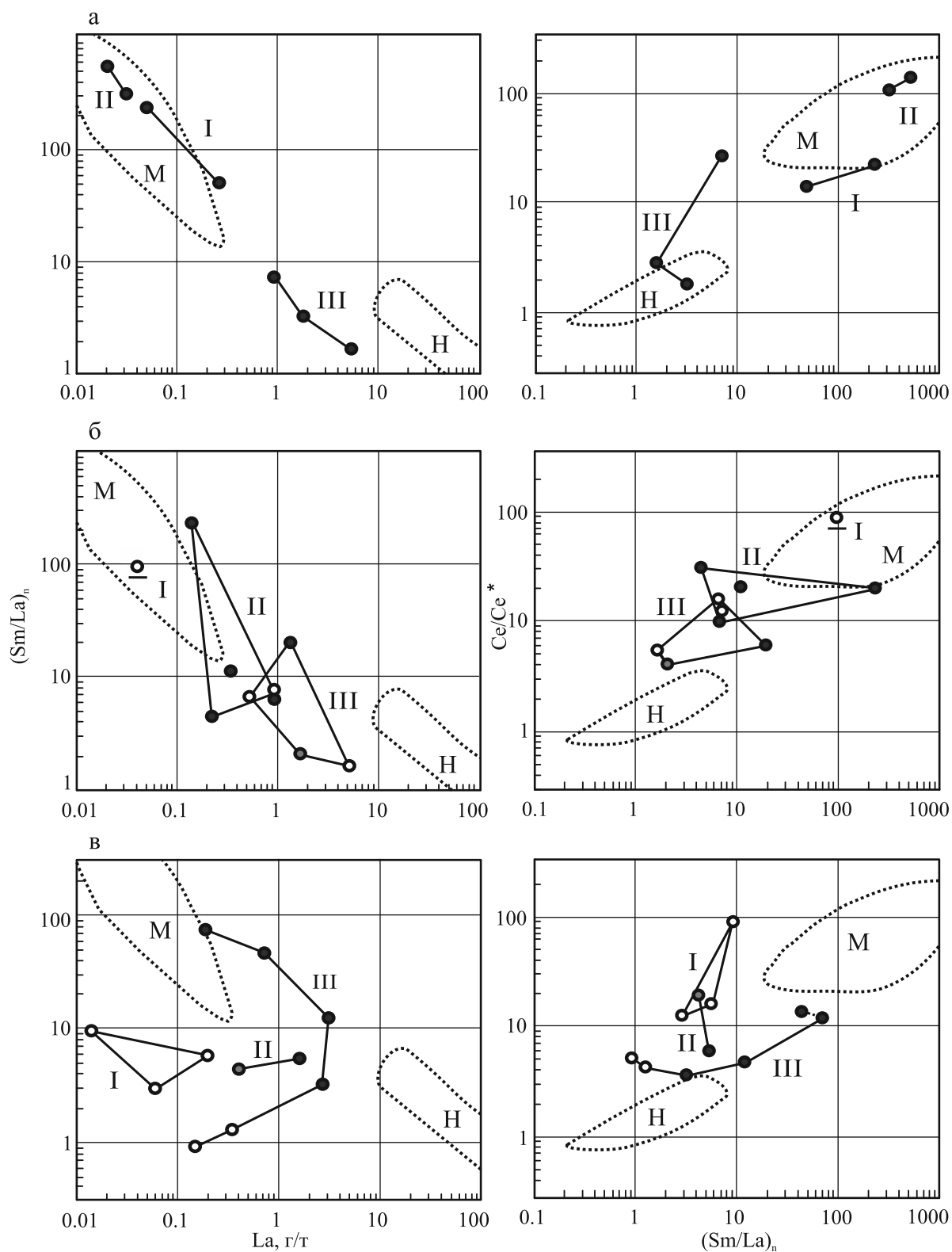


Рис. 7. Генетическая классификация цирконов фенитов ильмено-вишневогорского комплекса (Hoskin, 2005).

Поля цирконов: М – магматических, Н – гидротермальных. Все элементы нормированы по хондриту (Mc Donough and Sun, 1995). I, II, III – пояснения см. в тексте.

Fig. 7. Genetic classification of zircons from the fenites of the Ilmen-Vishnevogorsky Complex (Hoskin, 2005).

Fields of the zircons: M – magmatic, H – hydrothermal. All elements are normalized to chondrite (McDonough, Sun, 1995). I, II, III – see in the text.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследования цирконов подтвердили полигенно-полихронную природу фенитов. Подобные свойства фенитов допускались и ранее, на основе общей геологической информации, но лишь в настоящее время получили вещественно-цифровую аргументацию. Этому способствовали детальные минералогические, вещественные (U, Th, РЗЭ) и возрастные исследования, учитывающие свойства не только единичных кристаллов, но и различных зон, сосуществующих в полигенных кристаллах.

Естественно, что вариации структур, состава и возраста в объеме единых кристаллов приводят их к метастабильному (неустойчивому) состоянию. В этом их принципиальное отличие от стабильных структур, возникающих или в условиях первичной кристаллизации, или полной метаморфической перекристаллизации с переводом всех изотопных параметров к единому (стартовому) состоянию. Большинство кристаллов обладает метастабильной матрицей, что сопровождается усредненным (миксовым) состоянием РЗЭ, которое проявляется в расположении анализов между М (магматическими) и Н (гидротермальными) типами. За счет внутренних напряжений, обеспечивающих метастабильность кристаллов, они испытывают внутреннюю миграцию в миксовой зоне, и лишь единичные кристаллы способны достичь М-зоны, т.е. перейти в устойчивое состояние. В координатах состава РЗЭ цирконов (La), параметров Sm/La, Ce/Ce* четко фиксируются все эти вариации, в итоге позволяющие определить не только природу цирконов, но и самих фенитов.

Минералогические свойства цирконов у каждой разновидности фенитов имеют свою индивидуальность, обусловленную различными источниками субстрата, представленного или гнейсами, или амфиболитами. Соответственно, участие первых прогнозируется по наличию округлых окатанных (терригенных) кристаллов, вторых – по призматическому облику, идиоморфизму, наличию хрупких деформаций. Проблемы перекристаллизации, замещения и новообразования свойственны всем разновидностям цирконов.

Полихронность цирконов оценивалась по данным SHRIMP-анализов, соответствие М- или Н-типам – по составам РЗЭ. Цирконы субстрата представлены датировками 2066, 1733 и 1686 млн лет, причем расхождение этих цифр обусловлено не только первичными свойствами (условиями образования), но и масштабами вторичных изменений. Уточнено влияние палеозойских процессов миаскитообразования на появление фенитов, что заложено в их основную характеристику. Непосредственное участие палеозойских миаскитов уверенно установлено для циркона *Bi*-фенита (датировка 425 млн лет), частично у некоторых кристаллов цирконов *Spx-Amph*-фенита (404 млн лет) и полностью отсут-

ствующих у цирконов *Spx-Amph-Bi*-фенита. Но при этом цирконы всех разновидностей фенитов надежно собраны “воедино” влиянием пермской метасоматической миаскитизации (266, 275 и 284 млн лет).

Рассмотренные данные приводят к выводу, что фениты в ильмено-вишневогорском комплексе в зависимости от состава и возраста слагающих их породных ассоциаций, а также интенсивности процессов их преобразования формировались в результате метасоматической фенитизации PR_1 субстрата на этапах образования миаскитов (S_2), коллизии (D_2 - C_1) и поздних пермских (P_1) постколлизийных деформаций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамов С.С., Расс И.Т., Кононкова Н.Н. (2020) Фениты вишневогорского миаскит-карбонатитового комплекса (Южный Урал): происхождение метасоматической зональности, термодинамическое моделирование условий образования. *Петрология*, **28**(3), 298–323. DOI: 10.31857/S0869590320030024
- Баженов А.Г., Белогуб Е.В., Ленных В.И., Рассказова А.Д. (1992) Уфимская широтная структура Урала. Миасс: ИМин УрО РАН, 89 с.
- Дегтярев К.Е., Кузнецов Н.Б., Павленко Т.И. (1997) Среднепалеозойские черносланцевые комплексы и проблема чехла Восточно-Уральского поднятия. *Проблемы региональной геологии, нефтеносности и металлогении Республики Башкортостан*. Уфа, 117–119.
- Иванов Б.Н., Баженов А.Г., Кутепова Л.А., Кошевой Ю.Н. (1978) Амфибол и пироксеносодержащие фениты и сиениты Центральной щелочной полосы в северной части Ильменских гор. *Петрология ультраосновных и щелочных пород Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 86–96.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М. (2019) Цирконовая геохронология гнейсов вишневогорской толщи ильмено-вишневогорского комплекса (Южный Урал). *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, **3**, 9–13. DOI: 10.19110/2221–1381–2019–03–9–13
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Бушарина С.В., Медведева Е.В. (2016) Цирконология миаскитов Ильменских гор (Южный Урал). *Геохимия*, (9), 797–813. DOI: 10.7868/S0016752516070050
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Медведева Е.В., Немов А.Б., Перчук А.Л. (2020) U-Pb возраст цирконов и метаморфизм пород вишневогорской толщи (Южный Урал). *Вестн. МГУ, сер. 4, геология*, **2**, 51–62. <https://doi.org/10.33623/0579-9406-2020-2-51-62>
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Русин А.И., Бушарина С.В., Медведева Е.В. (2011) Цирконология фенитов Ильменских гор (Южный Урал). *Докл. АН*, **440**(1), 100–104. DOI: 10.1134/S1028334X11090042
- Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Шулькин Е.П., Череди́ченко Н.В. (2001) Цирконология селянкинского блока Ильменских гор. *Докл. АН*, **379**(6), 807–811.
- Левин В.Я. (1974) Щелочная провинция Ильменских-Вишневых гор. М.: Наука, 221 с.
- Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С., Левина И.А., Сергеев Н.С., Киселев А.П. (1997) Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 274 с.

- Ленных В.И., Вализер П.М. (2006) К геологической схеме ильменогорского комплекса. *Геология Ильменских гор: ситуация и проблемы*. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 20-27.
- Расс И.Т., Абрамов С.С., Утенков В.А., Козловский В.М., Корпечков Д.И. (2006) Роль флюидов в петрогенезе карбонатитов и щелочных пород: геохимические индикаторы. *Геохимия*, 7, 692-711.
- Русин А.И., Краснобаев А.А., Вализер П.М. (2006) Геология и минералогия Ильменогорского комплекса. *Геология Ильменских гор: ситуация, проблемы*. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 3-19.
- Скублов С.Г., Лобач-Жученко С.Б., Гусева Н.С., Гембитская И.М., Толмачева Е.В. (2009) Распределение редкоземельных и редких элементов в цирконах миаскитовых лампроитов Панозерского комплекса центральной Карелии. *Геохимия*, 9, 958-971.
- Hoskin P.W.O. (2005) Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**(3), 637-648. DOI: 10.1016/j.gca.2004.07.006
- Hoskin P.W., Schaltegger O. (2003) The composition of zircon and Igneous and metamorphic petrogenesis. *Zircon. Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 27-55. <https://doi.org/10.2113/0530027>
- McDonagh W.F., Sun S.S. (1995) The composition of the Bauth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253.
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. (2006) Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **151**, 413-433. DOI 10.1007/s00410-006-0068-5
- Whitney D.U., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Amer. Miner.*, **95**, 185-187. DOI: 10.2138/am.2010.3371
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Rev. Econom. Geol.*, **7**, 1-35. <https://doi.org/10.5382/Rev.07.01>
- shevoi Yu.N. (1978). Amphibole- and pyroxene-bearing fenites and syenites of the Central Alkaline Band in the northern part of the Ilmeny Mountains. *Petrology of ultrabasic and alkaline rocks of the Urals*. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 86-96. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Busharina S.V., Valizer P.M., Medvedeva E.V. (2016) Zirconology of miaskites from the Ilmeny Mountains, South Urals. *Geochem. Int.*, **54**(9), 765-780. (Translated from *Geokhimiya*, **54**(9), 797-813) DOI: 10.1134/S0016702916070041
- Krasnobaev A.A., Davydov V.A., Shchul'kin E.P., Cherednichenko N.V. (2001) Zirconology of the Selyankinsky block of the Ilmeny Mountains. *Dokl. Akad. Nauk*, **379**(6), 807-811. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Rusin A.I., Busharina S.V., Valizer P.M., Medvedeva E.V. (2011) Zirconology of fenites of the Ilmeny Mountains (Southern Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **440**(1), 1265-1269. (Translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **440**(1), 100-104). DOI: 10.1134/S1028334X11090042
- Krasnobaev A.A., Valizer P.M. (2019) Geochronology of zircons from gneisses of Vishnevogorsky Sequence of Ilmeny-Vishnevogorckiy Complex (South Urals). *Bull. IG Komi SC UB RAS*, **3**, 9-13. DOI: 10.19110/2221-1381-2019-03-9-13 (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Valizer P.M., Medvedeva E.V., Nemo A.B., Perchuk A.L. (2020) U-Pb age and metamorphism of rocks of Vishnevogorsky Sequence (South Ural). *Bull. MSU, Ser. 4, Geol.*, **2**, 51-62. <https://doi.org/10.33623/0579-9406-2020-2-51-62> (In Russian)
- Lennykh V.I., Valizer P.M. (2006) To the geological scheme of the Ilmenogorsky complex. *Geology of the Ilmeny Mountains: the situation and problems*. Miass, IGZ UrO RAN, 20-27. (In Russian)
- Levin V.Ya. (1974) The alkaline province of the Ilmeny-Vishnevy Mountains. Moscow, Nauka Publ., 221 p. (In Russian)
- Levin V.Ya., Ronenson B.M., Samkov V.S., Levina I.A., Sergeev N.S., Kiselev A.P. (1997) Alkaline-Carbonatite Complexes of the Urals. Ekaterinburg, Uralgeolkom Publ., 274 p. (In Russian)
- McDonagh W.F., Sun S.S. (1995) The composition of the Bauth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253.
- Rass I.T., Abramov S.S., Kozlovskii V.M., Korpechikov D.I., Utenkov V.A. (2006) Role of fluid in the genesis of carbonatites and alkaline rocks: geochemical evidence. *Geochem. Int.*, **44**(7), 636-655. (Translated from *Geokhimiya*, **44**(7), 692-711). DOI: 10.1134/S0016702906070020
- Rusin A.I., Krasnobaev A.A., Valizer P.M. (2006) Geology and mineralogy of the Ilmenogorsky complex. *Geology of the Ilmeny Mountains: the situation and problems*. Miass, IGZ UrO RAN, 3-19. (In Russian)
- Skublov S.G., Lobach-Zhuchenko S.B., Guseva N.S., Gembitskaya I.M., Tolmacheva E.V. (2009) Distribution of rare-earth and rare elements in the zircons of miaskite lamproites of the Panozero Complex of the Central Karelia. *Geokhimiya*, **47**(9), 958-971. (In Russian)
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. (2006) Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **151**, 413-433. DOI 10.1007/s00410-006-0068-5
- Whitney D.U., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Amer. Miner.*, **95**, 185-187. DOI: 10.2138/am.2010.3371
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Rev. Econ. Geol.*, **7**, 1-35. <https://doi.org/10.5382/Rev.07.01>

REFERENCES

УДК 551(569.4)

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-323-348

Мелилит-оливиновые нефелиниты субвулканического тела Табат (Махтеш Рамон, Израиль): геолого-петрографическая и геохимическая характеристика и условия образования

З. Юдалевич¹, Е. Вапник¹, М. Д. Вишнякова², Н. С. Бородина²

¹Департамент геологических и минералогических наук, Университет им. Бен-Гуриона, Р.О.В. 653, Беар-Шева, 84105, Израиль, e-mails: zinovi@bgu.ac.il, vapnik@bgu.ac.il

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mails: vishniakovamd@igg.uran.ru, borodina@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 10.06.2020 г., принята к печати 20.12.2020 г.

Объект исследований. Мелилит-оливин-нефелинитовое субвулканическое тело Табат, в составе которого впервые на территории Леванта были установлены мелилитовые породы. **Материалы и методы.** Изучение химических составов минералов (около 400 анализов) было произведено на микроанализаторе CAMECA SX-100, оснащенном пятью волновыми спектрометрами с кристалл-анализаторами TAP, LPET, LLIF. Измерение элементного состава было выполнено при ускоряющем напряжении 15 кВ, токе пучка электронов 40 нА. Концентрация кислорода рассчитывалась из условия стехиометричности состава силикатных минералов и хромита. Кроме того, были использованы результаты ранее проведенных исследований минералов (150 анализов) и данные по расплавленным включениям. **Результаты.** Субвулканическое тело Табат, входящее в состав раннемеловой оливин-базальт-базанит-нефелинитовой ассоциации Махтеш Рамона (Негев, Израиль), имеет сложное концентрически-зональное строение с оливиновыми меланефелинитами в периферической зоне, мелилит-оливиновыми меланефелинитами в центральной и связующей их зоне ларнит-нормативных и, реже, мелилитсодержащих меланефелинитов. В породах широко проявлена призматическая отдельность. Складкообразное изгибание и вогнуто-выгнутые грани призм являются отражением пластического состояния охлаждающегося тела и его способности к сжатию и аккомодации высокого давления флюидов, развивающегося при образовании мелилитовых нефелинитов. **Выводы.** Все минеральное разнообразие пород субвулканического тела горы Табат является производной одной порции магматического расплава в условиях его адиабатического охлаждения в месте стабилизации. Особая роль в процессе кристаллизации массива принадлежит минералам с высоким содержанием воды – анальциму, цеолитам, иддингситам, боулингитам и сапонитам-селадонитам, которые указывают на дейтерическую стадию его развития. Изучение расплавленных включений в оливине и клинопироксене показало преобладание их состава по отношению к составу вмещающих мелилитовых нефелинитов и значение инконгруэнтного плавления при образовании мелилита, являющегося продуктом реакции нефелина с оливином или клинопироксеном.

Ключевые слова: мелилитовые нефелиниты, Махтеш Рамон, Израиль

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках государственной темы № г/р АААА-А18-118052590029–6

Melilite-olivine nephelinites of Mt. Tabaat (Makhtesh Ramon, Israel): Geological, petrographic and geochemical characteristics and conditions of genesis

Zinovi A. Yudalevich¹, Yevgeny A. Vapnik¹, Maria D. Vishnyakova², Nadezhda S. Borodina²

¹Department of Geological and Environmental Sciences, Ben-Gurion University of the Negev, P.O.B. 653, Beer-Sheva, 84105 Israel, e-mails: zinovi@bgu.ac.il, vapnik@bgu.ac.il

²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Uralian Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620016, Russia, e-mails: vishniakovamd@igg.uran.ru, borodina@igg.uran.ru

Received 10.06.2020, accepted 20.12.2020

Для цитирования: Юдалевич З., Вапник Е., Вишнякова М.Д., Бородина Н.С. (2021) Мелилит-оливиновые нефелиниты субвулканического тела Табат (Махтеш Рамон, Израиль): геолого-петрографическая и геохимическая характеристика и условия образования. *Литосфера*, 21(3), 323–348. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-323-348

For citation: Yudalevich Z., Vapnik Ye., Vishnyakova M.D., Borodina N.S. (2021) Melilite-olivine nephelinites of Mt. Tabaat (Makhtesh Ramon, Israel): Geological, petrographic and geochemical characteristics and conditions of genesis. *Litosfera*, 21(3), 323–348. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-323-348

© З. Юдалевич, Е. Вапник, М.Д. Вишнякова, Н.С. Бородина, 2021

Research subject. The melilite-olivine nephelinite subvolcanic body Tabaat, which includes melilite rocks found for the first time on the territory of Levant. **Materials and methods.** The chemical composition of minerals (about 400 analyzes) was determined out on a CAMECA SX-100 microanalyzer equipped with five wave spectrometers with crystal analyzers TAP, LPET and LLIF. The elemental composition was measured at an accelerating voltage of 15 kV, an electron beam current of 40 nA. The oxygen concentration was calculated from the condition of stoichiometric composition of silicate minerals and chromite. In addition, the results of earlier studies of minerals (150 analyses) and data on melt inclusions were used. **Results.** The Tabaat subvolcanic body, which is part of the Early Cretaceous olivine-basalt-basanite-nephelinite association Makhtesh Ramona (Negev, Israel), has a complex concentrically-zonal structure, with olivine melanephelinites in the peripheral zone, melilite-olivine melanephelinites in the central and connecting zones normative and, less often, melilite-containing melanephelinites. Prismatic separation is widely manifested in the rocks. The fold-like bending and concave-curved edges of the prisms are a reflection of the plastic state of the cooling body and its ability to compress and accommodate a high fluid pressure, which develops during the formation of melilite nephelinites. **Conclusion.** All mineral diversity of rocks of the Mt. Tabaat is a derivative of a single portion of magmatic melt under conditions of its adiabatic cooling at the place of stabilization. A special role in the course of crystallization of the massif belongs to minerals with a high water content – analcime, zeolites, iddingsites, bowlingites and saponite-celadonites, which indicate the deuteric stage of its development. The study of melt inclusions in olivine and clinopyroxene showed the continuity of their composition with the composition of host melilite nephelinites and the importance of incongruent melting during the formation of melilite, which is a product of the reaction of nepheline with olivine or clinopyroxene.

Keywords: melilite nephelinites, Makhtesh Ramon, Israel

Funding information

The work was carried out within the framework of the state budget theme No. g / r AAAA-A18-118052590029–6

Acknowledgements

The authors are deeply grateful to D.A. Zamyatin (A. N. Zavaritsky, Institute of Geology and Geochemistry Urals Branch of RAS) for the study of minerals. Analytical data were obtained at the Center for Collective Use of the IGG Ural Branch of RAS "Geoanalyst".

ВВЕДЕНИЕ

Магматиты, содержащие порообразующий мелилит, принадлежат к очень редкому типу сильно недосыщенных кремнеземом образований, составляющих не более 1% от общего количества изверженных пород на земле, а вопросы их генезиса дебатировались давно. Так, на раннем этапе изучения этих пород считалось (концепция Дели), что мелилит образуется при ассимиляции карбонатных отложений коры или путем десицикации полевого шпата базитовых магм. Позднее Боуэн (Bowen, 1956) предположил, что мелилит является продуктом десицикации граната и везувия, присутствующих в недосыщенных щелочных лавах. С развитием представлений о мелилитовых магмах как производных парциального плавления перидотитовой мантии дискуссии ведутся главным образом о составе исходных выплавок, генерирующих мелилитсодержащие породы. Среди первичных магм чаще всего предполагают оливин-мелилититовую (Йодер, Тилли, 1965; Onuma, Yagi, 1967; Йодер, 1983; Brey, 1978; Когарко, 2011), оливин-мелилит-меланефелинитовую (Mitchell, 1996, 2001; Sutherland et al., 1996) и оливин-меланефелинитовую (Onuma, Yagi, 1967; Бородин, 1981, 1987; Ivanikov et al., 1998; Tatsumi et al., 1999; Lopes, Ulbrich, 2015).

Начиная с работ Дэли и Боуэна (Bowen, 1923), значительное место в генезисе сильно недосыщенных SiO_2 пород (нефелинитов, мелилититов, кимберлитов) отводится CO_2 и H_2O . Согласно экспериментальным исследованиям (Onuma, Yagi, 1967; Baltitude, Green, 1967; Eggler, 1974; Brey, Green, 1977; Willie, 1978; Yoder, Velde, 1976; Йодер, 1983; Gee, Sack, 1988; Guo, Green, 1990; Hoernle, Schminke, 1993; Tatsumi et al., 1999 и др.), оба компонента являются частью фертильного мантийного источника. Более того, водно-газовый флюид представляет собой хороший теплоноситель. При затвердевании расплава выделяется тепло, так называемая скрытая теплота плавления (Данилов, 1956; Вайнгард, 1967), понижающая его вязкость, повышающая температуру и давление флюидов (Когарко, Кригман, 1981; Персиков, 1984; Янин, 2007) и создающая условия для мелилитобразующих реакций.

Всесторонний геологический обзор большинства проявлений этих пород и их петрогеохимическая классификация проведены ранее (Mitchell, 1996, 2001; Woolley, 1996). Настоящая работа дополняет перечень известных местонахождений мелилитовых пород еще одним объектом – субвулканическим телом Табат (Махтеш Рамон, Израиль), первое сообщение о котором было дано нами ранее (Vapnik et al., 2007).

ОБЩИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ О РАЙОНЕ

Общие сведения о геологическом строении Махтеш Рамона (история исследования, геологическая карта, стратиграфический разрез, данные о возрасте, местоположении и петрохимических особенностях магматических пород и сравнение их с другими магматитами Израиля и смежных районов Иордании, Ливана и Сирии) приведены нами в ранее опубликованных работах (Samoilov, Vapnik, 2005; Vapnik et al., 2007; Юдалевич и др., 2014; Ферштатер и др., 2016; Fershtater, Yudalevich, 2017; Юдалевич, Вапник, 2018). В связи с этим в настоящей работе мы ограничимся краткой характеристикой раннемеловой оливин-базальт-базанит-нефелинитовой ассоциации, названной по возрастному отношению к реперному стратиграфическому таксону района – конгломератам Арод, – постарод-конгломератовой (PostArodagl), включающей в себя субвулканическое тело оливиновых и мелилит-оливиновых нефелинитов Табат.

Мезозойские магматические образования района являются производными NIMU OIB источника, связанного с зарождением в позднем триасе на пассивной континентальной окраине Восточного Присредиземноморья протяженной рифтовой зоны СВ-ЮЗ направления, проходящей по территории Леванта (Laws, Wilson, 1997).

Постарод-конгломератовая ассоциация – это сложный по составу и внутреннему строению комплекс, состоящий из 11 вулканических потоков суммарной мощностью 230 м (мощность отдельных из них от 5.5 до 41.0 м), реже – прослоев карбонатных туффов и пепловых туфов, а также субвулканических тел (некки, дайки, штоки, силлы, лакколито- и лополитообразные тела, аппараты извержения с сопровождающими их телами размером в поперечнике до 1500 × 900 м), состоящими из туфобрекчий, лапиллиевых и пепловых туфов. Наиболее полно рассматриваемая ассоциация проявилась в западной части Махтеш Рамона – своего рода эпицентре апт-альбского магматизма. В центральной и восточной зонах интенсивность вулканизма постарод-конгломератовой ассоциации постепенно снижается.

Ассоциация представлена оливиновыми базальтами и микрогаббро, базанитами и нефелинитами, в том числе их мелилитовыми и анальцимовыми вариациями, эволюция вещественного состава которых соответствует тренду Кенеди (Miyashiro, 1978). Среди них часто встречаются разности, содержащие в матриксе вулканическое стекло. Иногда матрикс полностью представлен стеклом.

Внешне породы черные порфиритового облика. Фенокристы оливиновых базальтов представлены оливином, клинопироксеном и плагиоклазом, в нефелинитах – оливином и клинопироксеном. Коли-

чество фенокристов в породах колеблется от 5–8 до 34%, размер фенокристов варьирует от 0.5 до 5.0 мм и постепенно уменьшается до размера зерен матрикса, определяя структуру пород как сериальную.

Нефелиниты установлены только среди пород субвулканической фации (штоки, некки, дайки). Наиболее крупные тела, в том числе Табат, находятся в западной части Махтеш Рамона. В центральной части количество тел уменьшается, а в восточной они представлены небольшими некками и дайками.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СУБВУЛКАНИЧЕСКОГО ТЕЛА ТАБАТ

Табат – самая крупная концентрически-зональная интрузия Махтеш Рамона (рис. 1) размером 800 × 650 м. В разрезе представляется крутопадающим конусообразным телом. В опоясывающей краевой зоне тело сложено оливиновыми меланефелинитами (в дальнейшем нефелиниты), а в центральной – мелилит-оливиновыми меланефелинитами (в дальнейшем мелилитовые нефелиниты). Вмещающие породы представлены пирокластическими и лапиллиевыми туфами, покровными и субвулканическими оливиновыми базальтами. Сколько-нибудь заметного контактового метаморфизма в них не проявлено. Взаимоотношения с вмещающими породами сложные. С одной стороны, оно прорывает пирокластиты, покровные и субвулканические базальты окружения, с другой – интродуцировано двумя кольцевыми дайками оливиновых щелочных базальтов (мощность 7.0 и 20.0 м), по составу и структуре близких к вмещающим, определяя таким образом возрастное положение нефелинитов между двумя типами субвулканических щелочных базальтов постарод-конгломератовой ассоциации района.

Интересной особенностью тела является развите на границе с вмещающими породами призматической отдельности с наклоном осей призм в сторону вмещающих пород под углом 5–45° радиально опоясывающей овальный контур массива. Перпендикулярное положение осей призм по отношению к плоскости контакта с вмещающими породами хорошо проецирует его поведение на глубину. Приконтактные призмы часто складкообразно изогнуты (рис. 2а), обычно уплощены, а их грани имеют вогнуто-выгнутый характер. Места залегания горизонтально. Сечение призм от контакта к центральной части тела постепенно увеличивается от 7–10 см до 1.0–1.2 м, длина достигает 40–45 м. В центральной части тела отдельность проявлена слабо или отсутствует. С удалением от контакта на 50–70 м призмы выпрямляются и принимают вертикальное положение, сохраняя вогну-

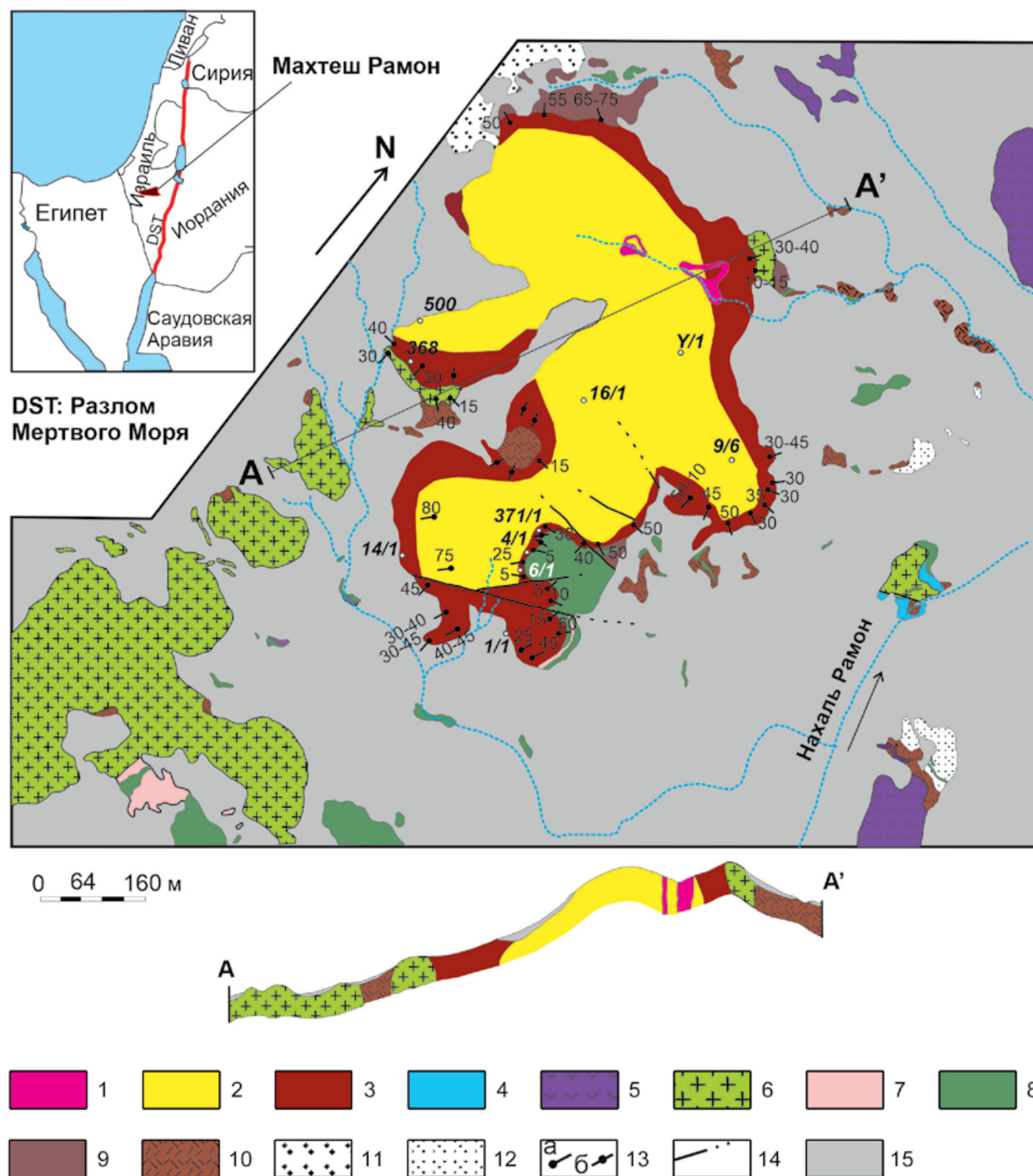


Рис. 1. Схематическая геологическая карта субвулканического тела Табат с обозначенными местами отбора образцов, фигурирующих в таблицах.

1 – оливиновые базальты (кольцевые дайки); 2 – мелилит-оливиновые нефелиниты (центральная зона субвулканического тела Табат); 3 – оливиновые нефелиниты (краевая зона тела Табат); 4 – оливиновые нефелиниты (кольцевая дайка) (трубка взрыва Тмила); 5 – субвулканические оливиновые базальты; 6 – субвулканические оливиновые базальты; 7 – палеосоли верхней части лавовых потоков; 8 – оливиновые базальты, лавовые потоки; 9 – лапиллиевый туф; 10 – пирокластическая брекчия; 11 – песчаники, аргиллиты, K₁ – формация Верхняя Хатира; 12 – песчаники, K₁ – формация Нижняя Хатира; 13 – направления осей призм: а – наклонное (со значениями наклона в градусах), б – горизонтальное; 14 – разрывные нарушения; 15 – элювиальные и аллювиальные отложения.

Fig. 1. Schematic geological map of Mt. Tabaat with shown location of samples, that mentioned in the tables.

1 – olivine basalts (ring dykes); 2 – melilite-olivine nephelinites (central zone of the Tabaat subvolcanic body); 3 – olivine nephelinites (marginal zone of the Tabaat body); 4 – olivine nephelinites (ring dyke) (Tmil tube of explosion); 5 – subvolcanic olivine bazantes; 6 – subvolcanic olivine basalts; 7 – paleosalt of the upper part of lava flows; 8 – olivine basalts, lava flows; 9 – lapilli tuff; 10 – pyroclastic breccia; 11 – sandstones, mudstones, K₁ – Upper Khatira formation; 12 – sandstones, K₁ – Lower Khatira formation; 13 – directions of the axes of the prisms: a – oblique (with meaning of incline in degrees), b – horizontal; 14 – faults; 15 – eluvial and alluvial deposits.



Рис. 2. Особенности призматической отдельности и формы выветривания субвулканического тела Табат.

то-выгнутую геометрию граней (рис. 2б). В соответствии с особенностями строения и различиями площади поперечного сечения призм изменяются и некоторые внешние особенности пород. В краевой зоне шириной 7.0–11.0 м с поперечником призм до 20–30 см развиты очень плотные черные афанитовые нефелиниты с лейкократовыми обособлениями размером до 2.0–5.0 мм. В промежуточной зоне (мощностью 3.0–5.0 м) с сечением призм более 30 см и до 60–70 см они переходят в серо-черные микрозернистые нефелиниты. В центральной зоне развиты темно-серые микро- и мелкозернистые мелилитовые нефелиниты с комковатыми картофелеобразными формами выветривания и плохо выраженной призматической отдельностью (рис. 2в) с поперечным сечением более 0.70 см. Граница между краевой и промежуточной зонами на местности улавливается с трудом, часто она проходит внутри единой призмы, фиксируя единовременность образования тех и других пород.

В зоне непосредственного контакта с вмещающими вулканитами породы массивные криптозернистые редкопорфировые. Из фенокристов характерен преимущественно оливин. На расстоянии 0.5–1.0 м от контакта размер зерен основной массы увеличивается до 0.01–0.03 мм и в них проявляется сложная шаровидно-шлировая текстура в виде пятен до 0.6–1.0 мм в диаметре, различающихся количеством клинопироксена, нефелина и титаномагнетита. Наряду с пятнистостью проявлена своеобразная полосчатость, выраженная субпараллельным и кулисообразным развитием обогащен-

а – складкообразное изгибание наклонных приконтактных призм с малым (до 30 см) поперечным сечением, видны вогнутые грани призм; б – вертикальное залегание вогнуто-выгнутых призм с поперечным сечением 35–40 см на удалении от контакта с вмещающими породами; в – картофелеобразные формы выветривания в мелилитовых нефелинитах с поперечным сечением призм более 70 см.

Fig. 2. Typical outcrops of Mt. Tabaat subvolcanic body.

а – folding bends of inclined prisms with a small (up to 30 cm) cross section, curved prismatic faces of prisms are typical feature, the border zone; б – vertical joints of concave-curved prisms at some distance from the contact with host rocks; cross section of prisms is 35–40 cm; в – potato-like weathering character of melilite nephelinite; central zone is characterized by prismatic columnar joints with cross section bigger than 70 cm.

ных лейкократовыми минералами параллельных контакту тонких прожилков из нефелина, анортоклаза, плагиоклаза, анальцима, цеолита и кальцита. Полосы часто имеют размытые границы с пятнистым матриксом пород (рис. 3а). Местами они представлены “птитиматитовыми” образованиями. Вместе с цеолитом отмечается зеленый сапонит-селадонит. Характерной особенностью этой зоны является, кроме того, широкое развитие в породах анортоклаза, ортоклаза и плагиоклаза, образующих неправильные ксеноморфные зерна порфиroidного облика, а также амигдалоидных обособлений размером до 1.0–2.0 мм, включающих те же лейкократовые минералы, а также сапонит-селадонит, иногда биотит. Миндалины часто имеют размытые границы с окружающим крипто- и микрозернистым матриксом с размером зерен до 0.02 мм. Титаномагнетит сосредоточен главным образом в меланократовой части матрикса, а апатит – в лейкократовой.

В породах промежуточной зоны количество цеолит-полевошпатовых образований снижается, пятнистая структура матрикса становится менее отчетливой, размер зерен увеличивается до 0.04 мм. Вблизи мелилитовых нефелинитов пятнистость исчезает, а размер зерен увеличивается до 0.06 мм, местами появляется мелилит, главным образом в качестве каемок вокруг фенокристов оливина и клинопироксена (рис. 3б, в), реже в виде микрофенокристов. Клинопироксен местами содержит пойкилитовые вроски оливина с обрастающей их мелилитовой каймой (рис. 3г). Это позволило разделить промежуточную зону на две части: прилегающую к краевой зоне безмелилитовую, прилегающую к центральной зоне мелилитсодержащую. Матрикс пород этих подзон образуют клинопироксен, оливин, нефелин, анальцим и цеолит, местами встречаются кальцит, биотит и сапонит-селадонит. Встречающиеся здесь амигдалоидные обособления (до 7.3×2.2 мм) часто имеют нерезкие переходы к матриксу и сложены минералами, типичными для его светлой составляющей. Клинопироксен преимущественно тонкопризматический (микролитовый). Титаномагнетит распределен главным образом равномерно, но иногда дает скопления из нескольких зерен или образует четкообразные каймы вокруг фенокристов оливина и клинопироксена. Тонкоигольчатый апатит ассоциирует с лейкократовой составляющей породы.

Переход от промежуточной зоны к мелилитовым нефелинитам центральной происходит на очень коротком расстоянии (первые сантиметры). Для них характерно прежде всего развитие фенокристов (до 0.9×0.25 мм) призматического мелилита (рис. 3д), повышенное количество фенокристов оливина и пироксена и более крупным размером зерен основной массы (до 0.06 мм), представ-

ленной клинопироксеном, оливином, нефелином, анальцимом, титаномагнетитом и неравномерно распределенным порфиробластическим и интергранулярным биотитом. В целом в этой зоне общее содержание лейкократового компонента повышается. Все породы Табат связаны общей для них сериально-порфировой структурой.

Специфической особенностью мелилитовых нефелинитов является развитие в них округлых пегматоидных обособлений (глобул) диаметром до 3–4 см, тяготеющих к границе с промежуточной зоной. Текстура глобул зональная, часто осложненная пятнистой и/или гиалопорфировой. По краям обычно развиты микрозернистые мелилиты, состоящие из клинопироксена, оливина, нефелина, анальцима и небольшого количества мелилита, а в центре мелкозернистые нефелиниты, представленные нефелином, санидином, мелилитом, цеолитом, канкринитом, эгирин-авгитом, эгирином и арфведсонитом. В краевой зоне часто развита гранофировая структура – срастание клинопироксена и мелилита, осложненное пойкилитовым оливином (рис. 3е). В некоторых глобулах наблюдается гиалопорфировая структура (*peg-structure* (Deer et al., 1962; Mitchell, 1996)) – смесь закономерно ориентированного игольчатого мелилита и вулканического стекла. Темноцветные в светлых пятнах часто образованы кристаллами с последовательно изменяющимся составом от эгирин-авгита и эгирина в центре до арфведсонита на краях. Иногда центральная часть глобул заполнена цеолитом и кальцитом.

В целях сокращения объема табличного материала в работе приводятся репрезентативные составы пород и минералов.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

В строении пород, слагающих тело Табат, участвует широкий спектр минералов: оливин, клинопироксен, нефелин, мелилит, калиевый полевошпат (анортоклаз, ортоклаз, санидин), плагиоклаз (андезин, олигоклаз, альбит), биотит, амфибол (керсутит, арфведсонит), ренит, апатит, титаномагнетит, ильменит, пирит, пирротин, пироксмор, точно не идентифицированный фосфатосиликат и богатая H_2O ассоциация бесцветных и окрашенных минералов. При этом оливин, клинопироксен, нефелин, титаномагнетит, апатит и группа гидратированных минералов являются сквозными, наблюдаемыми во всех типах пород, остальные тяготеют к особым фациям последних или продуктам их фракционирования.

Количественный подсчет минералов (табл. 1) показывает, что содержание большей части породообразующих минералов в нефелинитовой фации массива является постоянным. Однако в мелилитовых нефелинитах происходят изменения:

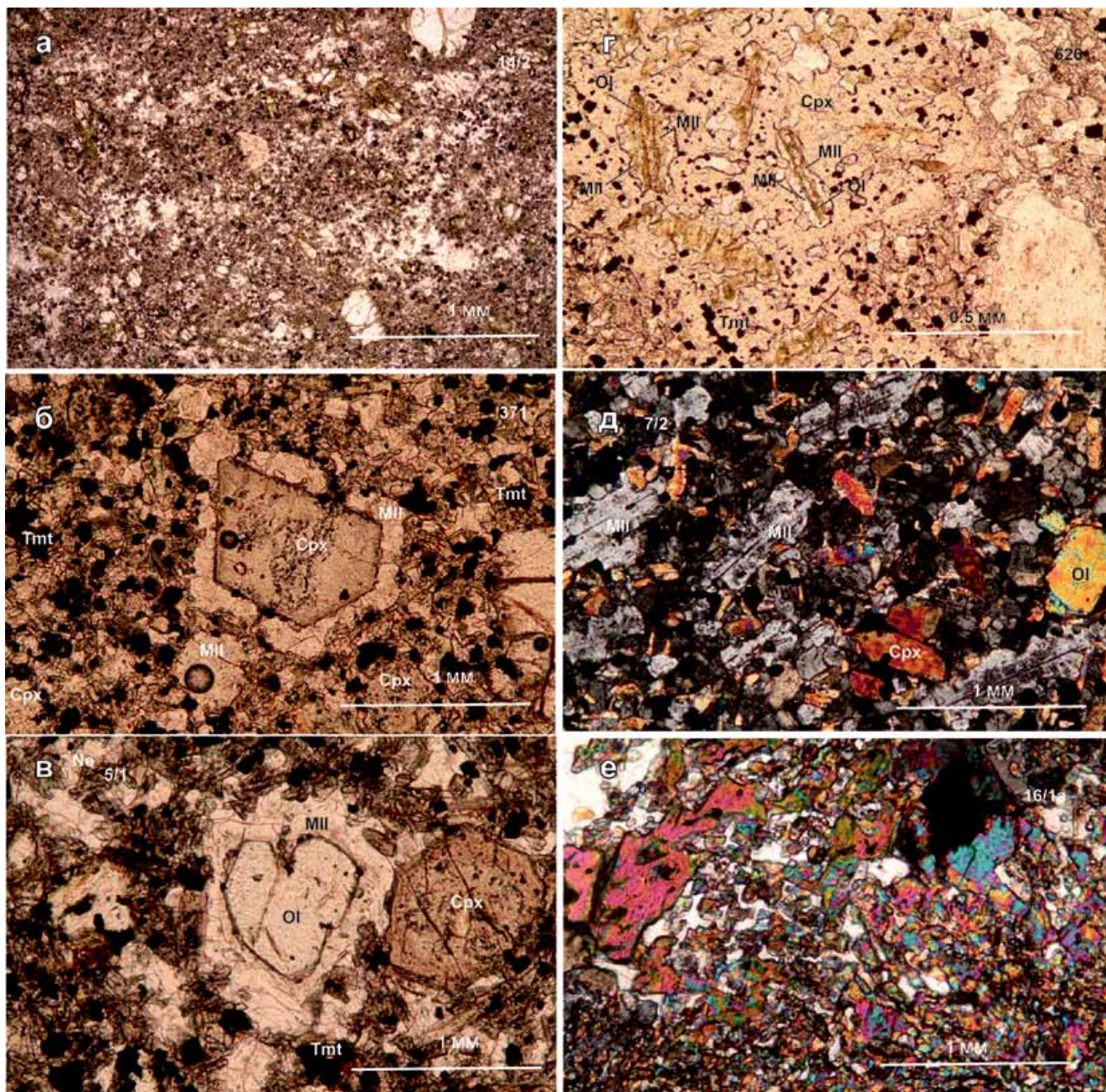


Рис. 3. Фотографии прозрачных шлифов.

а (PPL) – нефелин-анортоклаз-плагиоклаз-цеолитовые прожилки с размытыми границами в оливиновых нефелинитах краевой зоны; б (PPL) – мелилит, окаймляющий фенокристал клинопироксена в мелилитсодержащих нефелинитах как свидетельство перитектической реакции; в (PPL) – то же, по периферии фенокристов оливина; г (PPL) – то же, вокруг пойкилитовых включений оливина в фенокристе клинопироксена; д (XPL) – мелилитовые нефелиниты с план-параллельной ориентировкой микрофенокристов мелилита; е (XPL) – гранофировая структура меланефелинитов краевой части пегматитовой глобулы.

Cpx – клинопироксен, *Mll* – мелилит, *Ol* – оливин, *Tmt* – титаномagnetит. PPL – николи параллельны, XPL – николи скрещены.

Fig. 3. Thin sections.

а (PPL) – nepheline-anorthoclase-plagioclase-zeolite veinlets with gradual borders, the border zone; б (PPL) – melilite, overgrowing the phenocryst of clinopyroxene in melilite-containing nephelinites. Melilite overgrowth occurred due to peritectic reaction; в (PPL) – the same, around phenocrysts of olivine; г (PPL) – the same, around poikilitic inclusions of olivine in the phenocryst of clinopyroxene; д (XPL) – plan-parallel texture of melilite nephelinites shows oriented grains of melilite micro-phenocrysts; е (XPL) – granophyrous structure of melanephelinites in the rim of pegmatite globule.

Cpx – clinopyroxene, *Mll* – melilite, *Ol* – olivine, *Tmt* – titanomagnetite.

Таблица 1. Количественный минеральный состав (об. %) пород тела Табат**Table 1.** The quantitative mineral composition of rocks, Mt. Tabaat

Зона	Общее количество минералов						Количество фенокристов		
	n	Ol	Cpx	Tmt	Ne+Pl+Kfs+Zeo	Mel	Ol	Cpx	Mel
Ia	1	—	—	—	—	—	8.30	—	—
Iб	6	13.67	45.42	12.52	28.45	—	10.18	2.50	—
II	15	14.40	48.30	12.87	24.76	—	13.06	4.63	—
III	20	14.97	48.63	12.63	23.71	—	11.89	5.63	—
IV	14	14.36	34.41	12.00	32.01	7.00	11.26	6.75	4.38

Примечание. n – количество образцов, участвующих в расчете средних содержаний. Зоны: Ia, б – краевая, крипто- и микрозернистые оливиновые нефелиниты (а – на расстоянии первых сантиметров от контакта с вмещающими оливиновыми базальтами, б – на удалении от контакта); II – промежуточная, микрозернистые оливиновые нефелиниты пятнистой текстуры и с лейкократовыми микропрожилками, сложенными нефелином, анортклазом, ортоклазом, анальцимом и цеолитами; III – промежуточная, микрозернистые массивные оливиновые нефелиниты с единичными зернами мелилита; IV – мелилит-оливиновые нефелиниты. Здесь и далее в табл. 2–4 прочерк – не установлено.

Ol – оливин, Cpx – клинопироксен, Tmt – титаномagnetит, Ne – нефелин, Pl – плагиоклаз, Kfs – калишпат, Zeo – цеолит, Mel – мелилит.

Note. n – the quantity of samples, involved in calculation of the average mineral content. Zones: Ia, b – border zone, crypto- and microcrystalline olivine nephelinites (a – at the distance of a few centimeters from the contact with host-rock olivine basalts, b – at some distance from contact); II – intermediate zone, microcrystalline olivine nephelinites with spotted texture and leucocratic micro-veinlets, composed of nepheline, anorthoclase, orthoclase, analcime and zeolites; III – intermediate zone, microcrystalline massive olivine nephelinites with rare grains of melilite; IV – melilite-olivine nephelinites. Here and in tables 2–4 dash – is not detected.

Ol – olivine, Cpx – clinopyroxene, Tmt – titanomagnetite, Ne – nepheline, Pl – plagioclase, Kfs – potassium feldspar, Zeo – zeolite, Mel – melilite.

появляется мелилит, уменьшается содержание пироксена, а нефелина – увеличивается. Количество титаномagnetита во всех породах остается почти одинаковым (12.0–12.8 об. %).

Оливин. Содержание оливина в ходе формирования пород массива от нефелинитов краевой зоны массива к мелилитовым нефелинитам центральной почти не изменяется (13.7–15.0 об. %). Основная его часть проявлена в виде фенокристов, на долю матрикса приходится не более 3%. Менее всего (около 8%) фенокристов отмечено в приконтактовом закаленном нефелините, где они проявлены в виде тонких призм (до 1.8×0.2 мм) часто с расщепленными окончаниями. При удалении от контакта фенокристы обретают более правильную призматическую форму. По краям их обычно развиты боулингит и иддингсит. Местами отмечаются сдвоенные каймы: ближняя к оливину – боулингитовая, следующая за ней – иддингситовая. Иногда внутри фенокристов развит зеленый глинистый минерал типа сапонита-саладонита.

Распределение коэффициента магнезиальности Mg^* ($Mg/(Mg + Fe)$) оливина отражено на рис. 4а. В фенокристах он составляет 0.82, в матриксе – 0.79, а в дочерних фазах оливина из расплавных включений снова возрастает (до 0.82). При этом хорошо выраженное общее распределение Mg^* по каждому из выделенных типов оливина довольно часто нарушается перекрытием значений.

Клинопироксен. Относится к окрашенным светло-буроватым, зеленовато-серым, светло-фиолетовым и фиолетовым разностям с заметным плеохроизмом, двупреломлением (до 0.035) и малым углом $2V$ (30–40°). Разлит в виде фенокристов и микролитовых зерен матрикса. Последние заметно преобладают. В нефелинитах его содержание варьирует от 45.4 до 48.6 об. %, в мелилитовых нефелинитах сокращается до 34.4 об. % (см. табл. 1). Размер фенокристов от 0.35 до 1.8 мм, форма преимущественно призматическая. Часто представлен зональными кристаллами с неустойчивой последовательностью зон и их количеством. В центральной зоне пегматитовых глобул образован бледно-зеленым, зеленым (до изумрудно-зеленого) эгирин-авгитом и светло-коричневым акмитом, иногда окаймленными щелочной роговой обманкой.

Mg^* фенокристов матрикса и дочерних фаз расплавных включений в целом повторяют картину распределения этого показателя в оливине (см. рис. 4а).

Недосыщенность пород кремнеземом находит отражение в пониженном содержании SiO_2 в составе пироксена главных типов пород (табл. 2), а высокая доля волластонитового минала в нормативном составе указывает на выраженный фассаитовый геохимический тренд. Повышенные содержания Al_2O_3 (8.5–9.8 мас. %) и TiO_2 (до 3.0 мас. %)

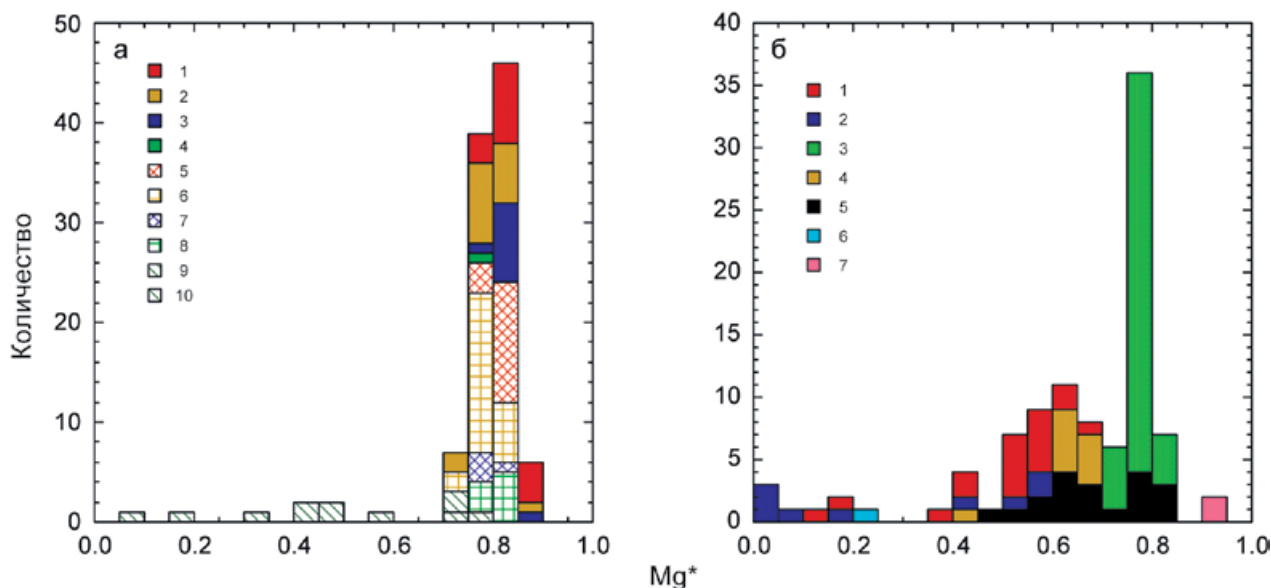


Рис. 4. Распределение Mg^* (магнезиальность ($Mg/(Mg+Fe)$)) в минералах Табат.

а – оливин (1–4) и пироксен (5–10): 1 – фенокристы, 2 – зерна матрикса, 3 – из расплавных включений, 4 – из графической зоны пегматитовых глобул, 5 – фенокристы, 6 – зерна матрикса, 7 – из расплавных включений в оливине, 8 – то же, в клинопироксене, 9 – из центральной части пегматитовых глобул, 10 – из графической зоны пегматитовых глобул; б: 1 – биотит, 2 – амфибол, 3 – мелилит, 4 – иддингситы и боулингиты, 5 – сапониты-селадониты, 6 – нонтронит, 7 – сепиолит.

Fig. 4. Distribution of Mg^* in Mt. Tabaat minerals.

а – olivine (1–4) and pyroxene (5–10): 1 – phenocrysts, 2 – matrix grains, 3 – from melted inclusions, 4 – from the graphic zone of pegmatite globules, 5 – phenocrysts, 6 – the grains of the matrix, 7 – from the melted inclusions in the olivine, 8 – the same, in clinopyroxene, 9 – from the central part of the pegmatite globules, 10 – from the graphic zone of pegmatite globules; б: 1 – biotite, 2 – amphibole, 3 – melilite, 4 – iddingsites and bowlingites, 5 – saponites-seladonites, 6 – nontronites, 7 – sepiolite.

(Morimoto, 1989) указывают на принадлежность значительной части пироксена к глиноземисто-титанистому диопсиду и фассаиту (рис. 5а). Богатые Na_2O пироксены пегматитовых обособлений принадлежат эгирину и эгирин-авгиту (рис. 5б).

Нефелин. Один из основных минералов матрикса пород. В нефелинитах краевой фации представлен мелкими ксеноморфными зернами, ассоциирующими с анальцимом и цеолитом, иногда с плагиоклазом и щелочным полевым шпатом в лейкократовом матриксе и амигдалоидных обособлениях. В промежуточной и центральной зонах местами дает изометричные формы, а в пегматитовых глобулах – гексагональные и короткостолбчатые (до 1.10×0.55 мм). Химический состав минерала во всех типах пород довольно устойчив (см. табл. 2).

Мелилит. Развита в виде фенокристов (до 1.20×0.58 мм) и гипидиоморфных зерен матрикса. В породах промежуточной зоны часто образует оторочки вокруг фенокристов оливина и клинопироксена, а также окаймляет пойкилитовые включения оливина в пироксене. Значения Mg^* (0.80–0.77), по существу, тождественны таковым оливинов и клинопироксенов, однако в мелилите пегматитов возрастают до

0.83 (см. рис. 4б). В нормативном составе минерала акерманит (Ak) преобладает над натровым ($Na-Ak$) и железистым ($Fe-Ak$) компонентами (рис. 6).

Полевые шпаты. Плагиоклаз установлен в миндалинах и лейкократовых обособлениях матрикса нефелинитов краевой зоны в виде ксеноморфных незональных зерен размером до 0.5 мм. Состав его неустойчив и в разных зернах варьирует от андезина (An_{40}) до альбита (An_7). Преобладает олигоклаз. Относится к особой калиевой разновидности с содержанием K_2O до 2.87 мас. % (см. табл. 2). Щелочной полевой шпат ассоциирует с плагиоклазом и цеолитами в лейкократовой части матрикса и амигдалоидных обособлениях нефелинитов краевой фации (анортотоклаз, ортоклаз), является характерным минералом пегматитовых глобул (санидин). Химический состав минералов представлен в табл. 2.

Титаномagnetит. Породообразующий минерал пород, содержание которого в главных разностях пород массива остается практически постоянным (12.0–12.9 об. %; см. табл. 1). Сосредоточен в их матриксе. Размер зерен от краевых нефелинитов (0.01 мм) к мелилитовым разностям центральной части массива постепенно увеличивается (до 0.15 мм).

Таблица 2. Представительные химические анализы минералов, мас. %**Table 2.** Representative chemical compositions of minerals, wt %

Компонент	Оливин				Клинопироксен				Нефелин				Амфибол	
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2
	500/6	500/1	371/2	16/1/4	500/3	500/7	371/1	16/1/2	1/1/3	14/1/2	500/1	16/1/3	Y/1/2	16/1/1
SiO ₂	38.44	38.35	38.32	37.92	45.04	46.36	46.92	52.83	44.62	42.39	42.12	41.56	39.22	49.14
TiO ₂	0.02	0.08	–	0.02	3.07	2.52	2.50	2.04	0.07	–	0.05	0.05	5.78	1.57
Al ₂ O ₃	0.05	0.04	–	–	9.79	8.99	8.46	0.17	33.8	34.42	33.54	33.00	11.73	4.08
Cr ₂ O ₃	0.03	–	–	–	0.30	–	0.12	0.05	–	–	–	–	–	–
FeO	20.58	23.04	21.38	19.37	6.50	7.78	8.60	26.13	0.97	0.95	0.95	0.95	16.03	24.29
MnO	0.62	0.74	0.53	0.85	0.07	0.15	0.13	0.10	0.02	–	–	0.01	0.24	0.91
MgO	39.95	37.77	39.36	40.61	12.17	12.04	12.26	2.49	0.09	–	0.21	0.17	9.59	0.09
CaO	0.61	0.86	0.30	0.74	21.99	20.95	20.27	0.55	1.76	1.79	2.06	0.93	11.94	2.79
Na ₂ O	–	–	–	–	–	–	0.78	12.29	15.57	16.04	15.54	15.77	2.75	12.73
K ₂ O	–	–	–	–	0.01	–	–	0.03	3.95	4.41	6.16	6.24	1.00	0.03
Сумма	100.32	100.87	99.89	99.55	99.79	99.74	100.04	99.32	100.54	100.00	100.62	98.68	98.31	95.62
Mg*	0.82	0.79	0.81	0.82	0.81	0.78	0.77	0.17	–	–	–	–	–	–
Компонент	Мелилит				Полевые шпаты				Апатит				Биотит	Рёнит
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4		
	500	9/6/2	Y/1	16/1/3	1/1/5	1/1/1	1/1	16/2/1	1/1/4	14/1/3	500/1	16/1/7	14/1/4	14/1
SiO ₂	43.88	43.70	42.97	42.94	61.09	64.09	65.03	64.10	–	–	–	–	30.04	21.81
TiO ₂	–	0.01	–	0.02	–	0.16	–	0.12	–	–	–	–	8.14	13.08
Al ₂ O ₃	7.51	7.13	7.07	6.30	23.13	21.23	19.45	17.91	–	–	–	–	11.45	12.49
Cr ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.40
FeO	4.48	4.26	3.91	3.65	0.41	0.45	0.39	1.86	0.38	–	0.84	–	19.25	35.6
MnO	–	0.03	–	0.09	–	–	–	–	–	–	–	–	0.18	0.88
MgO	7.19	6.60	6.84	7.51	–	–	–	–	–	–	–	–	10.62	10.64
CaO	33.22	33.22	33.12	34.07	3.74	2.31	0.55	0.01	55.65	55.78	54.98	52.75	0.42	0.65
BaO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	10.03	–
Na ₂ O	3.54	4.53	3.78	3.9	8.16	7.10	4.77	2.47	–	–	–	0.43	0.61	3.00
K ₂ O	–	0.13	–	0.11	2.87	4.55	9.31	12.84	–	–	–	–	5.35	3.00
P ₂ O ₅	–	–	–	–	–	–	–	–	39.89	39.3	38.27	38.16	–	–
F	–	–	–	–	–	–	–	–	3.69	4.06	5.60	4.07	0.69	–
Cl	–	–	–	–	–	–	–	–	0.48	0.52	0.15	–	0.04	–
SrO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	14.62	–	–
Сумма	99.81	99.60	97.69	98.64	100.40	99.91	99.49	99.31	100.09	99.66	99.84	99.86	96.82	101.55

Примечание. Оливин: 1 – фенокристалл, 2 – из матрикса, 3 – из дочерней фазы расплавленного включения, 4 – из пегматитовой глобулы. Клинопироксен: 1 – фенокристалл, 2 – из матрикса, 3 – из дочерней фазы расплавленного включения, 4 – эгирин из пегматитовой глобулы. Нефелин: 1 – из краевой зоны, 2 – из промежуточной зоны, 3 – из центральной зоны, 4 – из пегматитовой глобулы. Мелилит: 1–3 – из мелилитовых нефелинитов центральной зоны, 4 – из пегматитовой глобулы. Амфибол: 1 – керсутит из мелилитовых нефелинитов, 2 – арфведсонит из пегматитовой глобулы. Полевые шпаты: 1–3 – из краевой зоны (1 – калиевый олигоклаз, 2 – анортотлаз, 3 – ортоклаз), 4 – санидин из пегматитовой глобулы. Магнетит: 1–3 – титаномангнетит соответственно из краевой, промежуточной и центральной зон, 4 – титансодержащий магнетит из пегматитовой глобулы. Апатит: 1–3 – фтор-апатит соответственно из краевой, промежуточной и центральной зон, 4 – стронциевый фтор-апатит из пегматитовой глобулы.

Note. Olivine: 1 – phenocryst, 2 – matrix, 3 – daughter phase in melt inclusion, 4 – pegmatite globule. Clinopyroxene: 1 – phenocryst, 2 – matrix, 3 – daughter phase in melt inclusion, 4 – pegmatite globule. Nepheline: 1 – border zone, 2 – intermediate zone, 3 – central zone, 4 – pegmatite globule. Melilite: 1–3 – melilite nepheline, central zone, 4 – pegmatite globule. Amphibole: 1 – kaersutite, olivine nepheline, 2 – arfvedsonite, pegmatite globule. Feldspars: 1–3 – border zone (1 – potassium-rich oligoclase, 2 – anorthoclase, 3 – orthoclase), 4 – sanidine, pegmatite globule. Magnetite: 1–3 – titanomagnetite from border, intermediate, and central zone, respectively, 4 – titanium-bearing magnetite, pegmatite globule. Apatite: 1–3 – fluorapatite, from border, intermediate, and central zone, respectively, 4 – strontium fluorapatite, pegmatite globule.

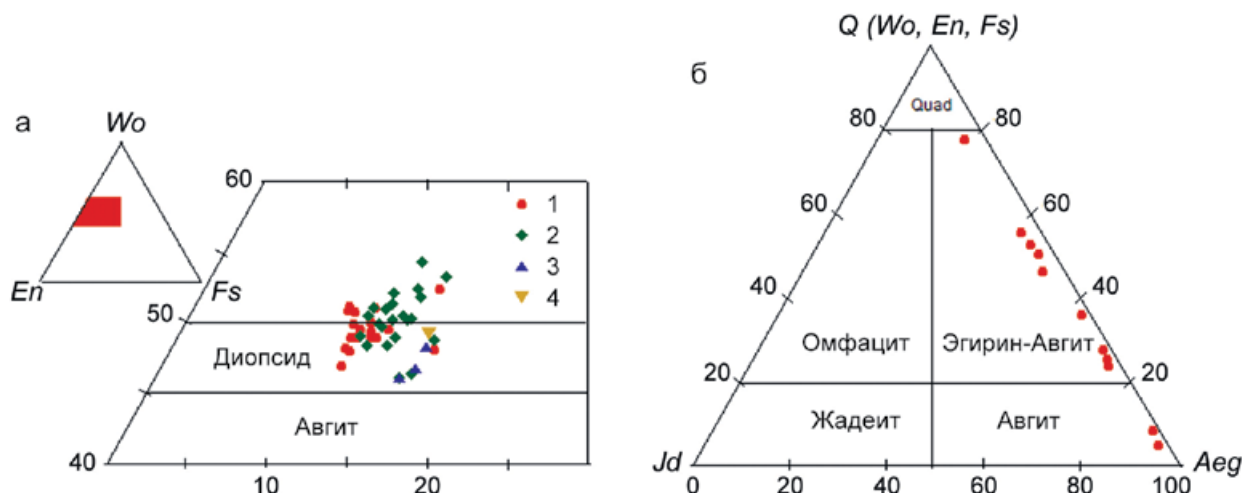


Рис. 5. Диаграммы $Wo-En-Fs$ для клинопироксенов (а) и $Aeg-Jd-Quad$ для щелочных пироксенов (б) Табат (Morimoto, 1989).

а – 1 – фенокристы, 2 – зерна матрикса, 3 – из расплавных включений, 4 – из графической зоны пегматитовых глобул;
б – эгирин-авгит, эгирин и акмит пегматитовых глобул.

Fig. 5. Diagrams of $Wo-En-Fs$ for clinopyroxenes (a) and $Aeg-Jd-Quad$ for alkali pyroxenes (b) of Mt. Tabaat (Morimoto, 1989).

а – 1 – phenocrysts, 2 – the grains of the matrix, 3 – daughter phases in melt inclusions, 4 – the graphic zone of pegmatite globules;
б – aegirine-augite, aegirine, and akmite of pegmatite globules.

В нефелинитах и мелилитовых нефелинитах представляет собой высокотитанистую разновидность, в пегматитовых обособлениях – титансодержащую (рис. 7, табл. 2).

Амфиболы. Встречаются в основном в лейкократовой зоне пегматитовых глобул, изредка в цеолит-полевошпатовых миндалинах и лейкократовых участках матрикса пород в виде керсутита и арфведсонита. Керсутит изредка встречается в матриксе мелилитовых нефелинитов, арф-

ведсонит – в центральной зоне пегматитовых глобул, где ассоциируют с щелочными пироксенами. Данные о химическом составе амфиболов приведены в табл. 2.

Рёнит. Представлен единичными игловидными (до 0.21 мм) темно-буро-красными до черных кристаллами в лейкократовых участках матрикса нефелинитов. Химический анализ (см. табл. 2) показывает аномально высокое содержание железа и щелочей и пониженное – CaO.

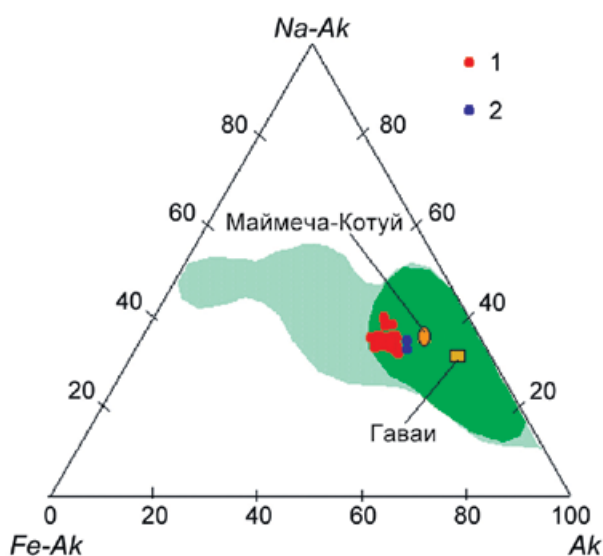


Рис. 6. Диаграмма $Fe-Ak-Na-Ak-Ak$ в мелилитах Табат.

1 – из мелилитовых нефелинитов, 2 – из центральной части пегматитовых глобул. Бледно-зеленым цветом окрашено поле распространения мелилитов вулканических пород (Velde, Yoder, 1976); для сравнения – мелилит Маймеча-Котуйской провинции (Асавин и др., 2012) и Гавайских островов (Gee, Sack, 1988). Ярко-зеленым цветом выделено поле преимущественных составов мелилитов изверженных пород (Mitchell, 2001).

Fig. 6. $Fe-Ak-Na-Ak-Ak$ diagram in melilites of Mt. Tabaat.

1 – melilite nephelinites, 2 – the central part of the pegmatite globules. Pale green color indicates melilites of volcanic rocks (Velde, Yoder, 1976); for comparison, melilite from Maimcha-Kotuy Province (Asavin et al., 2012) and Hawaii (Gee, Sack, 1988). Green field corresponds to main compositions of melilites from igneous rocks (Mitchell, 2001).

Биотит. Развита в породах неравномерно и главным образом в мелилитсодержащих и мелилитовых нефелинитах. Представлен ксено- и гипидиоморфными красновато-коричневыми зернами до 0.20–0.25 мм. В амигдалоидных обособлениях встречается в виде продолговатых пластинок в ассоциации с цеолитом и кальцитом. Характеризуется особым химическим составом: низким содержанием SiO_2 и высоким – BaO и TiO_2 (см. табл. 2).

Апатит. Образует тонкоиглочатые микрокристаллы, сосредоточенные в нефелине и мелилите. Относится к фтор-апатиту (см. табл. 2) с необычно высоким содержанием F, варьирующим от 3.7 до 4.1 мас. %. В пегматитах встречаются высокостронциевые разновидности.

Пирит и пирротин. Отмечены только в матриксе мелилитовых нефелинитов и пегматитовых обособлениях. В последних дают редкие изометричные зерна до 0.55 мм в поперечнике.

Редкоземельные минералы. Установлены только в пегматитовых глобулах при изучении на электронном микроскопе. Представлены тремя разновидностями: 1) церий-лантан-неодим-ториевым фосфато-силикатом, 2) титан-стронциевой вариацией лопарита, 3) стронциопироксеном.

Дейтерические минералы. Представлены кальцитом и рядом минералов с высоким содержанием в них гидроксил-составляющей. Последние образуют две ассоциации: лейкократовую (бесцветную) и меланократовую (окрашенную). В лейкократовой группе определены анальцит, натролит, томсонит, включающий высоконатровые разновидности, филлипсит, в том числе барийсодержащий, и шабазит, в том числе калиевый. Среди меланократовых минералов различаются боулингит и иддингсит, а также ряд крипто- и микрокристаллических, часто розетковидных, волокнистых и аморфных глинистых минералов с варьирующей зеленой (преобладающей) и бурой окраской. Большой разброс коэффициента Mg^* минералов этой группы от (0.41 до 0.81) частично соответствует оливину и пироксену, но в большей мере (0.52–0.69) биотиту и керсуниту (см. рис. 46).

Кальцит. Развита во всех типах пород, в которых наряду с другими поздними минералами участвует в строении матрикса, но в подчиненном сравнительно с ними количестве. В нефелинитах краевой зоны массива часто заполняет миндалины мономинерального и сложного (с полевым шпатом, нефелином, анальцитом, цеолитом) строения.

Подчеркнем, что дейтерические минералы и кальцит развиты в породах, не претерпевших каких-либо вторичных гидротермально-метасоматических преобразований, и по структурной позиции являются интегральной частью их матрикса и амигдалоидных обособлений.

Расплавные включения. Изучались в фенокристаллах оливина и клинопироксена (Vapnik et al.,

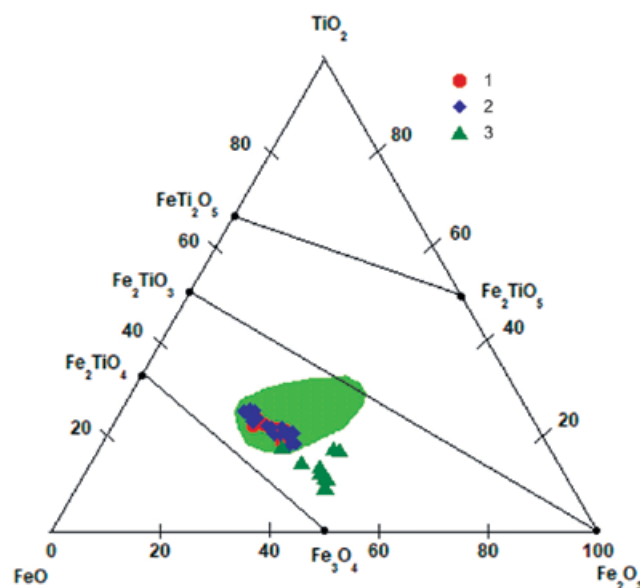


Рис. 7. Диаграмма $\text{TiO}_2\text{--FeO--Fe}_2\text{O}_3$ в титаномагнетитах Табат.

1 – зерна, окаймляющие ксено- и мегакристы хромшпинели; 2 – из матрикса; 3 – из пегматитовых глобул. Зеленое поле соответствует составу титаномагнетита щелочных вулканитов Гавайских островов (Katsura, 1962).

Fig. 7. $\text{TiO}_2\text{--FeO--Fe}_2\text{O}_3$ diagrams of titanomagnetite of Mt. Taabaat.

1 – grains, overgrowing xeno- and megacrysts of chrom-spinel; 2 – from matrix; 3 – from pegmatite globules. Green field indicates the composition of titanomagnetite from alkaline volcanic rocks of Hawaii (Katsura, 1962).

2007). Представлены фонолитами, нефелинитовыми и тефритовыми фонолитами.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

В содержаниях петрогенных окислов (табл. 3) наблюдаются очень незначительные изменения при переходе от оливиновых нефелинитов краевой зоны к мелилит-оливиновым нефелинитам центральной. Наиболее существенные изменения касаются только содержаний SiO_2 и CaO , различающихся в пределах первых процентов. При одинаковом суммарном содержании Na_2O и K_2O (около 5 мас. %) в породах краевой и центральной зон в последней на 0.15 мас. % меньше Na_2O и настолько же больше K_2O . Mg^* во всех фациях пород остается практически неизменным. Более чувствительными оказались молекулярные отношения главных оксидов, показывающие повышение значений $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, CaO/MgO и $(\text{CaO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ и снижение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ от безмелилитовых нефелинитов к мелилитовым. Коэффициент агайтности пород Ka^* $((\text{Na} + \text{K})/\text{Al})$ по направлению к мелилитовым

Таблица 3. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (ppm) элементов в субвулканическом тела Табат

Table 3. Content of major (wt. %) and trace (ppm) elements in Mt. Tabaat

Компонент	Краевая зона		Промежуточная зона 1		Промежуточная зона 2		Центральная зона			
	Оливиновые нефелиниты		Оливиновые нефелиниты		Мелилитсодержащие оливиновые нефелиниты		Мелилит-оливиновые нефелиниты			
	368	1/1	14/1	4/1	6/1	371/1	9/6	500	Y/1	16/1
SiO ₂	39.07	40.91	40.20	40.50	39.54	38.59	37.31	38.15	37.17	39.70
TiO ₂	2.74	2.78	2.59	2.62	2.63	2.50	2.41	2.48	2.41	2.38
Al ₂ O ₃	12.53	12.74	12.20	12.66	11.99	11.44	11.09	13.02	11.10	11.60
Fe ₂ O ₃	13.61	13.02	13.05	13.55	13.52	14.01	14.41	13.48	14.30	13.70
MnO	0.24	0.20	0.21	0.22	0.22	0.25	0.26	0.21	0.26	0.25
MgO	11.12	10.44	10.71	10.47	11.26	11.34	10.65	10.01	11.08	11.50
CaO	11.94	11.57	12.52	12.44	12.99	12.88	14.56	13.51	14.47	12.97
Na ₂ O	3.79	3.51	3.88	3.73	3.72	4.08	3.89	3.59	3.43	4.00
K ₂ O	1.08	0.96	1.00	1.32	1.17	0.93	1.33	1.19	0.93	1.46
P ₂ O ₅	1.17	1.20	1.21	1.10	1.12	1.22	1.25	1.19	1.21	1.11
LOI	2.08	2.66	3.39	1.07	1.79	2.69	2.47	3.48	2.81	1.87
Сумма	99.27	99.82	100.46	99.68	99.95	99.26	99.63	100.34	99.50	99.81
Mg*	0.68	0.67	0.68	0.66	0.68	0.67	0.65	0.65	0.66	0.68
K _a *	0.41	0.38	0.43	0.42	0.43	0.48	0.49	0.39	0.42	0.49
or	6.38	5.67	5.91	4.24	—	—	—	—	—	—
ab	2.00	5.00	4.70	—	—	—	—	—	—	—
an	13.99	16.17	12.92	13.90	13.27	9.45	9.56	15.90	12.14	9.38
lc	—	—	—	2.79	4.31	5.42	5.10	6.30	4.31	6.77
ne	17.36	13.2	17.65	17.10	17.05	18.70	17.83	15.59	15.72	18.34
di	30.09	27.67	33.44	32.57	33.58	31.04	26.19	22.27	26.30	27.11
ol	21.45	15.62	12.69	13.89	15.02	15.10	16.20	19.98	16.96	21.45
mt	6.68	5.82	6.26	6.60	6.55	6.95	7.84	7.50	7.68	3.41
il	5.20	5.28	4.92	4.98	4.90	4.75	4.58	4.58	4.63	4.52
ap	2.71	2.39	2.83	2.55	2.59	2.83	2.90	2.64	2.80	2.57
ln	—	—	—	—	0.59	2.34	6.75	7.60	5.84	4.40
An%	86	86	86	100	100	100	100	100	100	100
Li	9.5	9.1	10.1	—	10.3	12.1	9.0	13.1	9.4	—
Be	1.7	1.8	1.2	—	1.3	1.1	2.0	1.1	1.7	—
Sc	18.1	20.0	18.0	—	20.1	19.2	20.0	18.8	20.2	—
V	117	189	210	320	201	165	200	162	218	206
Cr	234	245	269	350	249	221	305	219	259	282
Co	59.7	53.1	58.0	60.0	56.8	53.3	56	44	64	70
Ni	168	175	206	250	158	134	280	138	210	246
Cu	59.4	56.5	57.3	—	56.4	40.4	—	38.3	55.1	—
Zn	148	158	154	—	164	139	—	71	133	—
Ga	19.5	18.5	17.5	—	18.0	17.7	—	15.9	19.5	—
Ge	1.2	1.1	1.2	—	1.2	0.8	—	0.8	1.1	—
Rb	29.4	30.1	31.7	27.0	31.0	30.2	40.0	33.2	38.1	47.0
Sr	990	1197	977	1360	998	1212	1380	743	1233	1200
Y	24.3	27.0	25.8	35.0	26.8	22.3	33.0	21.7	27.6	32.0
Zr	251	260	258	240	248	237	230	224	248	239
Nb	128	118	123	90	120	119	140	117	129	206
Mo	1.9	2.7	2.2	—	2.3	1.7	—	1.6	2.3	—
Ag	2.0	1.7	1.9	—	1.9	2.1	—	2.8	2.0	—
Cd	0.26	0.28	0.18	—	0.18	0.11	—	0.10	0.24	—

Таблица 3. Окончание

Table 3. Ending

Компонент	Красвая зона		Промежуточная зона 1		Промежуточная зона 2		Центральная зона			
	Оливиновые нефелиниты		Оливиновые нефелиниты		Мелилитсодержащие оливиновые нефелиниты		Мелилит-оливиновые нефелиниты			
	368	1/1	14/1	4/1	6/1	371/1	9/6	500	Y/1	16/1
Sn	1.6	1.7	1.7	–	1.6	1.6	–	1.4	1.6	–
Sb	0.13	0.14	0.14	–	0.14	0.14	–	0.14	0.12	–
Te	0.02	–	0.02	–	0.02	0.02	–	0.02	–	–
Cs	0.72	0.52	0.74	–	0.75	0.69	–	0.69	0.59	–
Ba	771	854	970	975	780	645	985	555	761	1000
La	80	80	89	80	83	75	80	75	86	105
Ce	154	148	175	148	148	131	142	129	156	200
Pr	17.9	15.9	18.6	20.3	16.4	18.4	17.0	16.4	16.9	20.6
Nd	59.2	60.5	68.0	71.0	60.4	58.3	76.0	57.8	65.9	73.0
Sm	9.08	10.27	11.10	10.60	10.03	8.98	10.00	9.84	10.81	11.80
Eu	3.49	3.16	4.10	3.05	3.86	3.44	3.20	2.93	3.25	4.20
Gd	8.26	7.47	8.41	13.00	8.47	7.21	12.00	7.10	9.02	10.80
Tb	1.14	1.07	1.19	1.60	1.29	1.83	1.10	0.78	1.11	1.40
Dy	6.81	6.29	6.51	11.00	6.49	6.61	8.50	4.48	6.43	6.70
Ho	1.14	1.11	1.12	1.00	1.13	1.10	1.10	0.79	1.10	1.20
Er	2.34	2.78	2.43	3.60	3.43	2.04	3.40	1.95	2.85	3.20
Tm	0.36	0.34	0.39	0.38	0.39	0.38	0.35	0.25	0.37	0.39
Yb	1.95	2.02	1.88	1.80	1.98	1.62	1.90	1.55	2.11	2.40
Lu	0.25	0.28	0.27	0.30	0.27	0.23	0.30	0.24	0.30	0.36
Hf	5.37	5.27	4.38	6.50	5.28	5.25	5.50	4.11	5.17	4.87
Ta	6.88	7.17	6.74	5.20	5.74	5.10	3.80	5.94	7.66	10.40
W	54	44	80	63	70	51	55	115	54	–
Tl	0.03	0.03	0.03	–	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	–
Pb	5.27	4.09	3.88	5.90	4.08	4.48	5.00	2.83	4.26	5.70
Bi	0.03	0.01	0.04	–	0.04	0.04	–	–	–	–
Th	13.1	11.7	12.8	9.5	11.8	10.7	9.0	8.7	13.1	16.7
U	3.2	3.0	2.9	2.3	2.8	2.7	2.0	2.2	3.1	4.7
Сумма TR	3531	3844	3535	4078	3535	3470	3534	3870	3886	3768
(La/Yb) _n	27.95	26.65	30.12	30.19	29.53	31.50	31.46	32.67	27.84	29.72
La/Yb	41.14	43.75	44.33	44.44	42.10	46.37	46.32	48.09	40.98	45.00
Eu/Eu*	1.224	1.100	1.281	0.098	1.243	1.300	0.847	1.068	1.003	1.165
Th/U	4.06	3.88	4.41	4.17	4.21	1.33	4.61	3.89	4.19	45.00
Zr/Hf	46.77	49.38	58.95	36.92	47.02	45.10	41.82	54.59	48.00	49.16
Rb/Sr	0.030	0.025	0.012	0.020	0.031	0.032	0.030	0.045	0.031	0.040
Nb/Y	5.27	4.73	4.77	2.57	4.49	5.31	4.24	5.40	4.67	6.44
LREE	323	317	320	312	306	296	328	290	339	416
HREE	22	19	22	28	23	21	29	17	23	26
LREE/HREE	14.54	16.42	14.52	11.29	13.08	14.06	11.45	16.94	14.55	15.67
Zr/Nb	1.96	2.59	2.10	2.67	2.06	2.00	1.64	1.91	1.92	1.92
Na ₂ O/K ₂ O	4.94	4.47	4.73	4.30	4.83	6.67	5.37	4.59	4.77	4.16
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	3.58	3.57	3.63	3.79	3.57	3.58	3.60	4.12	3.60	3.82
CaO/Na ₂ O	3.48	3.63	3.57	3.68	3.86	3.49	4.13	4.16	4.66	3.59
CaO/Al ₂ O ₃	1.73	1.645	1.89	1.78	1.97	2.05	2.39	1.88	2.37	2.03
CaO/MgO	0.77	0.79	0.84	0.85	0.83	0.82	0.98	0.97	0.92	0.81
(CaO + MgO)/SiO ₂	0.75	0.68	0.73	0.72	0.77	0.79	0.84	0.77	0.86	0.78

нефелинитам постепенно возрастает, хотя его значения всегда меньше 1 (0.587–0.643). Интересно, что в нормативном составе слабые изменения химизма трансформированы в довольно значимые различия. Так, в мелилитовых разностях полностью отсутствуют ортоклаз и альбит и, наоборот, присутствуют лейцит, ларнит и, кроме того, чистый анортит. Количество апатита и суммарных магнетита и ильменита во всех разностях пород остается практически неизменным.

Микрозондовые исследования расплавных включений в оливинах и клинопироксенах (Vapnik et al., 2007, а также неопубликованные данные) показали большую неоднородность их состава (табл. 4). Они представлены двумя разновидностями фонолитовых нефелинитов, фонолитовыми тефритами, двумя разновидностями фонолитов. Сравнительно с вмещающими породами в них намного больше кремнезема и щелочей, понижен Mg^* . Для нормативного состава характерны высокие содержания ортоклаза, нефелина, ильменита и апатита, присутствуют лейцит и ларнит. Молекулярные отношения важнейших оксидов, в сравнении с маловарьирующими отношениями во вмещающих породах очень неустойчивы и заметно отличаются от них. В основном они индицируют возрастание во включениях содержаний SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и K_2O . Ka^* пород в фонолитовой группе включений заметно увеличивается (от 0.863 до 1.190), что обусловило появление в них нормативного акмита.

Для пород главных фаций характерны повышенные концентрации большинства элементов-примесей. Как и для породообразующих оксидов, количественные изменения этих элементов слабо проявлены, часто вообще незаметны. Это касается, в частности, Cr, Co, Ni, Ga, Ge, Sr, Y, Sb, Cs, Be. Тем не менее некоторые закономерные изменения в концентрациях других элементов все же происходят. Так, от нефелинитов к мелилитовым нефелинитам отмечаются увеличение содержаний Rb, Nb, W, La, Nd, Dy и, наоборот, снижение – Cu, Zn, Zr, Ce и Eu. Близкая картина характерна и для ряда индикаторных геохимических отношений (La/Yb , Eu/Eu^* , Rb/Sr , Zr/Hf , Th/U , Nb/Y , $LREE/HREE$ и др.), из которых наиболее значимыми являются возрастающие в мелилитовых разностях значения La/Yb и Rb/Sr и снижающиеся Zr/Nb .

Из расплавных включений на содержание элементов-примесей проанализированы фонолитовые нефелиниты и фонолиты в оливине. Сравнительно с вмещающими породами они существенно обогащены редкими и редкоземельными элементами, особенно Rb, Ba, Li, Nb, Zr и легкими редкими землями, что получило отражение в повышенных отношениях Rb/Sr , La/Yb , Eu/Eu^* , Zr/Hf , Nb/Y . Отметим также повышенные концентрации во включениях хлора и фтора.

СРАВНЕНИЕ С ДРУГИМИ МЕЛИЛИТ-НЕФЕЛИНИТОВЫМИ СЕРИЯМИ

Оливин-базальт-базанит-нефелинитовая ассоциация Махтеш Рамона, включающая породы тела Табат, по геологическим, минералогическим и петро-геохимическим особенностям имеет сходство со многими вулканическими щелочными базит-ультрабазитовыми сериями мира. Среди них укажем ассоциации Гавайских островов в Тихом океане (Brey, 1978; Clague, Frey, 1982; Wilkinson, Stolz, 1983; Clague et al., 1986, 2016; Clague, Dalrymple, 1988), островов Кабо-Верде (Torres et al., 2010) и Фернанду-ди-Норонья (Lopes, Ulbrich, 2015) в Атлантическом, Коморы (Pelletier et al., 2014) в Индийском, а из континентальных серии Балконес на северной окраине Мексиканского залива (Spenser, 1969; Brey, 1978; Barker et al., 1987; Wittke, Mack, 1993), Фриманс Кове Канады (Mitchell, Platt, 1984), Богемия, Гессен, Хегай-Арах, Европы (Brey, 1978; Dunworth, Wilson, 1988; Wilson, Downes, 1991; Ulrich et al., 2000, 2002; Vaneckova et al., 1993), Антиатлас в Марокко (Berger et al., 2014), Боат Нарбур на западе Тасмании (Sutherland et al., 1996), Намакаланд, Спигель Риве и Робертсон в Южной Африке (Rogers et al., 1992; Janney et al., 2002), Хамада в Японии (Tatsumi et al., 1999), Мадагаскара (Melusso et al., 2007), Маймеча-Котуйской (Egorov, 1970; Васильев и др., 2017) и Кольской (Ivanikov et al., 1998) провинций в России.

Для иллюстрации петрохимического сходства пород тела Табат с этими районами использованы классификационные диаграммы TAS (Cox et al., 1979), SiO_2 –($CaO + MgO$) (Mitchell, Platt 1984; Mitchell, 2001) и Nb/Y – SiO_2 (Brey, 1978).

Поле распространения пород тела Табат на диаграмме TAS (рис. 8) оказалось общим с большинством указанных районов, которые объединены единым контуром. Диаграмма SiO_2 –($MgO + CaO$) обнаруживает более существенные различия в положении сравниваемых пород (рис. 9а). На ней мелилитовые нефелиниты района совмещены главным образом с полем распространения аналогичных образований океанических островов (см. на рис. 9а желтое поле), а из континентальных – с Хамада и Антиатлас. Диаграмма Nb/Y – SiO_2 (рис. 9б) выявляет обогащенность составов тела Табат ниобием и их близость к континентальным аналогам на Антиатлас, Турьем мысе, Хегай-Арах и Богемия.

По спектру редких и редкоземельных элементов породы Табат имеют типичные характеристики OIB и “анорогенных” континентальных серий (Lustrino, Wilson, 2007), что отражает картина их нормированного распределения на рис. 10.

Как отмечено ранее, кардинальных изменений в содержании редких элементов при смене нефелинитов мелилитовыми нефелинитами не происходит. Локальные отклонения содержаний Zr, Ba,

Таблица 4. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в расплавных включениях субвулканического тела Табат**Table 4.** Content of major (wt %) and trace (ppm) elements in melt inclusions of Mt. Tabaat

Компонент	Промежуточная зона 1			Промежуточная зона 2	Центральная зона			
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	42.93	46.75	44.10	48.3	45.97	49.52	41.97	42.64
TiO ₂	2.51	2.27	1.57	2.06	1.51	0.51	3.44	1.76
Al ₂ O ₃	21.26	19.77	18.59	14.72	17.18	22.92	15.34	14.17
FeO	7.75	5.97	8.67	9.44	8.48	1.59	8.77	9.90
MnO	0.09	0.11	0.11	0.13	0.11	0.01	0.24	0.34
MgO	5.22	4.38	5.15	4.24	4.74	1.92	5.37	5.55
CaO	4.16	7.63	8.53	2.13	7.07	2.28	7.60	11.1
Na ₂ O	5.46	6.61	6.01	5.05	7.19	13.14	6.87	8.26
K ₂ O	3.33	2.94	2.35	5.21	4.18	5.52	3.99	3.53
P ₂ O ₅	3.36	1.80	2.16	2.11	1.75	2.09	2.11	1.6
Cl	0.35	0.27	0.10	0.51	0.47	0.53	0.80	0.62
F	–	0.26	0.58	–	0.31	0.34	–	–
Сумма	96.43	98.50	97.35	93.90	98.65	100.03	96.50	99.47
Mg*	0.61	0.63	0.58	0.51	0.56	0.57	0.58	0.56
K _a *	0.41	0.50	0.47	0.65	0.66	0.84	0.71	0.86
or	19.68	17.37	13.89	30.79	24.7	32.62	23.58	20.86
ab	34.28	19.46	17.43	33.96	7.87	6.83	1.31	9.57
an	–	15.59	16.81	–	2.26	–	–	–
ne	6.46	19.77	18.11	4.75	28.69	53.30	30.00	24.47
di	–	8.33	9.07	–	17.18	–	19.02	–
ac	–	–	–	–	–	2.28	1.27	11.57
ol	11.04	6.12	8.21	11.60	5.69	2.39	5.29	16.42
mt	5.07	3.81	6.70	5.80	5.80	–	4.77	–
il	4.77	4.31	2.98	3.91	2.87	0.97	6.53	3.34
ap	7.78	4.17	5.00	4.89	4.05	1.14	4.89	3.71
ru	–	–	–	–	–	0.66	–	1.81
c	9.15	–	–	1.95	–	–	–	–
Cr	–	173	356	–	124	303	–	–
V	–	144	62	–	87	107	–	–
Rb	–	75	96	–	153	248	–	–
Ba	–	1697	1627	–	4151	1969	–	–
Sr	–	2398	1570	–	2203	2144	–	–
Zr	–	350	455	–	596	425	–	–
Hf	–	6.3	8.4	–	10.0	8.4	–	–
Nb	–	227	243	–	460	397	–	–
Ta	–	7.7	14.9	–	13.0	12.5	–	–
Th	–	18.1	15.9	–	42.0	35.0	–	–
U	–	4.7	3.7	–	9.6	12.6	–	–
Y	–	33.0	37.2	–	47.0	38.8	–	–
La	–	165	234	–	244	211	–	–
Ce	–	290	328	–	425	355	–	–
Nd	–	109	119	–	138	122	–	–
Sm	–	18.0	17.8	–	22.6	20.1	–	–
Eu	–	5.0	4.5	–	6.2	4.9	–	–
Gd	–	12.9	19.7	–	16.5	18.0	–	–
Dy	–	8.5	9.7	–	12.2	10.4	–	–
Er	–	3.9	3.8	–	6.2	5.2	–	–

Таблица 4. Окончание

Table 4. Ending

Компонент	Промежуточная зона 1			Промежуточная зона 2	Центральная зона			
	1	2	3	4	5	6	7	8
Yb	—	1.9	1.4	—	3.0	2.1	—	—
B	—	6.6	5.8	—	12.0	6.9	—	—
Li	—	7.5	19.5	—	19.8	32.0	—	—
Be	—	3.0	3.7	—	3.4	3.0	—	—
Сумма TR	—	5765	5755	—	8805	7607	—	—
La/Yb	—	86.84	167.14	—	81.33	101.25	—	—
Eu/Eu*	—	1.00	0.74	—	0.98	0.79	—	—
Th/U	—	3.85	4.30	—	4.37	2.78	—	—
Zr/Hf	—	55.55	54.17	—	59.60	50.47	—	—
Rb/Sr	—	0.03	0.06	—	0.07	0.12	—	—
Nb/Y	—	6.88	6.53	—	9.79	10.24	—	—
LREE	—	587	703	—	836	712	—	—
HREE	—	27.2	34.6	—	37.9	35.5	—	—
LREE/HREE	—	21.28	20.32	—	22.05	20.15	—	—
Zr/Nb	—	1.54	1.87	—	1.30	1.07	—	—
Na ₂ O/K ₂ O	2.49	3.41	3.89	1.47	2.61	3.62	2.62	3.55
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	6.62	6.83	9.30	5.60	8.91	34.35	3.14	6.32
CaO/Na ₂ O	0.84	1.27	1.57	0.36	1.09	0.19	1.22	1.48
CaO/Al ₂ O ₃	0.35	0.70	0.83	0.26	0.75	0.16	0.90	1.42
CaO/MgO	0.57	1.25	1.19	0.36	1.07	0.85	1.02	1.44
(CaO+MgO)/SiO ₂	0.28	0.31	0.38	0.17	0.32	0.10	0.38	0.47

Примечание. 1–7 – включения в оливине, 8 – включение в клинопироксене.

Note. 1–7 – melt inclusions in olivine; 8 – ones in pyroxene.

Y, HREE в породах промежуточных зон свидетельствует лишь о незначительном их перераспределении в ходе кристаллизации массива. Наиболее заметно возрастание Rb, коррелирующее с соответствующим повышением содержаний K₂O и La. Таким образом, если относиться к содержаниям редких элементов в краевой закаленной зоне массива как к близким к исходным, можно предположить их инертное поведение в процессе образования пород тела Табат.

Многие щелочные серии мира, включающие в себя мелилитовые породы, завершаются феолитами. В изучаемой ассоциации феолитовые тела отсутствуют. Тем не менее феолитовая тенденция, судя по составу расплавных включений, с очевидностью проявлена. По составу они наиболее близки к феолитам расплавных включений Маймеча-Котуйской провинции (Васильев и др., 2017) и ийолитам Гавайских островов и представляют собой наиболее недосыщенный SiO₂ тип с ясной прерывистостью (так называемый *Daly gap* (Thompson et al., 2001)) между ними и вмещающими мелилитовыми нефелинитами (см. рис. 8).

ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПОРОД И СОСТАВ РОДОНАЧАЛЬНОГО РАСПЛАВА

Геологические и петрогеохимические данные позволяют предположить, что смена минеральных парагенезисов в теле Табат происходит непосредственно в камере стабилизации расплава. При окончательной остановке магмы на ее контакте с вмещающими породами возникает зона закалки. Внешне эта зона обнаруживает себя развитием мелкозернистой и складчатой призматической отдельности, афанитовой и амигдалоидной текстур, низким количеством фенокристов и пятнистой текстурой. За ней следует узкая промежуточная зона с довольно резким укрупнением зернистости и появлением первых кристаллов мелилита, которую можно рассматривать в качестве температурного барьера, впереди которого формируется зона с устойчивым породообразующим мелилитом.

Кристаллизация безводных минералов (оливина, пироксена, нефелина, мелилита и титаномагнетита) происходит в условиях низкого давления (субвулканическая фация); согласно прямым и экспериментальным измерениям в аналогичных

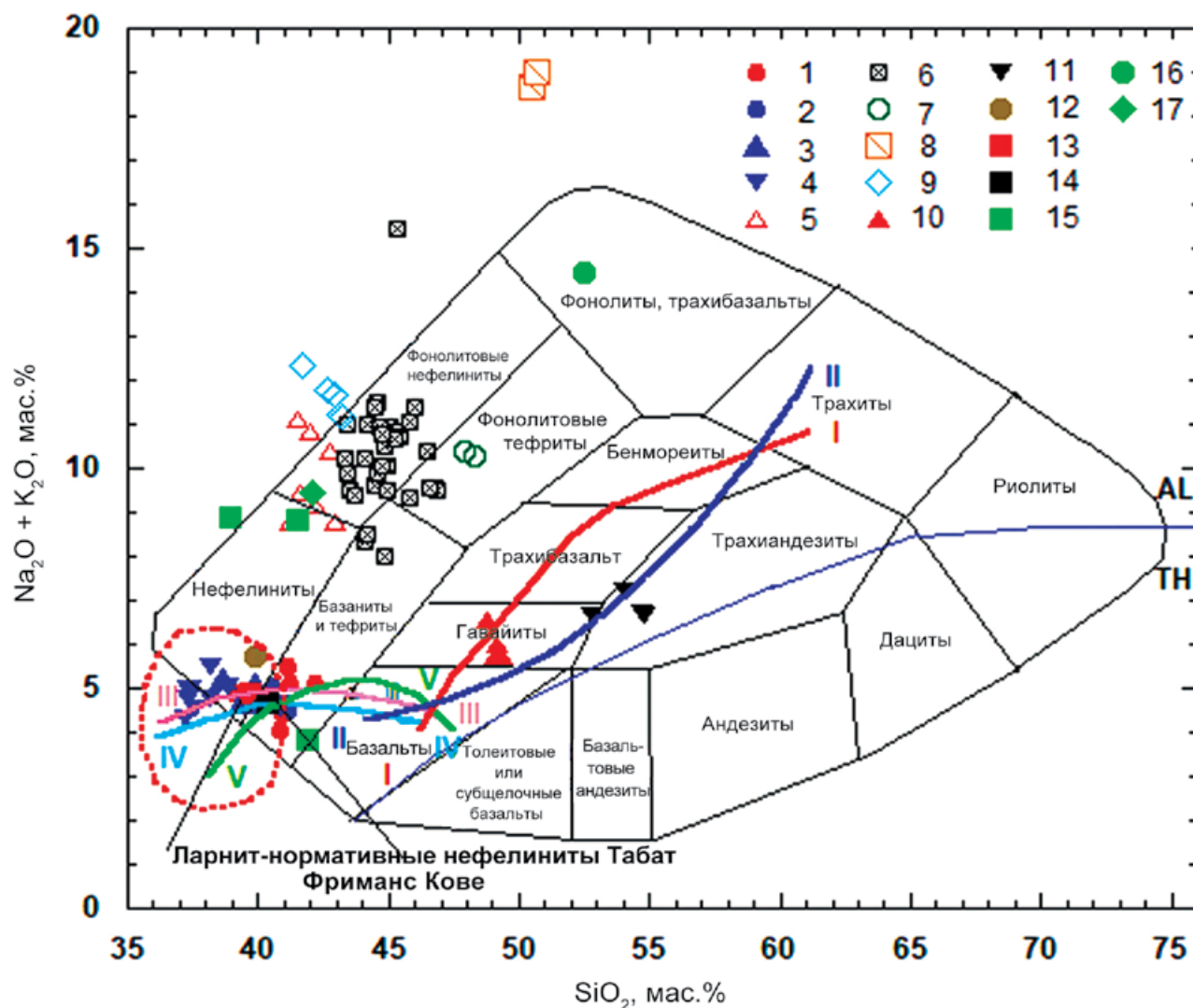


Рис. 8. TAS-диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ (Cox et al., 1979) для магматических пород Махтеш Рамона и других районов мира.

Линии эволюции состава магматических серий: I–I – предарод-конгломератовая габбро-сиенитовая ассоциация Махтеш Рамона, II–II – пост-щитовая серия Гавайских островов, III–III – постарод-конгломератовая оливин-базальт-базанит-нефелинитовая ассоциация Махтеш Рамона, IV–IV – пост-эрозионная серия Гавайских островов, V–V – оливин-базальт-базанит-нефелинитовая часть серии Балконес (USA). Фигуративные точки составов пород Табат (1–4): 1 – оливиновые нефелиниты краевой зоны, 2 – то же, первая промежуточная зона, 3 – мелилитсодержащие оливиновые нефелиниты, вторая промежуточная зона, 4 – мелилит-оливиновые нефелиниты, центральная зона; расплавные включения (5–11): 5, 6 – разновидности фенолитовых нефелинитов в оливине, 7 – фенолитовых тефритов в оливине, 8 – фенолиты в оливине, 9 – фенолиты в клинопироксене, 10 – гавайиты в клинопироксене, 11 – муджириты в клинопироксене; 12 – средний состав мирового нефелинита (Бородин, 1981); 13 – состав первичного расплава тела Табат; 14 – Ln-нормативный нефелинит Фриманс Кове, Канада (Mitchell, Platt, 1984); 15 – ийолиты Гавайских островов (Clague et al., 2016); 16 – фенолиты Балконес (Spenser, 1969); 17 – фенолиты Маймеча-Котуйской провинции (Egorov, 1970). Красным пунктиром обозначено поле распространения мелилит-оливиновых нефелинитов других районов мира.

Fig. 8. $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ TAS-diagram (Cox et al., 1979) for magmatic rocks of Makhtesh Ramon and other regions of the world.

The lines of magmatic series evolution: I–I – PreArodcgl gabbro-sienite association of Makhtesh Ramon, II–II – post-shield series of Hawaii, III–III – PostArodcgl olivine-basalt-basanite-nephelinite of Makhtesh Ramon, IV–IV – post-erosion series of Hawaii, V–V – olivine-basalt-basanite-nephelinite part of Balcones series (USA). Rock compositions of Mt. Tabaat (1–4): 1 – olivine nephelinite, the border zone, 2 – the same, the first intermediate zone, 3 – melilite-containing olivine nephelinites, the second intermediate zone, 4 – melilite-olivine nephelinites, the central zone; melt inclusion compositions (5–11): 5, 6 – varieties of phonolitic nephelinite in olivine, 7 – phonolitic tephrite in olivine, 8 – phonolites in olivine, 9 – phonolites in clinopyroxene, 10 – hawaiites in clinopyroxene, 11 – mudjierites in clinopyroxene; 12 – the average composition of nephelinite (Borodin, 1981); 13 – parent melt composition of Mt. Tabaat subvolcanic body; 14 – Ln-normative nephelinite, Freemans Cove, Canada (Mitchell, Platt, 1984); 15 – ijolites, Hawaii (Clague et al., 2016); 16 – phonolites, Balcones (Spenser, 1969); 17 – phonolites, Maimecha-Kotuy Province (Egorov, 1970). The red dotted line marks the distribution field of melilite-olivine nephelinites of other parts of the world.

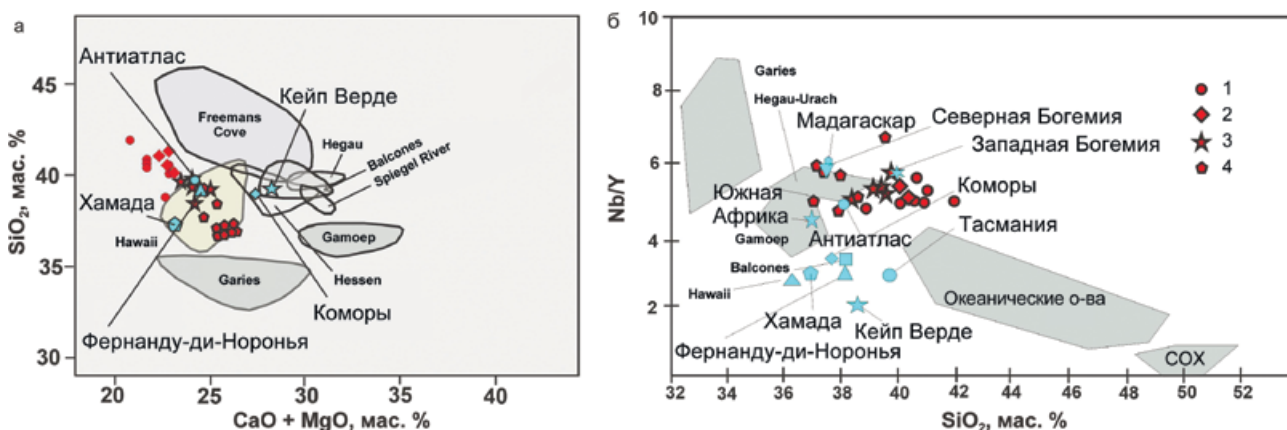


Рис. 9. Диаграммы SiO_2 –($\text{CaO} + \text{MgO}$) (а) и Nb/Y – SiO_2 (б) (Mitchell, 2001) для оливиновых нефелинитов и мелилит-оливиновых нефелинитов Табат.

Фигуративные точки составов пород Табат (1–4): 1 – оливиновые нефелиниты краевой зоны; 2 – то же, первая промежуточная зона; 3 – мелилитсодержащие оливиновые нефелиниты, вторая промежуточная зона; 4 – мелилит-оливиновые нефелиниты, центральная зона.

Fig. 9. SiO_2 –($\text{CaO} + \text{MgO}$) (a) and Nb/Y – SiO_2 (б) diagrams (Mitchell, 2001) for olivine nephelinites and melilite-olivine nephelinites of Mt. Tabaat.

Rock compositions of Mt. Tabaat (1–4): 1 – olivine nephelinite, the border zone; 2 – the same, the first intermediate zone; 3 – melilite-containing olivine nephelinites, the second intermediate zone; 4 – melilite-olivine nephelinites, the central zone.

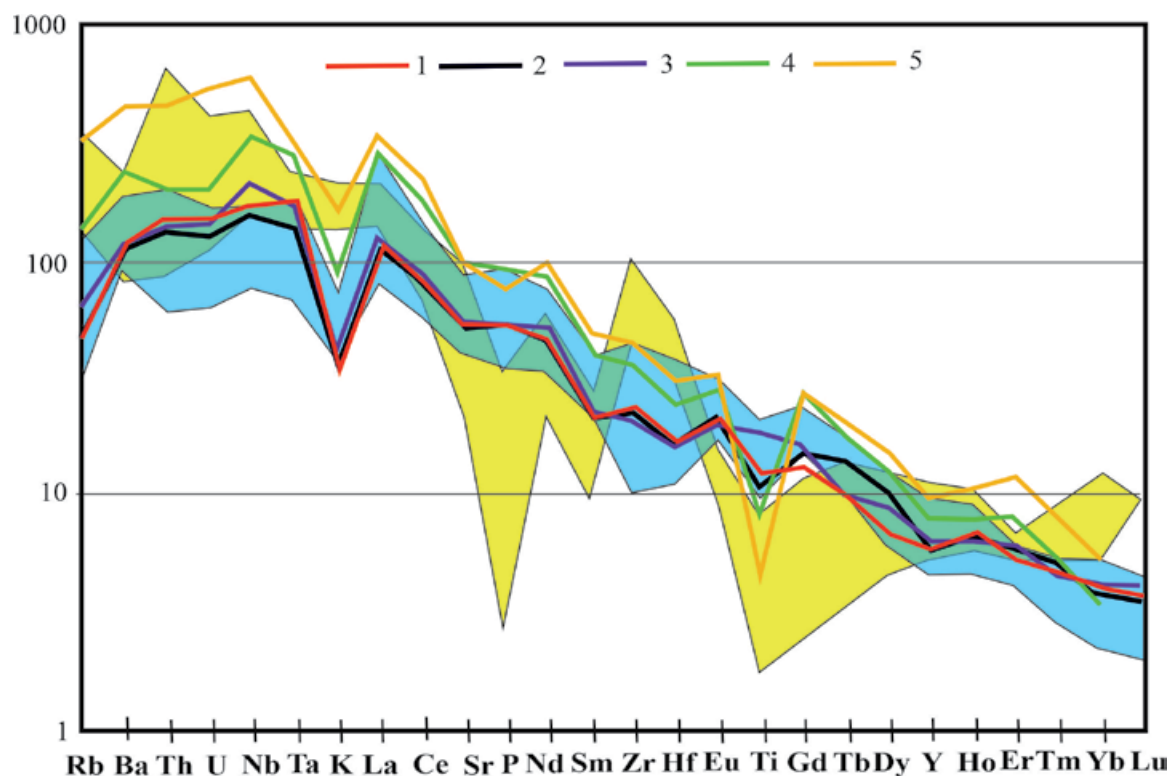


Рис. 10. Нормированное по примитивной мантии распределение редких и редкоземельных элементов в породах и расплавах включений Табат и других районов мира (Sun, McDonough, 1989)

1 – краевая зона, оливиновые нефелиниты; 2 – промежуточная зона, мелилитсодержащие оливиновые нефелиниты; 3 – центральная зона, мелилит-оливиновые нефелиниты; 4, 5 – расплавы включений в оливине (фонолитовые нефелиниты и фонолиты соответственно). Голубой и желтой полосами выделены поля мелилит-оливиновых нефелинитов и фонолитов соответственно других районов мира.

Fig. 10. Average-primitive-mantle-normalized distribution of rare and rare earth elements in rocks and melt inclusions of Mt. Tabaat and other regions of the world (Sun, McDonough, 1989).

1 – olivine nephelinites, the border zone; 2 – intermediate zone; 3 – melilite-olivine nephelinites, the central zone; 4, 5 – melt inclusions in olivine (phonolitic nephelinites and phonolites, respectively). Melilite-olivine nephelinites and phonolites belonging to other regions of the world are located in the blue and yellow fields, respectively.

породах температура находится в пределах 1370–1000 °C (Katzura, 1962; Йодер, Тилли, 1965; Onuma, Yagi, 1967; Yoder, 1983; Clague, Frey, 1982; Асавин, 2016). При этом нижний лимит температуры (1100–1000 °C) определяется кристаллизацией магнетита, которая на 100–25 °C ниже солидусных температур оливина и клинопироксена (Wechsler et al., 1984; Frost, Lindsley, 1991; Lattard et al., 2006; Арискин, Бармина, 2000; Clague et al., 2016). Предкристаллизационная неоднородность щелочно-базальтовых расплавов наблюдалась при температуре 1280–1250 °C (Панина, Моторина, 2008), а кристаллизация расплавных включений и пегматитов – при 1180–1200 °C (Pearce, Beisler, 1965; Solovova, Girnis, 2012). Данные по гомогенизации расплавных включений в оливинах (1200–1160 °C) и пироксенах (1170 °C) изучаемых пород (Vapnik et al., 2007) вполне соответствуют указанным значениям температур.

Кристаллизация тела Табат начинается с выделения оливина, что хорошо видно на примере закаленных нефелинитов, прорывающих вмещающие базальты и туфы. Здесь, на расстоянии первых сантиметров от контакта, нефелиниты афанитовые и содержат только редкие фенокристы оливина. Затем, при удалении от контакта, происходит совместная кристаллизация фенокристов оливина и пироксена, продолжающаяся их кристаллизацией в виде минералов матрикса. Об условиях кристаллизации, близких к равновесию, можно судить по Mg^* оливина и пироксена, различия которых измеряются сотыми долями значений и тем не менее фиксируют общее снижение этого параметра от фенокристов к матриксу на фоне перекрытий значений в каждой из выделенных минеральных групп (см. рис. 4а). В составах пироксена эта тенденция подчеркнута повышением мольной доли Fs-компонента. Позднее кристаллизуются нефелин и титаномagnetит матрикса – самые поздние безводные минералы пород. Отметим, что от нефелинитов к мелилитовым нефелинитам в титаномagnetите увеличивается доля окисленного железа и, соответственно, уменьшается – минала ульвошпинели. На тройной диаграмме $FeO-TiO_2-Fe_2O_3$ (см. рис. 7) составы минерала попадают в поле титаномagnetитов щелочных вулканитов Гавайских островов (Katzura, 1962). По-видимому, смена непосредственно примыкающих к оливину боулинитовых оторочек иддингситовыми находится в тесной связи с возрастающей фугитивностью кислорода, обеспечивающей как маггемитовый тренд

в кристаллизации титаномagnetита, так и обратную зависимость содержаний в нем ульвошпинели и окисленного железа.

Переход нефелинит–мелилитовый нефелинит фиксируется также изменением текстурного рисунка пород. Для первых характерна шаровидно-шлировая текстура, свидетельствующая о микрогетерогенном состоянии кристаллизующегося расплава, для последних – массивная с более крупной и равнотермической структурой, а к минеральному парагенезису добавляется мелилит. В переходной зоне он наблюдается в основном в виде каемок, окружающих фенокристы оливина и клинопироксена, в центральной развит преимущественно в виде фенокристов и зерен матрикса, иногда в виде участков сложной пойкилитовой структуры клинопироксена с включениями призматического оливина, окруженного мелилитом (см. рис. 3б, в). Состав мелилита, судя по молярным соотношениям Fe-Ak, Na-Ak и Ak (см. рис. 6), находится в поле мелилитов вулканических серий (Yoder, Velde, 1976; Gee, Sack, 1988; Mitchell, 2001; Асавин и др., 2012). Однако, в сравнении с мелилитами, в частности, Гавайских островов и Маймеча-Котуйской провинции они характеризуются более высокими содержаниями железистого и натриевого аккерманита. Петрографические соотношения и одинаковая для оливина, пироксена и мелилита Mg^* свидетельствуют о равновесии фаз и предполагают их совместную перитектическую кристаллизацию. Последняя, согласно экспериментальным исследованиям (Onuma, Yagi, 1967; Gee, Sack, 1988; Йодер, Тилли, 1965), является следствием инконгруэнтного плавления при температуре 1135–1090 °C. При этом мелилит образуется как продукт реакции оливина и клинопироксена с нефелином. В описываемых породах достоверность подобной реакции в промежуточной зоне массива петрографически подтверждается замуровыванием фенокристов оливина и клинопироксена окаймляющим их мелилитом (см. рис. 3б, в). Появлению мелилита в центральной зоне массива содействует также повышенная активность в расплаве K_2O и P_2O_5 (Kushiro, 1975; Бернем, 1983), смещающих ликвидусные фазы, подобно воздействию CO_2 (Brey, Green, 1977; Eggler, 1974), в сторону общего понижения его кремнекислотности.

Непосредственное отношение к перитектическим реакциям имеют расплавные включения в фенокристах оливина и клинопироксена. С учетом образования вокруг последних мелилитовых кайм естественно предположить, что включения

являются реликтами стекловатых продуктов incongruentного плавления при образовании мелилита – процесса, аналогичного описанному в гранулитах Керала Хондалит Белт в Индии (Cesare et al., 2009), эколитах и гранулитах Памира (Таджикистан), метабазитах Курильских островов (Чупин и др., 2018). Перитектические реакции во времени предшествуют кристаллизации безводных минералов матрикса, а неоднородность составов включений является следствием реакций между оливином и пироксеном с неоднородным предкристаллизационным базисным расплавом.

Производными поздней стадии эволюции пород тела Табат являются пегматитовые обособления неоднородной структуры и состава, кристаллизовавшиеся в небольших глобулах. Для них характерна концентрическая зональность с развитием микрозернистой (гранофировой) или *peg-structure* в меланократовой зальбандовой зоне, пятнистой и более лейкократовой в центральной. Последняя часто сложена цеолитовым или цеолит-кальцитовым агрегатом. Примечательной особенностью состава глобул являются щелочные темноцветные минералы. Как следует из диаграммы (см. рис. 5б), пироксенам свойственна неустойчивость состава с тенденцией изменения от титан-авгита зальбандов к эгирин-авгиту и эгирину внутренней части глобул. По краям эгирина кристаллизуются арфведсонит и рибекит. К этой же зоне приурочен санидин. Преемственность состава пегматитов с вмещающими мелилитовыми нефелинитами проявляется через состав оливина ($Mg^* = 0.82-0.83$) и пироксена ($Mg^* = 0.75-0.78$) графической зоны (см. рис. 4а).

Заключительная (дейтерическая) стадия кристаллизации массива макроскопически проявлена в нефелинитах краевой зоны своеобразной субпараллельной полосчатостью, обусловленной развитием тонких прожилков, часто “птитматитового” типа, сложенными полевым шпатом, анальцимом, цеолитом. Образование прожилков такого рода можно связать с формированием контракционных трещин в неполностью затвердевшей породе и отжима в них обогащенных водой флюидов.

Биотит и керсутит относятся, по-видимому, к наиболее ранним минералам этой стадии. Замечательной особенностью биотита является его резкая недосыщенность кремнеземом, компенсируемая повышенными концентрациями BaO и TiO₂ (см. табл. 2), что характерно для многих щелочных серий мира, в частности Гавайских островов (Mansker et al., 1979).

Непрерывность развития собственно магматической и позднемагматической стадий кристаллизации пород подчеркивается распределением Mg^* сапонит-саладонитов (см. рис. 4б) с размахом значений, частично соответствующих порообразующим оливину и клинопироксену и одноименным дочерним фазам расплавных включений.

Активное участие в кристаллизации пород водосодержащих минералов с широкими вариациями состава отражает гетерогенность флюидной составляющей и большую роль H₂O в генерирующем их расплаве. Другими важными компонентами флюидов являются CO₂, фтор, концентрирующийся во фтор-апатите и биотите, Cl во фтор-апатите, S в пирите и пирротине пегматитовых глобул.

Установленные эмпирические признаки участия в образовании пород гидроксилсодержащей минерализации, во-первых, свидетельствуют о большой роли в магматическом процессе воды, во-вторых, фиксируют отсутствие в Табат четкого разделения между собственно магматическим и позднемагматическим этапами. Таким образом, подчеркивается непрерывность процесса кристаллизации массива в соответствии с температурами солидуса каждой из выделяющихся фаз в полном соответствии с представлениями В.А. Николаева (1965) и И.М. Волохова (1979) об органическом единстве флюидной составляющей с расплавом как свидетельства общности их первоисточника.

Изложенное приводит к выводу, что нефелиниты и мелилитовые нефелиниты тела Табат являются примером трансформации изначально оливин-меланефелинитового расплава непосредственно на месте его стабилизации, для нормативного состава которого характерны лейцит и чистый анортит – индикаторы потенциального ресурса расплава на кристаллизацию мелилита. Отметим, что этим показателям соответствуют ларнит-нормативный оливиновый нефелинит Фриманс Кове на севере Канады (Mitchell, Platt, 1984) и несколько обогащенный щелочами “глобальный” меланефелинит (Бородин, 1981).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Махтеш Рамон – фрагмент мезозойского рифтогенного магматизма Леванта с наиболее полно развитым рядом вулканических щелочно-основных и щелочно-ультраосновных пород. Ярким представителем этого ряда является раннемеловая порода-конгломератовая ассоциация с обилием в ее составе субвулканических оливиновых меланефелинитов, среди которых особый статус имеет интрузивное тело Табат с ядром мелилит-оливиновых меланефелинитов.

Приведенные данные позволили сопоставить породы Табат с известными мелилит-нефелинитовыми проявлениями мира и таким образом дополнить их ряд еще одним примером из Израиля.

Спецификой строения тела является широко развитая в нем призматическая отдельность. Исследование размеров, формы, залегания и изменения параметров призм в пространстве имеет методологическое значение, помогая расшифровке морфологии тел. Складкообразное изгибание призм

и их сжатие, фиксированное вогнуто-выгнутыми гранями, свидетельствуют, на наш взгляд, о компенсации высокого давления флюидов, реализованного при смене минерального парагенезиса нефелинитов на мелилит-нефелинитовый.

Два главных типа пород массива – нефелиниты и мелилитовые нефелиниты – связаны постепенным переходом, происходящим на очень коротком расстоянии, нередко наблюдаемым в пределах отдельно взятой призмы и указывающим на единство времени их образования.

Среди множества нефелинитовых тел Махтеш Рамона тело Табат единственное, в матриксе главных фаций которого не встречается остаточного стекла, что, вместе с отсутствием сколько-нибудь значимых контактово-метаморфических изменений во вмещающих породах, указывает на его формирование в закрытой адиабатической обстановке.

Полевые соотношения, петрографические и геохимические вариации состава пород и характер их взаимоотношений также свидетельствуют о кристаллизации из одной порции магматического расплава. При этом вся участвующая в порообразовании совокупность минералов была образована на месте стабилизации первичного расплава без прохождения интрателлурической стадии, т. е. является продуктом внутрикамерной кристаллизации. Характерно, что эволюция состава от недосыщенного SiO_2 оливин-нефелинитового к еще более недосыщенному оливин-мелилит-нефелинитовому происходила на фоне весьма незначительных, по сути изохимических, изменений.

К одному из важных аспектов проведенной работы относится выявление в генезисе пород Табат значительной роли многообразной ассоциации минералов с высоким содержанием гидроксильной составляющей, обычно рассматриваемых как постмагматическая гипергенная (цеолиты, иддингсит, боулингит, сапониты-селадониты). Как биотит, амфиболы и полевой шпат, эти минералы являются производными дейтерической стадии магматического процесса и кристаллизуются в матриксе и миндалинах пород как иерархически равнозначные безводным, индицируя плавный переход расплава к насыщенному водно-газовому флюиду.

Исследование в фенокристаллах оливина и пироксена расплавных включений обнаружило высокую дисперсность и очевидную преемственность их состава с составом вмещающих мелилитовых нефелинитов, от которых они отличаются существенно более высокими концентрациями щелочей, редких и рассеянных элементов. Эти включения мы рассматриваем как следы инконгруэнтного плавления в ходе реакций нефелина с оливином и клинопироксеном при образовании мелилита. Если это так, то при более масштабном развитии этого процесса, т. е. при генерации мелилититов, вполне веро-

ятно ожидать появления геологически самостоятельных фонолитовых тел.

Совокупность геологических и петрографических данных приводит нас к выводу о том, что состав первичной магмы, создавшей субвулканическое тело Табат, был оливин-меланефелинитовым с нормативными лейцитом и чистым анортитом.

Благодарности

Авторы выражают глубокую благодарность Д.А. Замятину (Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН) за исследования минералов. Аналитические данные получены в Центре коллективного пользования ИГГ УрО РАН “Геоаналитик”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арискин А.А., Бармина Г.С. (2000) Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, МАИК, Интерпериодика, 363 с.
- Асавин А.М. (2016) Коэффициент распределения в системе расплав–оливин–кальциевый пироксен и фракционирование редких элементов в щелочных расплавах по экспериментальным и природным данным. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 17 с.
- Асавин А.М., Тюрин Д.А., Сенин В.Г. (2012) Экспериментальная оценка коэффициентов распределения мелилит–расплав TR, Ni, Mn. *Вестн. ОНЗ РАН*, 4, NZ9001. doi: 10.2205/2012NZ_ASEMPG.
- Бернем Л.У. (1983) Значение летучих компонентов. *Эволюция изверженных пород*. М.: Мир, 425–467.
- Бородин Л.С. (1981) Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Недра, 195 с.
- Бородин Л.С. (1987) Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 262 с.
- Вайнгард У. (1967) Введение в физику кристаллизации металлов. М.: Мир, 161 с.
- Васильев Ю.Р., Гора М.П., Кузьмин В.В. (2017) Петрология фойдитового и меймечитового вулканизма Маймеча-Котуйской провинции (Полярная Сибирь). *Геология и геофизика*, 6, 817–833.
- Волохов И.М. (1979) Интрателлурические растворы и магматические формации. *Тр. Института геологии и геофизики. Сиб. отделение АН СССР*, 437, 166 с.
- Данилов В.И. (1956) Строение и кристаллизация жидкости. Киев: АН УССР, 219 с.
- Йодер Х.С. (1983) Мелилитсодержащие породы и родственные им лампрофиры. *Эволюция изверженных пород*. М.: Мир, 381–399.
- Йодер Х.С., Тилли К.Э. (1965) Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 248 с.
- Когарко Л.Н. (2011) Фракционирование мелилита в процессе дифференциации высококальциевых ларнит-нормативных расплавов, близких к кимберлитам. *Вестн. ОНЗ РАН*, 3, NZ6036. doi: 10/2205/2011NZ000166.
- Когарко Л.Н., Кругман Л.Д. (1981) Фтор в силикатных расплавах и магмах. М.: Наука, 124 с.
- Николаев В.А. (1965) К вопросу о генезисе гидротермальных растворов. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: АН СССР, 661 с.
- Панина Л.И., Моторина И.В. (2008) Жидкостная несме-

- симость глубинных магм и зарождение карбонатитовых расплавов. *Геохимия*, **5**, 487-504.
- Персиков Э.С. (1984) Вязкость магматических расплавов. М.: Наука, 160 с.
- Ферштатер Г.Б., Юдалевич З.А., Хиллер В.В. (2016) Ксенолиты в щелочных базальтоидах Махтеш Рамона (Негев, Израиль) как индикаторы мантийного метасоматоза и магнообразования. *Литосфера*, **3**, 5-26.
- Чупин В.П., Кузьмин Д.В., Смирнов С.З., Томиленко А.А. (2018) Перитектические расплавные включения и их петрологическое значение. *XIII Всеросс. конф. по термобарогеохимии*. М., 132-134.
- Юдалевич З.А., Вапник Е.А. (2018) Ксенокристы и мегакристы щелочной оливин-базальт-базанит-нефелинитовой ассоциации Махтеш Рамон (Израиль), их взаимодействие с выносящими расплавами и кристаллографические преобразования. *Литосфера*, **5**, 718-742.
- Юдалевич З.А., Ферштатер Г.Б., Эйяль М. (2014) Магматизм Махтеш Рамона: геология, геохимия, петрогенезис (природоохранная зона Хар ха-Негев, Израиль). *Литосфера*, **3**, 70-92.
- Янин Е.П. (2007) Фтор в окружающей среде (распространенность, поведение, техногенное загрязнение). *Экологическая экспертиза*, **4**, 2-98.
- Baltitude R.J., Green D.H. (1967) Experimental study at high pressure on the olivine nephelinite and olivine melilite nephelinite magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **3**, 325-327.
- Barker D.S., Mitchell R.H., McKay D. (1987) Late Cretaceous olivine nephelinite to phonolite magmatism in the Balcones province, Texas. *GSA Spec. Paper*, **215**, 293-304.
- Berger J., Ennih N., Ligeois J.-P. (2014) Extreme trace elements fractionation in Cenozoic nephelinites and phonolites from the Moroccan Anti-Atlas (Eastern Saghro). *Lithos*, **210-211**, 69-88.
- Bowen N.L. (1923) The genesis of melilite. *J. Washington Acad. Sci.*, **13**, 1-4.
- Bowen N.L. (1956) The evolution of the igneous rocks. N.Y., Dover Publications, 332 p.
- Brey G. (1978) Origin of olivine melilitites – chemical and experimental constraints. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **3**, 61-88.
- Brey G., Green D.H. (1977) Systematic study of liquidus phase relations in olivine melilitite + H₂O + CO₂ at high pressures and petrogenesis of olivine melilitite magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **61**, 141-162.
- Cesare B., Ferrero S., Salvioli-Mariani E., Pedron D., Cavallo H. (2009) "Nanogranite" and glassy inclusions: the anatectic melt in migmatites and granulites. *Geology*, **37**, 627-630.
- Clague D.A., Dalrymple G.B. (1988) Age and petrology of alkalic postshield and rejuvenated-stage lava from Kauai, Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**, 202-218.
- Clague D.A., Frey F.A. (1982) Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: Implications for the oceanic mantle below Hawaii. *J. Petrol.*, **3**, 447-504.
- Clague D.A., Frey F.A., Garsia M.O., Huang S., McWilliams M., Beeson M.H. (2016) Compositional Heterogeneity of the Sugarloaf melilite nephelinite flow, Honolulu volcanics, Hawaii. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **185**, 1251-1277.
- Clague D.A., Garsia M.O., Grey F.A., Grooms D.G. (1986) Petrology of volcanic rocks from Kaula island, Hawaii: Implications for the origin of Hawaiian phonolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **94**, 461-471.
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. (1979) The Interpretation of igneous rocks. L., George Allen & Unwin, 450 p.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (1962) Rock-forming minerals. Ortho- and ring silicates. Longmans, London, **1**, 371 p.
- Dunworth E.A., Wilson M. (1998) Olivine melilitites of the SW German Tertiary volcanic province: Mineralogy and petrogenesis. *J. Petrol.*, **39**, 1805-1836.
- Eggler D.H. (1974) Effect of CO₂ on the melting of peridotite. *Carnegie Inst. Washington Yearbook*, **73**, 215-224.
- Egorov L.S. (1970) Carbonatite and ultrabasic-alkaline rocks of the Maimecha-Kotun region, N. Siberia. *Lithos*, **3**, 341-359.
- Fershtater G., Yudalevich Z. (2017) Mantle metasomatism and magma formation in continental lithosphere: data on xenoliths in alkali basalts from Makhtesh Ramon, Negev desert, Israel. *Petrology*, **25**, 181-205.
- Finger L.W. (1972) The uncertainty of the calculated ferric iron content of a microprobe analysis. *Carnegie Inst. Washington Yearbook*, **71**, 600-603.
- Frost B.R., Lindsley D.H. (1991) Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks. Oxide minerals: petrologic and magnetite significance. *Rev. Mineral.*, **25**, 433-462.
- Gee L.L., Sack R.O. (1988) Experimental petrology of melilite nephelinite. *J. Petrol.*, **29**, 1233-1265.
- Guo J., Green T.H. (1990) Experimental study of Ba partitioning between phlogopite and silicate fluid at upper mantle pressure and temperature. *Lithos*, **24**, 83-95.
- Hoernle K., Schminke H.-U. (1993) The role of partial melting in the 15-Ma geochemical evolution of Gran Canaria: A blob model for the Canary hot spot. *J. Petrol.*, **34**, 599-626.
- Ivanikov V.V., Ruchlov A.S., Bell K. (1998) Magmatic evolution of melilite-carbonatite-nephelinite dyke series of the Turiy Peninsula (Kandalaksha Bay, White Sea, Russia). *J. Petrol.*, **39**, 2043-2059.
- Janney R.E., Le Roex A.P., Carlson R.W., Viljoen K.S. (2002) A chemical and multi-isotope study of the Western Cape olivine melilitites province, South Africa: Implications for the sources of kimberlites and origin of the HIMU signature in Africa. *J. Petrol.*, **43**, 2339-2370.
- Katsura T. (1962) Generalized titanomagnetite in Hawaiian volcanic rocks. *Contrib. no. 62-18 from College of Mineral Industries, Pennsylvania State Univ.*, 223-228.
- Kushiro I. (1975) On the nature of silicate melt and significance in magma genesis: Regularities in the shift of the liquidus boundaries involving olivine, pyroxene, and silica minerals. *Amer. J. Sci.*, **275**, 411-431.
- Lattard D., Engelman R., Kontny A., Sauerzapf U. (2006) Curie temperatures of synthetic titanomagnetite in the Fe-Ti-O system: effect of composition, crystal chemistry, and ferromagnetic methods. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **111**(B12). doi: 10.1029/2006JB004591.
- Laws E., Wilson M. (1997) Tectonics and magmatism associated with Mesozoic passive continental margin development in the Middle East. *J. Geol. Soc.*, **154**, 459-464.
- Lopes R.P., Ulbrich M.N.C. (2015) Geochemistry of the alkaline volcanic-subvolcanic rocks of the Fernando de Noronha Archipelago, southern Atlantic Ocean. *Brazilian J. Geol.*, **45**, 307-333.
- Lustrino L., Wilson M. (2007) The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. *Earth Sci. Rev.*, **81**, 1-65.
- Mansker W.L., Ewing R.S., Keil K. (1979) Barian-titanian biotite in nephelinites from Oahu, Hawaii. *Amer. Miner.*, **64**, 156-159.

- Melusso L., Morra V., Brotzu P., Grifa C., Lustrino M., Morbidelli P., Riziky H., Vincent M. (2007) The Cenozoic alkaline magmatism in the central-northern Madagascar: A brief overview. *Periodico di Mineralogia*, **76**, 169-180.
- Mitchell R.H. (1996) Undersaturated alkaline rocks: mineralogy, petrogenesis, and economic potential. Mineral. Ass. Canada, 312 p.
- Mitchell R.H. (2001) The classification of melilite clan. *Alkaline magmatism and the problems of mantle sources*. Irkutsk, 120-156.
- Mitchell R.H., Platt R.G. (1984) The Freemans Cove volcanic suite: Field relations, petrochemistry and tectonic setting of nephelinite-basanite volcanism associated with rifting in the Canadian Arctic Archipelago. *Can. J. Earth Sci.*, **21**, 428-436.
- Miyashiro A. (1978) Nature of alkalic volcanic series. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**, 91-104.
- Morimoto N. (1989) Nomenclature of pyroxenes. *Can. Miner.*, **27**, 143-156.
- Onuma K., Yagi K. (1967) The system diopside-akermanite-nepheline. *Amer. Miner.*, **52**, 227-243.
- Pearce M.L., Beisler J.F. (1965) Miscibility gap in the system sodium oxide – silica – sodium silicate at 1200 °C. *J. Amer. Cer. Soc.*, **48**, 40-42.
- Pelletier A.A., Caroff M., Cordier C., Bachèlery P., Nehlig P., Debeuf N., Arnaud N. (2014) Melilite-bearing lavas in Mayotte (France): An insight into the mantle source below the Comores. *Lithos*, **208-209**, 281-297.
- Rogers N.W., Hawkesworth C.J., Palacz Z.A. (1992) Phlogopite and the generation of olivine melilitites from Namaqualand, South Africa, and implications for element fractionation processes in the upper mantle. *Lithos*, **28**, 347-365.
- Samoilov V., Vapnik Ye. (2007) Fractional melting – the determining factor in the origin of thephrite-basanite-nephelinite rock suite: evidence from western Makhtesh Ramon, Israel. *N. Jb. Mineral. Abh.*, **184**(2), 181-195.
- Solovova I.P., Girnis A.V. (2012) Silicate-carbonate liquid immiscibility and crystallization of carbonatite and K-rich magma: Insights from melt and fluid inclusions. *Miner. Mag.*, **76**(2), 411-439.
- Spenser A.B. (1969) Alkalic igneous rocks of the Balcones province, Texas. *J. Petrol.*, **10**, 272-306.
- Sun S.S., McDonough W.E., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the oceanic basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., **42**, 313-345. <http://dx.doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>
- Sutherland F.L., Hendry D.F., Barron B.J., Matthews W.L., Hollis J.D. (1996) An unusual Tasmanian Tertiary basalt sequence, near Boat Harbour, northwest Tasmania. *Rec. Aust. Mus.*, **48**, 131-161.
- Tatsumi Y., Arai R., Ishizaka K. (1999) The petrology of melilite-olivine nephelinite from Hamada, Japan. *J. Petrol.*, **40**, 497-509.
- Thompson G.M., Smith I.E.M., Malpas J.G. (2001) Origin of oceanic phonolites by fractionation and the problem of Daly gap: Fractionation from Rarotonga. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **142**, 336-346.
- Torres P., Silva L.S., Munha J., Caldeira R., Mata J., Tassinari C. (2010) Petrology and geochemistry of lavas from Sal island: implications for the variability of the Cape Verde magmatism. *Comunicações Geológicas*, **97**, 35-62.
- Ulrich J., Novak J.K., Lloyd F.E., Balogh K., Buda G. (2002) Rock-forming minerals of alkaline volcanic series associated with Cheb-Domazlice Graben, West Bohemia. *Acta Mineral. Petrograph.*, **43**, 1-18.
- Ulrich J., Pives E., Povondra P., Rutšek J. (2000) Upper mantle xenoliths in melilite rocks of the Osečná Complex, North Bohemia. *J. Czech. Geol. Soc.*, **45**, 79-93.
- Vaneckova M., Holub F.V., Soucek J., Bowes D.R. (1993) Geochemistry and petrogenesis of tertiary alkaline volcanic suite of the Labe tectono-volcanic zone, Czech Republic. *Mineral. Petrol.*, **48**, 17-34.
- Vapnik Y., Sharygin V., Samoilov V., Yudalevich Z. (2007) The petrogenesis of basic and ultrabasic alkaline rocks of western Makhtesh Ramon, Israel: melt and fluid inclusion study. *Inter. J. Earth Sci.*, **96**, 663-684.
- Velde D., Yoder H.S. (1976) The chemical composition of melilite-bearing eruptive rock. *Carnegie Inst. Washington Yearbook*, **85**, 574-580.
- Wechsler B.A., Lindsley D.H., Prewitt C.T. (1984) Crystal structure and cation distribution in titanomagnetites (Fe_{3-x}Ti_xO₄). *Amer. Miner.*, **69**, 754-770.
- Wilkinson J.F.G., Stolz A.J. (1983) Low-pressure fractionation of strongly undersaturated alkaline ultrabasic magma: the olivine-melilite nephelinite, at Moiliil, Oahu, Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **83**, 363-374.
- Willie P.J. (1978) The effect of H₂O and CO₂ of planetary mantles. *Geophys. Res. Lett.*, **6**, 440-442.
- Wilson M., Downes H. (1991) Tertiary-Quaternary extension – related alkaline magmatism in Western and Central Europe. *J. Petrol.*, **4**, 811-849.
- Wittke J.H., Mack L.E. (1993) OIB-like mantle source for continental alkaline rocks of the Balcones province, Texas: trace element and isotope evidence. *J. Geol.*, **3**, 333-344.
- Woolley A.R. (1996) Classification of lamprophyres, lamproites kimberlites, and kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks. *Can. Miner.*, **34**, 175-186.
- Yoder H.S., Velde D. (1976) Importance of alkali content of magma yielding melilite-bearing rocks. *Carnegie Inst. Washington Yearbook*, **75**, 574-580.

REFERENCES

- Ariskin A.A., Barmina G.S. (2000) Simulation of phase equilibria in crystallization of basalt magmas. Moscow, Nauka, MAIK, Interperiodika Publ., 363 p. (In Russian)
- Asavin A.M. (2016) Distribution ratio in the system melt–olivine–calcium pyroxene and fractionation of rare elements in alkaline melts according to experimental and natural data. Cand. geol. and min. sci. diss. Irkutsk, 17 p. (In Russian)
- Asavin A.M., Tyurin D.A., Senin V.G. (2012) Experimental assessment of TR, Ni, Mn distribution ratios between melilite and melt. *Vestn. ONZ RAN*, **4**, NZ9001. doi: 10.2205/2012NZ_ASEMPG. (In Russian)
- Baltitude R.J., Green D.H. (1967) Experimental study at high pressure on the olivine nephelinite and olivine melilite nephelinite magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **3**, 325-327.
- Barker D.S., Mitchell R.H., McKay D. (1987) Late Cretaceous nephelinite to phonolite magmatism in the Balcones province, Texas. *GSA Spec. Paper*, **215**, 293-304.
- Berger J., Ennih N., Ligeois J.-P. (2014) Extreme trace elements fractionation in Cenozoic nephelinites and phonolites from the Moroccan Anti-Atlas (Eastern Saghro). *Lithos*, **210-211**, 69-88.
- Borodin L.S. (1981) Geochemistry of the main series of erupted rocks. Moscow, Nedra Publ., 195 p. (In Russian)

- Borodin L.S. (1987) Petrochemistry of magmatic series. Moscow, Nauka Publ., 262 p. (In Russian)
- Bowen N.L. (1923) The genesis of melilite. *J. Washington Acad. Sci.*, **13**, 1-4.
- Bowen N.L. (1956) The evolution of the igneous rocks. N.Y., Dover Publications, 332 p.
- Brey G. (1978) Origin of olivine melilitites – chemical and experimental constraints. *J. Volcan. Geotherm. Res.*, **3**, 61-88.
- Brey G., Green D.H. (1977) Systematic study of liquidus phase relations in olivine melilitite + H₂O + CO₂ at high pressures and petrogenesis of olivine melilitite magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **61**, 141-162.
- Burnham K.W. (1983) The importance of volatile components. *Evolution of the igneous rocks*. Moscow, Mir Publ., 425-467. (In Russian)
- Cesare B., Ferrero S., Salvioli-Mariani E., Pedron D., Cavallo H. (2009) “Nanogranite” and glassy inclusions: the anatectic melt in migmatites and granulites. *Geology*, **37**, 627-630.
- Chupin V.P., Kuzmin D.V., Smirnov S.Z., Tomilenko A.A. (2018) Peritectic melt inclusions and their petrological significance. *XIII Vserossiiskaya konferentsiya po termobarogeokhimii*. Moscow, 132-134. (In Russian)
- Clague D.A., Dalrymple G.B. (1988) Age and petrology of alkalic postshield and rejuvenated-stage lava from Kauai, Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**, 202-218.
- Clague D.A., Frey F.A. (1982) Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: Implications for the oceanic mantle below Hawaii. *J. Petrol.*, **3**, 447-504.
- Clague D.A., Frey F.A., Garsia M.O., Huang S., McWilliams M., Beeson M.H. (2016) Compositional Heterogeneity of the Sugarloaf melilite nephelinite flow, Honolulu volcanics, Hawaii. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **185**, 1251-1277.
- Clague D.A., Garsia M.O., Grey F.A., Grooms D.G. (1986) Petrology of volcanic rocks from Kaula island, Hawaii: Implications for the origin of Hawaiian phonolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **94**, 461-471.
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. (1979) The Interpretation of igneous rocks. L., George Allen & Unwin, 450 p.
- Danilov V.I. (1956) The structure and crystallization of liquid. *Kiev, AN USSR*, 219 p. (In Russian)
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (1962) Rock-forming minerals. Ortho- and ring silicates. Longmans, London, **1**, 371 p.
- Dunworth E.A., Wilson M. (1998) Olivine melilitites of the SW German Tertiary volcanic province: Mineralogy and petrogenesis. *J. Petrol.*, **39**, 1805-1836.
- Eggler D.H. (1974) Effect of CO₂ on the melting of peridotite. *Carnegie Inst. Washington Yearbook*, **73**, 215-224.
- Egorov L.S. (1970) Carbonatite and ultrabasic-alkaline rocks of the Maimecha-Kotui region, N. Siberia. *Lithos*, **3**, 341-359.
- Fershtater G., Yudalevich Z. (2017) Mantle metasomatism and magma formation in continental lithosphere: data on xenoliths in alkali basalts from Makhtesh Ramon, Negev desert, Israel. *Petrology*, **25**, 181-205.
- Fershtater G.B., Yudalevich Z.A., Khiller V.V. (2016) Xenoliths in alkaline basalts of Makhtesh Ramon (Negev, Israel) as indicators of mantle metasomatism and magma genesis. *Litosfera*, **3**, 5-26. (In Russian)
- Finger L.W. (1972) The uncertainty of the calculated ferric iron content of a microprobe analysis. *Carnegie Inst. Washington Yearbook*, **71**, 600-603.
- Frost B.R., Lindsley D.H. (1991) Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks. Oxide minerals: petrologic and magnetite significance. *Rev. Mineral.*, **25**, 433-462.
- Gee L.L., Sack R.O. (1988) Experimental petrology of melilite nephelinite. *J. Petrol.*, **29**, 1233-1265.
- Guo J., Green T.H. (1990) Experimental study of Ba partitioning between phlogopite and silicate fluid at upper mantle pressure and temperature. *Lithos*, **24**, 83-95.
- Hoernle K., Schminke H.-U. (1993) The role of partial melting in the 15-Ma geochemical evolution of Gran Canaria: A blob model for the Canary hot spot. *J. Petrol.*, **34**, 599-626.
- Ivanikov V.V., Ruchlov A.S., Bell K. (1998) Magmatic evolution of melilite-carbonatite-nephelinite dyke series of the Turiy Peninsula (Kandalaksha Bay, White Sea, Russia). *J. Petrol.*, **39**, 2043-2059.
- Janney R.E., Le Roex A.P., Carlson R.W., Viljoen K.S. (2002) A chemical and multi-isotope study of the Western Cape olivine melilitites province, South Africa: Implications for the sources of kimberlites and origin of the HIMU signature in Africa. *J. Petrol.*, **43**, 2339-2370.
- Katsura T. (1962) Generalized titanomagnetite in Hawaiian volcanic rocks. *Contrib. no. 62-18 from College of Mineral Industries, Pennsylvania State Univ.*, 223-228.
- Kogarko L.N. (2011) Fractionation of melilite in the process of differentiation of high-calcium larnite-normative melts similar to kimberlites. *Vestn. ONZ RAN*, **3**, NZ6036. doi: 10/2205/2011NZ000166. (In Russian)
- Kogarko L.N., Kriegman L.D. (1981) Fluorine in silicate melts and magmas. Moscow, Nauka Publ., 124 p. (In Russian)
- Kushiro I. (1975) On the nature of silicate melt and significance in magma genesis: Regularities in the shift of the liquidus boundaries involving olivine, pyroxene, and silica minerals. *Amer. J. Sci.*, **275**, 411-431.
- Lattard D., Engelman R., Kontny A., Sauerzapf U. (2006) Curie temperatures of synthetic titanomagnetite in the Fe-Ti-O system: effect of composition, crystal chemistry, and ferromagnetic methods. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **111**(B12). doi: 10.1029/2006JB004591.
- Laws E., Wilson M. (1997) Tectonics and magmatism associated with Mesozoic passive continental margin development in the Middle East. *J. Geol. Soc.*, **154**, 459-464.
- Lopes R.P., Ulbrich M.N.C. (2015) Geochemistry of the alkaline volcanic-subvolcanic rocks of the Fernando de Noronha Archipelago, southern Atlantic Ocean. *Brazilian J. Geol.*, **45**, 307-333.
- Lustrino L., Wilson M. (2007) The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. *Earth Sci. Rev.*, **81**, 1-65.
- Mansker W.L., Ewing R.S., Keil K. (1979) Barian-titanian biotite in nephelinites from Oahu, Hawaii. *Amer. Miner.*, **64**, 156-159.
- Meluso L., Morra V., Brotzu P., Grifa C., Lustrino M., Morbidelli P., Riziky H., Vincent M. (2007) The Cenozoic alkaline magmatism in the central-northern Madagascar: A brief overview. *Periodico di Mineralogia*, **76**, 169-180.
- Mitchell R.H. (1996) Undersaturated alkaline rocks: mineralogy, petrogenesis, and economic potential. Mineral. Ass. Canada, 312 p.
- Mitchell R.H. (2001) The classification of melilite clan. *Alkaline magmatism and the problems of mantle sources*. Irkutsk, 120-156.
- Mitchell R.H., Platt R.G. (1984) The Freemans Cove volcanic suite: Field relations, petrochemistry and tectonic

- setting of nephelinite-basanite volcanism associated with rifting in the Canadian Arctic Archipelago. *Can. J. Earth Sci.*, **21**, 428-436.
- Miyashiro A. (1978) Nature of alkalic volcanic series. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**, 91-104.
- Morimoto N. (1989) Nomenclature of pyroxenes. *Can. Miner.*, **27**, 143-156.
- Nikolaev V.A. (1965) To the question of the genesis of hydrothermal solutions. The main problems in the doctrine of magmatic ore deposits. *Moscow, AN SSSR*, 661 p. (In Russian)
- Onuma K., Yagi K. (1967) The system diopside-akermanite-nepheline. *Amer. Mineral.*, **52**, 227-243.
- Panina L.I., Motorina I.V. (2008) Liquid immiscibility of deep magmas and generation of carbonatite melts. *Geokhimiya*, **5**, 487-504. (In Russian)
- Pearce M.L., Beisler J.F. (1965) Miscibility gap in the system sodium oxide – silica – sodium silicate at 1200°C. *J. Amer. Cer. Soc.*, **48**, 40-42.
- Pelleter A.A., Caroff M., Cordier C., Bachèlery P., Nehlig P., Debeuf N., Arnaud N. (2014) Melilite-bearing lavas in Mayotte (France): An insight into the mantle source below the Comores. *Lithos*, **208-209**, 281-297.
- Persikov E.S. (1984) Viscosity of magmatic melts. *Moscow, Nauka Publ.*, 160 p. (In Russian)
- Rogers N.W., Hawkesworth C.J., Palacz Z.A. (1992) Phlogopite and the generation of olivine melilitites from Namaqualand, South Africa, and implications for element fractionation processes in the upper mantle. *Lithos*, **28**, 347-365.
- Samoilov V., Vapnik Ye. (2007) Fractional melting – the determining factor in the origin of thephrite-basanite-nephelinite rock suite: evidence from western Makhtesh Ramon, Israel. *N. Jb. Mineral. Abh.*, **184**(2), 181-195.
- Solovova I.P., Girnis A.V. (2012) Silicate-carbonate liquid immiscibility and crystallization of carbonatite and K-rich magma: Insights from melt and fluid inclusions. *Miner. Mag.*, **76**(2), 411-439.
- Spenser A.B. (1969) Alkalic igneous rocks of the Balcones province, Texas. *J. Petrol.*, **10**, 272-306.
- Sun S.S., McDonough W.E., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the oceanic basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., **42**, 313-345. <http://dx.doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>
- Sutherland F.L., Hendry D.F., Barron B.J., Matthews W.L., Hollis J.D. (1996) An unusual Tasmanian Tertiary basalt sequence, near Boat Harbour, northwest Tasmania. *Rec. Aust. Mus.*, **48**, 131-161.
- Tatsumi Y., Arai R., Ishizaka K. (1999) The petrology of melilite-olivine nephelinite from Hamada, Japan. *J. Petrol.*, **40**, 497-509.
- Thompson G.M., Smith I.E.M., Malpas J.G. (2001) Origin of oceanic phonolites by fractionation and the problem of Daly gap: Fractionation from Rarotonga. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **142**, 336-346.
- Torres P., Silva L.S., Munha J., Caldeira R., Mata J., Tassinari C. (2010) Petrology and geochemistry of lavas from Sal island: implications for the variability of the Cape Verde magmatism. *Comunicações Geológicas*, **97**, 35-62.
- Ulrich J., Novak J.K., Lloyd F.E., Balogh K., Buda G. (2002) Rock-forming minerals of alkaline volcanic series associated with Cheb-Domazlice Graben, West Bohemia. *Acta Mineral. Petrograph.*, **43**, 1-18.
- Ulrich J., Pives E., Povondra P., Rutšek J. (2000) Upper mantle xenoliths in melilite rocks of the Osečná Complex, North Bohemia. *J. Czech. Geol. Soc.*, **45**, 79-93.
- Vaneckova M., Holub F.V., Soucek J., Bowes D.R. (1993) Geochemistry and petrogenesis of tertiary alkaline volcanic suite of the Labe tectono-volcanic zone, Czech Republic. *Mineral. Petrol.*, **48**, 17-34.
- Vapnik Y., Sharygin V., Samoilov V., Yudalevich Z. (2007) The petrogenesis of basic and ultrabasic alkaline rocks of western Makhtesh Ramon, Israel: melt and fluid inclusion study. *Inter. J. Earth Sci.*, **96**, 663-684.
- Vasilyev Y.R., Gora M.P., Kuzmin V.V. (2017) Petrology of foidite and meimechite volcanism of Maimech-Kotuy Province (Polar Siberia). *Geol. Geofiz.*, **6**, 817-833. (In Russian)
- Velde D., Yoder H.S. (1976) The chemical composition of melilite-bearing eruptive rock. *Carnegie Inst. Washington Yearbook*, **85**, 574-580.
- Volokhov I.M. (1979) Intratelluric solutions and magmatic formations. *Tr. In-ta Geologii i Geofiziki. Sibirskoe Otdelenie AN SSSR*, **437**, 166 p. (In Russian)
- Wechsler B.A., Lindsley D.H., Prewitt C.T. (1984) Crystal structure and cation distribution in titanomagnetites (Fe_{3-x}Ti_xO₄). *Amer. Mineral.*, **69**, 754-770.
- Weingard W. (1967) Introduction into the physics of metal crystallization. *Moscow, Mir Publ.*, 161 p. (In Russian)
- Wilkinson J.F.G., Stolz A.J. (1983) Low-pressure fractionation of strongly undersaturated alkaline ultrabasic magma: the olivine-melilite nephelinite, at Moiliil, Oahu, Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **83**, 363-374.
- Willie P.J. (1978) The effect of H₂O and CO₂ of planetary mantles. *Geophys. Res. Lett.*, **6**, 440-442.
- Wilson M., Downes H. (1991) Tertiary – Quaternary extension – related alkaline magmatism in Western and Central Europe. *J. Petrol.*, **4**, 811-849.
- Wittke J.H., Mack L.E. (1993) OIB-like mantle source for continental alkaline rocks of the Balcones province, Texas: trace element and isotope evidence. *J. Geol.*, **3**, 333-344.
- Woolley A.R. (1996) Classification of lamprophyres, lamproites kimberlites, and kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks. *Can. Mineral.*, **34**, 175-186.
- Yanin E.P. (2007) Fluorine in environment (occurrence, behavior, technogenic pollution). *Ekologicheskaya eksperimentizatsiya*, **4**, 2-98. (In Russian)
- Yoder H.S. (1983) Melilite-bearing rocks and related lamprophyres. *Evolution of the igneous rocks*. Moscow, Mir Publ., 381-399. (In Russian)
- Yoder H.S., Tilley C.E. (1965) Origin of basalt magmas. *Moscow, Mir Publ.*, 248 p. (In Russian)
- Yoder H.S., Velde D. (1976) Importance of alkali content of magma yielding melilite-bearing rocks. *Carnegie Inst. Washington Yearbook*, **75**, 574-580.
- Yudalevich Z.A., Fershtater G.B., Eyal M. (2014) Magmatism of Makhtesh Ramon: geology, geochemistry, petrogenesis (natural reserve of Har Ha-Negev, Israel). *Litosfera*, **3**, 70-92. (In Russian)
- Yudalevich Z.A., Vapnik Ye.A. (2018) Xenocrysts and megacrysts of alkali olivine-basalt-basanite-nephelinite association, Makhtesh Ramon, Israel: Interaction with transporting magmas and morphological adjustment. *Litosfera*, **5**, 718-742. (In Russian)

УДК 553.411:551.24 (575.1+571.65)

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-349-364

Структурно-динамические условия формирования крупных орогенных месторождений золота Центральной и Северо-Восточной Азии

Ю. С. Савчук, А. В. Волков, В. В. Аристов

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

Поступила в редакцию 25.08.2020 г., принята к печати 24.11.2020 г.

Объект исследования. Крупные орогенные месторождения золота в складчатых поясах Центральной и Северо-Восточной Азии. **Материалы и методы.** Геологическое картирование различных масштабов на нескольких крупных орогенных месторождениях золота с применением методик структурно-парагенетического анализа метаморфических толщ с обязательной привязкой проявлений рудной минерализации к конкретным структурам, в ряде случаев с использованием статистических методов для геометризации оруденения, выявления закономерностей его размещения и определения трасс палеофлюидопотоков. Анализ многочисленной литературы по геолого-структурным особенностям крупных орогенных золоторудных месторождений: Мурунтау, Кокпатас, Сухой Лог, Павлик. **Результаты.** Месторождения Мурунтау, Кокпатас и Сухой Лог отнесены к шарьяжно-надвиговому типу. В отличие от них месторождение Павлик приурочено к зоне объемной трещиноватости между серией взбросо-сдвигов, оперяющих крупный глубинный разлом, и относится к транспрессионному типу. На месторождениях Мурунтау и Павлик обоснованы трассы палеофлюидопотоков, вдоль которых происходила миграция гидротерм и рудообразование. **Выводы.** Показано, что распределение рудной минерализации месторождения Мурунтау подчиняется ориентировке плоскостных (кливаж) и линейных (ориентировка шарниров складок) элементов. По-видимому, первое (основное) направление может указывать на ориентировку и положение главного пути миграции рудоносных гидротерм, а второе – соответствует второстепенным каналам, положение которых обусловлено пересечением синшарьяжных структур с благоприятными литологическими горизонтами. Для месторождения Павлик положение рудных столбов сопоставлено с трассами палеофлюидопотоков, корневые части которых перспективны на выявление наиболее мощного и интенсивного оруденения.

Ключевые слова: складчатый пояс, структура, месторождение, золото, шарьяж, надвиг, транспрессия, трассы палеофлюидопотоков

Источник финансирования

Работа выполнена при финансовой поддержке темы госзадания ИГЕМ РАН “Металлогения рудных районов вулканоплутогенных и складчатых орогенных поясов Северо-Востока России”

Structural and dynamic conditions for the formation of large orogenic gold deposits in Central and Northeast Asia

Yuriy S. Savchuk, Aleksandr V. Volkov, Vasilii V. Aristov

Institute of Ore Deposit Geology, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM) of the Russian Academy of Sciences, 35 Staromonetny Lane, Moscow 119017, Russia, e-mails: yurasavchuk@yandex.ru, alexandr@igem.ru, rstvvv@yandex.ru

Received 25.08.2020, accepted 24.11.2020

Research subject. Large orogenic gold deposits in the fold belts of Central and Northeast Asia. **Materials and methods.** Geological mapping of various scales on a number of large orogenic gold deposits was conducted using the methods of structural-paragenetic analysis of metamorphic strata, accompanied by obligatory linking of ore mineralization manifestations to specific structures. In a number of cases, various statistical methods were used to geometrize mineralization, identify patterns of its location and determine the paths of paleofluid flows. Available publications on the objects under consideration were reviewed. The geological and structural features of large orogenic gold deposits – Muruntau, Kokpatas, Sukhoi Log and Pavlik – were considered. **Results.** The Muruntau, Kokpatas and the Sukhoi Log ore deposits

Для цитирования: Савчук Ю.С., Волков А.В., Аристов В.В. (2021) Структурно-динамические условия формирования крупных орогенных месторождений золота Центральной и Северо-Восточной Азии. *Литосфера*, 21(3), 349–364. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-349-364

For citation: Savchuk Yu.S., Volkov A.V., Aristov V.V. (2021) Structural and dynamic conditions for the formation of large orogenic gold deposits in Central and Northeast Asia. *Litosfera*, 21(3), 349–364. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-349-364

© Ю.С. Савчук, А.В. Волков, В.В. Аристов, 2021

are of shariyage-thrust type. Compared to these objects, the Pavlik field is confined to a zone of volumetric fracturing between a series of reverse faults, feathering a large deep fault and belonging to the transpression type. At the Muruntau and Pavlik deposits, the analysis of the location of the most intensive mineralization substantiated the paths of paleofluid flows, along which the fluid migration and ore formation took place. *Conclusions.* The distribution of ore mineralization in the Muruntau deposit obeys the orientation of planar (cleavage) and linear (orientation of fold hinges) elements. Apparently, the former (main) direction may indicate the orientation and position of the main migration route of ore-bearing fluids, while the latter corresponds to secondary channels, the position of which is due to the intersection of syn-napping structures with favourable lithological horizons. For the Pavlik deposit, the position of ore pillars is compared with the paths of paleofluid flows, the root parts of which are promising for identifying the most powerful and intense mineralization.

Keywords: *folded belt, structure, deposit, gold, shariyage, thrust, transpression, paths of paleofluid flows*

Funding information

The work was financially supported by the program state assignments of IGEM RAS "Metallogeny of ore regions of volcanoplutonic and folded orogenic belts in the North-East of Russia"

ВВЕДЕНИЕ

Орогенные месторождения золота (ОМЗ) распространены на всех континентах (Groves et al., 1998, 2016; Goldfarb et al., 1998), имеют различный возраст (Goldfarb et al., 2001; Goldfarb, Groves, 2015) и приурочены к зеленокаменным и складчатым поясам, разделяющим разномасштабные континентальные массивы. Наблюдаются значительные вариации структурных обстановок, составов вмещающих пород, руд и других геологических характеристик ОМЗ. Объекты в складчатых поясах традиционно относят к месторождениям золота черносланцевого типа (Буряк, 1987; Кряжев, 2017), как, например, Мурунтау, Кокпатас (Узбекистан), Бакырчик (Казахстан), Кумтор (Киргизия), Сухой Лог, Неждановское, Наталка, Павлик (Россия); в то же время ряд других крупных месторождений ассоциируют с гранитоидами (Рудные..., 2001; Бортников и др., 1996) – Чармитан (Узбекистан), Васильковское (Казахстан), Березовское (Россия) и др. Морфология рудных образований также разнообразна: от крутопадающих плитообразных тел и жил до наклонных и пологих соскладчатых залежей.

Эти факты свидетельствуют о неоднородности большой группы орогенных месторождений в складчатых поясах и необходимости выделения и характеристики отдельных типовых объектов по различным признакам. Так, Д.И. Гровс (Groves et al., 1998) разделил орогенные месторождения по глубине образования и составу: на эпизональные (<6 км, Au-Sb), мезозональные (6–12 км, Au-As-Te) и гипозональные (>12 км, Au-As). Этот ряд явно неполный – в нем отсутствуют золото-кварцевые, практически бессульфидные руды; кроме того, длительное тектоническое развитие предполагает смену рудоконтролирующих структур и, соответственно, изменение морфологии рудных залежей.

Так, иногда подчеркивается важнейшая роль структур и шовных зон различного порядка в пространственной упорядоченности золоторудных объектов (Дьячков и др., 2011), либо основная рудоконтролирующая роль отводится региональным сдвиговым зонам (Горячев, 1998).

В предыдущей статье (Савчук, Волков, 2019) по приуроченности рудной минерализации к структурам определенных геодинамических стадий мы выделили субдукционный, субдукционно-коллизийный и коллизийно-транспрессионный типы. Цель настоящей статьи – показать основные особенности ОМЗ разных типов, характерные для сменяющих друг друга во времени структур шарьяжно-надвиговой и транспрессионной обстановок, что может быть использовано в прогнозно-металлогенических построениях. Необходимость такого разделения определяется дифференцированным подходом к металлогеническим построениям и поисково-разведочному процессу. Одна из целей статьи – подчеркнуть значение специализированных геолого-структурных исследований для направления геологоразведочных работ.

МЕТОДИКА

В основу работы легли собственные исследования авторов на ряде крупных месторождений золота в западной части Южного Тянь-Шаня, южного (Байкало-Патомский пояс) и восточного (Верхояно-Колымский пояс) обрамления Сибирской платформы. Эти исследования включали: геологическое картирование различных масштабов с применением методик структурно-парагенетического анализа метаморфических толщ (Эз, 1978; Паталаха, 1985; Морозов, 2002) и обязательной привязкой проявлений рудной минерализации к конкретным структурам; в ряде случаев использовались

разнообразные статистические методы для геометризации оруденения, выявления закономерностей его размещения и определения трасс палеофлюидопотоков. Разумеется, проводился анализ многочисленной литературы по рассматриваемым объектам.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Месторождения **Мурунтау** и **Кокпатас** расположены в Кызылкуме, среди небольших выходов домезозойского складчатого основания Южного Тянь-Шаня (рис. 1). Основные этапы геодинамической эволюции западной части этого каледоно-герцинского складчатого пояса рассмотрены в работах (Бискэ, 1996; Буртман, 2006; Мухин и др., 1991). Отличительной особенностью Кызылкумского сегмента пояса является присутствие в его нижней части Тасказган-Бесапанского метаморфического комплекса, образовавшегося в конце силура. В составе комплекса выделяются два аллохтона, фактически два типа разреза – окраинно-континентальный и внутриокеанический, разделенные швом шарьяжа (Мухин и др., 1988). Верхний аллохтон сложен преимущественно метатерригенными образованиями верхнего кембрия–нижнего силура, отлагавшимися на континентальном склоне и подножье. Нижний аллохтон представлен метавулканогенно-сланцево-карбонатно-кремнистой формацией верхнего рифея (Миркамалов и др., 2012), перекрытой метатерригенными породами с возрастом от венда (?) до силура, интерпретируемые как метаморфизованные чешуи верхней части коры океанического типа.

К зоне каледонского шарьяжа между двумя этими аллохтонами приурочено тектоническое тело “Мурунтауской линзы” (Мухин и др., 1988). В составе линзы значительную долю составляет тонкое переслаивание углеродистых алевролитов и сланцев (Савчук, 1987), что отличает ее от выше- и нижележащих подразделений. Это тело имеет мощность до 1 км и значительно тектонизировано (стреловидные складки, интенсивный кливаж, несколько швов вязких разрывов – зон сгущения кливажа). Гигантский золото-кварцевый штокверк месторождения Мурунтау располагается внутри Мурунтауской линзы, а его отдельные элементы подчиняются шарьяжно-кливажным и складчатым структурам (Золоторудное месторождение ..., 1998; Савчук и др., 2018а).

Показательными являются изгибы как отдельных золотоносных субсогласных кварцевых прожилков и слюдисто-калишпат-кварцевых метасоматитов, так и более мощных оруденелых пачек и прослоев в лежачие и наклонные сильно сжатые складки (центр и восточный фланг месторождения). Также широко развиты мощные, протяжен-

ные жильные тела в вязких разрывах (юго-восточный фланг). Эти складчатые и разрывные структуры контролируют ранние элементы штокверка, определяющие его размеры и субсогласную форму. К осложняющим элементам относятся крутопадающие жильно-метасоматические проявления, порой высокородноносные (центр карьера), с которыми на ранних этапах разведки связывался основной потенциал месторождения. Позже разведочные работы и особенно результаты бурения глубоких скважин-спутников (МС-1, МС-2 и МС-3) заставили пересмотреть эти представления и признать пластовую форму Главной рудоносной залежи Мурунтау (Образцов, 2009).

В Кызылкуме также разведано несколько месторождений и перспективных проявлений, локализованных в самих швах герцинских шарьяжей, либо вблизи них – Кокпатас, Балпан, Тамдыбулак. Наиболее крупное из них – месторождение Кокпатас – расположено в тектоническом окне пологой шарьяжной зоны (см. рис. 1), разделяющей герцинские аллохтонные комплексы (Буртман, 1973; Мухин и др., 1991). Золоторудная минерализация располагается на крыльях пологой Кокпатасской антиклинали (рис. 2а), осложненной многочисленными разрывными нарушениями и зонами смятия (Рудные месторождения..., 2001). Ядро антиклинали сложено девон-нижнекаменноугольными известняками, а крылья – меланжированной толщей, состоящей из различных терригенных, вулканогенных и метавулканогенно-терригенных блоков, разделенных пологими тектоническими зонами. Встречаются небольшие чешуи серпентинизированных ультраосновных пород. Эта толща подстилает аллохтон, представленный рифейскими карбонатно-кремнистыми породами. На юго-западе участка частично обнажается монцодиорит-гранодиоритовый массив.

Золоторудные залежи в поднадвиговом меланже представляют собой пласто- и линзообразные тела с раздувами и пережимами как по простиранию, так и по падению, разделенные прослоями и участками пустых пород и рассеченные многочисленными безрудными дайками (рис. 2б). Длина наиболее крупных рудных залежей достигает 1600 м, ширина – 200–300 м, они прослеживаются по падению на глубину до 120 м. Рудные тела в основном пологого (до 45°), реже крутого падения (Рудные месторождения ..., 2001).

Основу руд составляет прожилково-вкрапленная золото-пирит-арсенопиритовая ассоциация с субдисперсным золотом в сульфидах, количество которых доходит до 10–15% (Атлас..., 2010). Поздние разрывные нарушения вмещают в себя дайки и кварцевые жилы с полисульфидно-серебряной и антимонитовой минерализацией, преимущественно локализуемой в пределах карбонатной толщи.

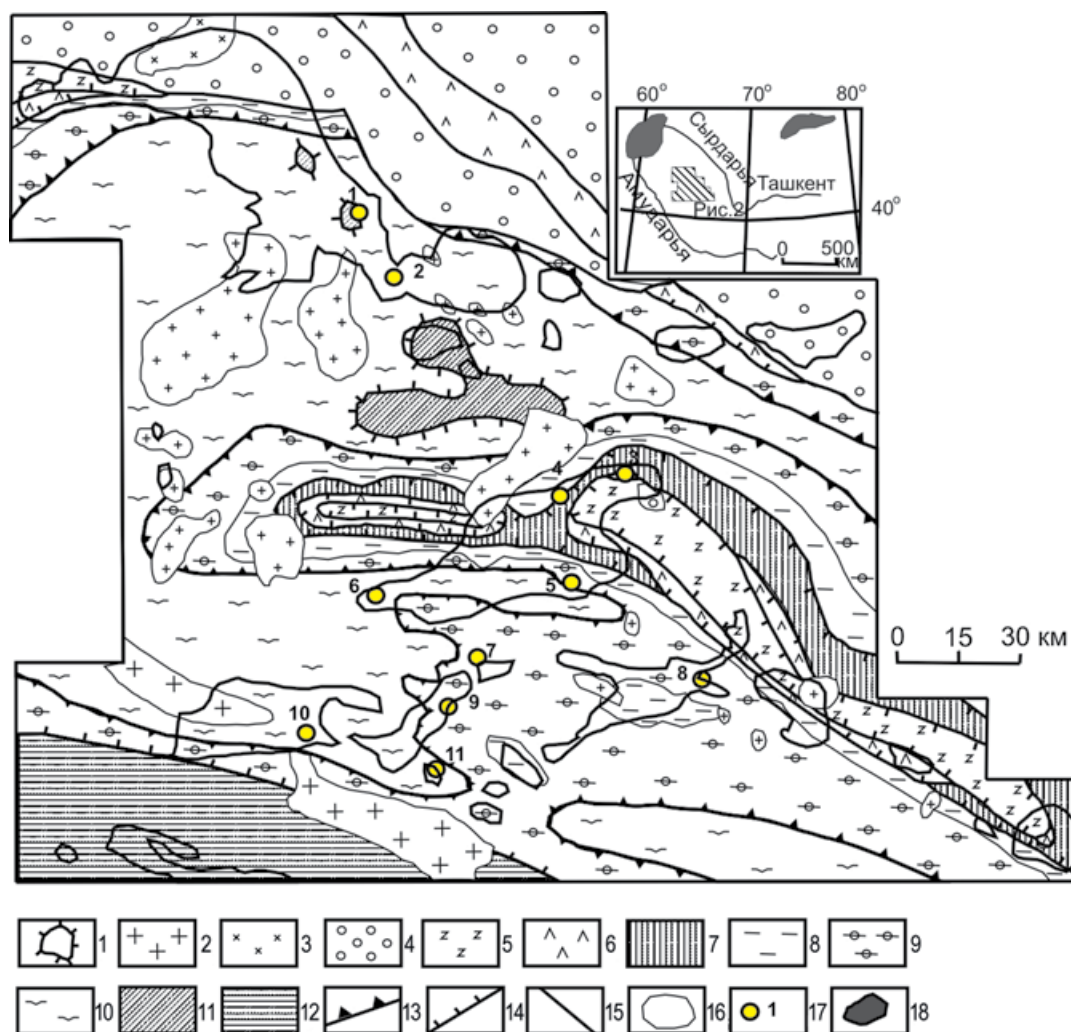


Рис. 1. Структурно-формационная схема Кызылкума со снятыми мезозойско-кайнозойскими отложениями.

1 – контур выходов домезозойского складчатого основания; 2, 3 – герцинские гранитоидные массивы: 2 – Нуратинской (S-тип) и 3 – Бокалинской (I-тип) серий; 4 – молассовые отложения неавтохтона; 5–11 – герцинские структурно-вещественные комплексы Южно-Тянь-Шанской аккреционной призмы (сверху вниз): 5 – метаморфические сланцы комплекса Тамды, 6 – офиолиты комплекса Кулдуку, 7 – терригенно-карбонатные отложения комплекса Букан, 8–10 – комплекс Мурун (8 – карбонатно-терригенно-olistostromовые отложения; 9, 10 – Тасказган-Бесепанская аккреционная призма: 9 – терригенные отложения аллохтона Косманачи, 10 – кремнисто-вулканогенные породы аллохтона Тасказган), 11 – карбонатно-терригенно-olistostromовые отложения комплекса Кокпатас; 12 – терригенно-карбонатные отложения комплекса Кульджук; 13, 14 – швы: 13 – каледонского и 14 – герцинских шарьяжей; 15 – крутопадающие разломы; 16 – геологические границы; 17 – золоторудные месторождения (в зонах крупных шарьяжей герцинского и каледонского времени: 1 – Кокпатас, 3 – Балпан, 4 – Тамдыбулак, 5 – Мурунтау и трансгрессионных сдвигах: 2 – Турбай, 6 – Ясвай, 7 – Амантай, 8 – Аристан, 9 – Даугыз, 10 – Аджибугут, 11 – Колчик); 18 – на врезке затушеваны Аральское море и оз. Иссык-Куль.

Fig. 1. Structural and formational scheme of Kyzylkum without Mesozoic-Cenozoic deposits.

1 – contour of the outcrops of the Pre-Mesozoic folded base; 2, 3 – Hercynian granitoid massifs: 2 – Nuratinskaii (S-type) and 3 – Bokalinskaii (I-type); 4 – molass neoautochthon deposits; 5–11 – Hercynian structural-material complexes of the South Tien Shan accretion prism (from top to bottom): 5 – metamorphic shales of the Tamda complex, 6 – ophiolites of the Kulkuduk complex, 7 – terrigenous – carbonate deposits of the Bukan complex, 8–10 – Murun complex (8 – carbonate-terrigenous-olistostrom deposits; 9, 10 – Taskazgan-Besapan accretion prism: 9 – allochthonous terrigenous deposits Kosmanachi, 10 – siliceous – volcanogenic rocks of allochthon Taskazgan, 11 – carbonate-terrigenous – olistostromic deposits of the Kokpatas complex; 12 – terrigenous-carbonate deposits of the Kuldzhuk complex; 13, 14 – sutures: 13 – Caledonian and 14 – Hercynian sharrriages; 15 – steeply falling faults; 16 – geological boundaries; 17 – gold deposits (in the zones of large sharrriages of the Hercynian and Caledonian time): 1 – Kokpatas, 3 – Balpan, 4 – Tamdybulak, 5 – Muruntau, and in transpression shifts: 2 – Turbay, 6 – Yasvay, 7 – Aman-tay, 8 – Arian, 9 – Daugyz, 10 – Ajibugut, 11 – Kolchik); 18 – the Aral Sea and Lake Issyk-Kul are shaded on the inset.

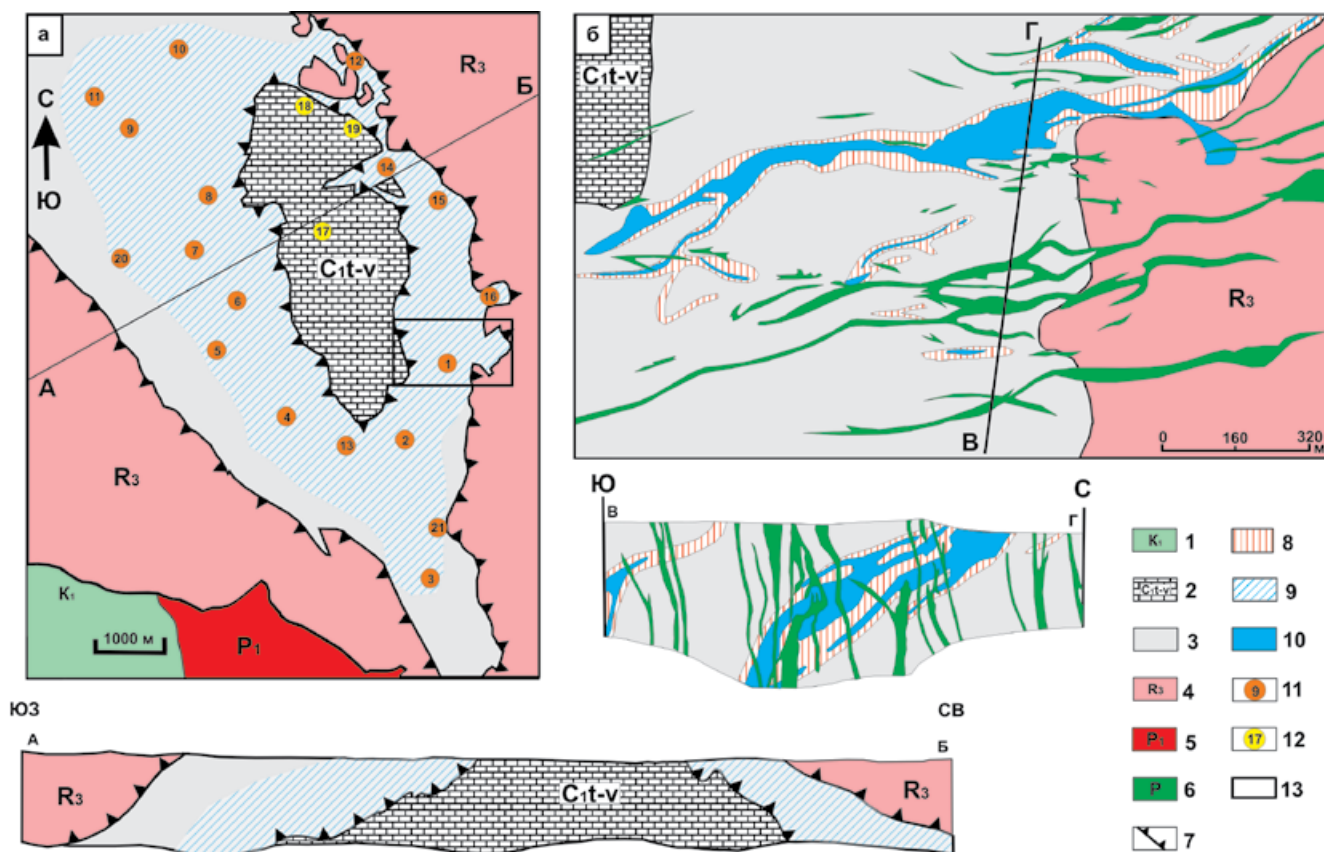


Рис. 2. Геологическая карта Кокпатасского рудного поля (а) и геологическая карта участка Южный (б), по (Атлас..., 2010) с упрощениями.

1 – меловые отложения; 2 – отложения карбона: известняки, доломиты, горизонты бокситов; 3 – карашакская толща: тектонический меланж туфопесчаников, туфобрекчий, туфоалевролитов, тела гипербазитов; 4 – кокпатасская свита: карбонатно-кремнистые породы, сланцы слюдисто-кремнистые, metabазальты; 5 – гранодиориты, адамеллиты; 6 – габбро-сиенит-граносиенитовый дайковый комплекс; 7 – надвиги; 8 – метасоматически измененные породы; 9 – обобщенная площадь развития золоторудной минерализации; 10 – золоторудные тела; 11 – золоторудные участки; 12 – серебруродные участки; 13 – участок Южный.

Fig. 2. Geological map of the Kokpatassky ore field (a) and geological map of the Yuzhnyi site (b), according to (Atlas..., 2010) with simplifications.

1 – Cretaceous deposits; 2 – Carboniferous deposits: limestones, dolomites, bauxite horizons; 3 – Karashakh strata: tectonic melange of tuff sandstones, tuff breccias, tuff aleurolites, hyperbasite bodies; 4 – Kokpatas formation: carbonate-siliceous rocks, mica-siliceous shales, metabasalts; 5 – granodiorites, adamellites; 6 – gabbro-syenite-granosyenite dike complex; 7 – thrusts; 8 – metasomatically altered rocks; 9 – generalized area of development of gold mineralization; 10 – gold ore bodies; 11 – gold ore sites; 12 – silver ore sites; 13 – the Southern section.

Структурными исследованиями на ведущих золотых месторождениях Кызылкума обособлена многочисленная группа объектов, имеющих общие черты строения, – **Турбай, Ясвай, Амантай, Аристан, Даугыз, Аджибугут, Колчик** (Миркамалов, Савчук, 2007). Это, прежде всего, приуроченность к крупным тектоническим нарушениям, для которых характерны: серии сближенных параллельных швов с крутыми углами падения, сравнительно большая мощность нарушения (десяtkи–первые сотни метров), их значительная протяженность (до десятков километров), наличие сдвиговой компо-

ненты при общем вертикальном характере перемещений. Анализ места подобных нарушений в геодинамической истории региона позволяет идентифицировать их с продольными (реже поперечными) взбросо-сдвигами транспрессионной стадии развития Южно-Тяньшанского складчатого пояса. Из вещественных особенностей отмечаются следующие: тектоническая зона выражена либо рассланцованными и брекчированными образованиями, либо углеродистыми милонитами с зажатыми разновеликими блоками менее тектонизированных пород; вдоль разломов (но не обязательно конформ-

но) часто развиты дайки пестрого состава, характерные для ранних этапов развития взбросо-сдвиговых нарушений; в более поздние этапы формировалась кварцево-жильно-прожилковая и сульфидно-вкрапленная минерализация, что свидетельствует о высокой гидротермальной активности этих швов; часто отмечается многоактность процесса минералообразования, сопровождаемая иногда сменой знака перемещений по разломам, указывающая на длительное и сложное развитие структур с переориентацией полей напряжений.

Золотое оруденение локализуется как в самих зонах разломов, так и в оперяющих нарушениях. Типовыми обстановками являются (Миркамалов, Савчук, 2007) следующие: серии оперяющих субпараллельных пологих надвиговых нарушений (Аристан, Амантай); системы косоориентированных к магистральному разлому оперяющих крутопадающих нарушений (Аджибугут); одиночные либо сближенные зоны продольных разломов (Колчик, Бешаши); зоны поперечных к общей ориентировке складчатого пояса разломов (Даугыз) и их оперения (Амантай). Руда представляет собой углеродистые милониты с тонкой сульфидной вкрапленностью (Даугыз, Колчик), либо брекчированные породы с метасоматическим и прожилковым окварцеванием и сульфидной вкрапленностью (Аристан, Аджибугут), либо кварцевые жилы и прожилки с сульфидами (Аджибугут) и, редко, сульфидные жилы (Амантай). В целом это оруденение относится к прожилково-вкрапленной золото-сульфидной или метасоматически-прожилково-жильной золото-сульфидно-кварцевой рудной формации. Иногда вблизи, а чаще на значительном удалении от этих объектов и в собственных структурах располагаются жильные золото-серебро-кварцевые месторождения (Высоковольтное, Косманачи, Окжетпес).

Различные взгляды на возраст золотого оруденения Кызылкума рассмотрены в работе (Савчук и др., 2018а). Сделан вывод, что минерализации герцинского (золото-сульфидно-кварцевая, 290–273 млн лет) и киммерийского (золото-серебро-кварцевая, 242–219 млн лет) циклов получили свои геохронологические датировки (Золоторудное месторождение ..., 1998), в целом совпадающие с геологическими наблюдениями. Возраст слюдисто-полевошпат-кварцевого с золотом и шеелитом минерального комплекса, основного на Мурунтау (Проценко, 1975; Савчук и др., 1987), пока устанавливается лишь геологическими данными (поздний силур–ранний девон). Важным является вывод, полученный Ю.А. Костициным (1996), о том, что изотопный состав стронция рудных метасоматитов и разнообразных жил на Мурунтау свидетельствует о внутрикоровой природе вещества этих образований, а в герцинское время произошли энергетически наиболее мощные события, затушевавшие сле-

ды регионального метаморфизма как в K-Ar, так и в Rb-Sr системах изученных минералов.

Месторождение **Сухой Лог** располагается в центральной части Мамско-Бодайбинского синклинория покровно-чешуйчатого строения (Иванов, 2014). Отмечается (Соколов, 1992), что в синклинории развиты надвиги, вязкие разрывы, кливаж и сжатые складки двух этапов деформаций. Поверхности надвигов конформны осевым поверхностям и кливажу складок первого этапа деформаций. Крупные швы надвигового характера мощностью в десятки метров с интенсивным развитием кливажа, дроблением, милонитизацией и расщеплением срезают надвиги и структуры первого этапа. По А.В. Синцову (1974), в размещении оруденения важна роль Кидали-Сухоложского надвига. Главной складчатой структурой является Сухоложская, сильно сжатая асимметричная антиклиналь, к осевой зоне которой приурочена тектоническая зона смятия, мощностью 50–250 м, падающая на северо-восток под углом 20–30°. М.П. Лобанов с соавторами (1976; 2004) отмечают, что рудоносные “углистые” сланцы, развитые в зоне смятия, образованы в результате тектоно-метасоматической переработки первично-осадочных углеродистых и углеродсодержащих терригенных пород в зонах расщепления и тектонического течения.

Рудная залежь, контурами совпадающая с тектонической зоной смятия, пластообразная мощностью 15–140 м (в среднем 70 м). Она простирается на 3000 м, следуя оси антиклиналя, и погружается к север-северо-востоку под углом 15–35°. Залежь прослежена по падению на 1100–1500 м (Золоторудные месторождения ..., 2010). Наиболее богатые руды (4.9 г/т Au) располагаются в местах пересечения пиритизированных пластов черных сланцев с осевой зоной складки, где они образуют рудные столбы вдоль погруженного гребня антиклиналя. Золотое оруденение представлено тектонизированными углеродистыми алевросланцами, содержащими рассеянные вкрапления, прожилки, гнезда, линзовидные и прожилковые вкрапления карбонатов и сульфидов.

Для месторождения Сухой Лог по Rb-Sr изохронам рудообразующих процессов (Лаверов и др., 2007; Чугаев, 2007) установлены два разновозрастных события в истории формирования рудных тел. С первым из них (447 ± 6 млн лет) связано образование основной части промышленных руд – прожилково-вкрапленного типа, а со вторым (321 ± 14 млн лет) – поздних кварцевых жил (золото-кварцевый малосульфидный тип минерализации). В.Ю. Прокофьев с соавторами (Prokofiev et al., 2019) проанализировали составы включений в кварцах и стабильные изотопы C и N в них на месторождениях Сухой Лог, Вернинское, Догаддын, показавшие их коровое происхождение. На основании Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb изотопных данных (Чу-

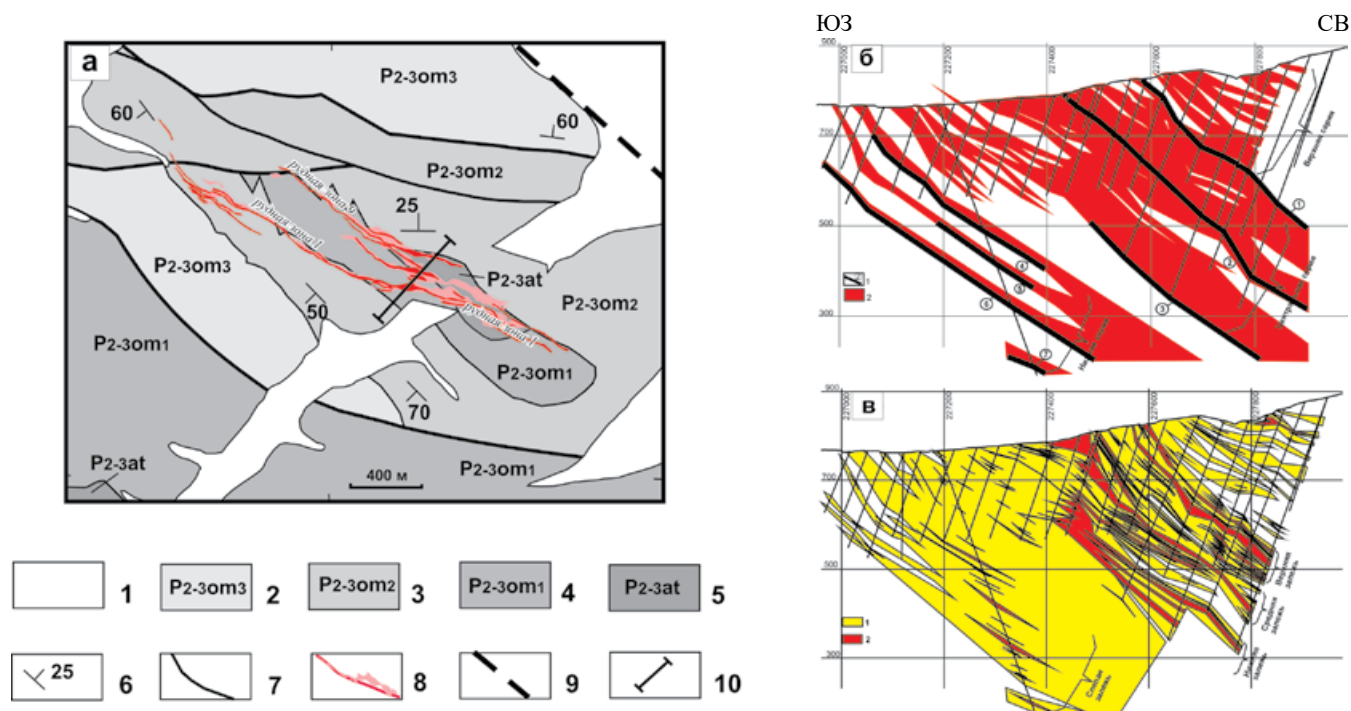


Рис. 3. Геологическая карта месторождения Павлик (а), на разрезе зоны взбросо-надвигов (черные линии) и объемной трещиноватости (красная заливка) (б), интенсивность прожилково-метасоматических изменений (желтая заливка – прожилково-метасоматический ореол $Au = 0.01–0.79$ г/т, красная – интенсивные изменения – рудные зоны $Au = 0.8$ г/т и более) (в).

1 – аллювиальные отложения; 2–4 – подсвиты омчакской свиты (флишеидно чередующиеся аргиллиты, алевролиты, реже песчаники, 1550–1600 м): 2 – третья подсвита, 3 – вторая подсвита, 4 – первая подсвита; 5 – атканская свита (неслоистые и неяснослоистые, гравийные, галечные, реже валунные диамиктиты, 350–650 м); 6 – элементы залегания пород; 7 – тектонические контакты; 8 – рудные зоны, контролируемые взбросо-сдвигами и взбросо-надвигами; 9 – Тенькинский глубинный разлом; 10 – линия разреза.

Fig. 3. Geological map of the Pavlik deposit (a), zones of upwash (black lines) and volume fracturing (red fill) (b), intensity of veined-metasomatic changes (yellow fill-veined – metasomatic halo $Au = 0.01–0.79$ ppm, red–intense changes – ore zones $Au = 0.8$ ppm and more) (v).

1 – alluvial deposits; 2–4 – subformations of the Omchak formation (mudstones, siltstones, less often – flyschoid alternating sandstones, 1550–1600 m): 2 – third subformation, 3 – second subformation, 4 – first subformation; 5 – Atkan formation (non-layered and indistinctly layered, gravel, pebble, less often boulder diamictites, 350–650 m); 6 – elements of rock occurrence; 7 – tectonic contacts; 8 – ore zones controlled by upthrust fault and upthrust nappe; 9 – Tenka deep fault; 10 – section line.

гаев, 2007) установлена ведущая роль рифейских осадочных пород как источника вещества при формировании рудной минерализации.

Крупные золоторудные месторождения Верхояно-Колымского пояса, такие как Нежданское (Бортников и др., 1998), Наталка, Павлик и др., В.Ю. Фридовский (Fridovsky, 2018) относит к позднеорогенным в сдвигово-надвиговых и разрывных зонах. Особенности их строения удобно рассмотреть на примере отрабатываемого месторождения **Павлик** (Савчук и др., 2018б), вскрытого карьером и многочисленными скважинами (рис. 3). На месторождении разведано около 30 рудных зон северо-западного простирания мощностью 5–40 м, представляющих собой сочетание жил, прожилков, зон метасоматического и брекчиевидного окварцевания.

Основными элементами структуры, оказавшими влияние на размещение золотой минерализации на месторождении Павлик (рис. 3а), служат запад-северо-западные взбросо-надвиги и взбросо-сдвиги, по-видимому оперяющие глубинный Тенькинский разлом (Шахтыров, 1997). Серия этих нарушений образует мощный (300–400 м) тектонический пакет (рис. 3б, в), в котором отчетливо выделяются серия взбросо-надвигов со сравнительно пологим ($\angle 45^\circ$) залеганием. Мощность зон взбросо-надвигов – несколько метров, они выполнены тонко перетертыми углеродистыми милонитами, содержащими разновеликие “окатыши” черных алевролитов. Таким образом, между двумя крайними тектоническими поверхностями, падающими к северо-востоку, заключен мощный, интенсивно тектонизированный блок пород. Здесь про-

явлены сколовые трещины различных направлений, вмещающие в себя золото-сульфидно-кварцевую прожилково-жильную минерализацию (см. рис. 3в) и, редко, измененные дайки.

ВЫДЕЛЕНИЕ ТРАСС ПАЛЕОФЛЮИДОПОТОКОВ НА ОМЗ

Традиционно при изучении гидротермальных месторождений выделяются рудоподводящие, рудораспределяющие и рудовмещающие структуры, определяющие “бывшие пути движения рудоносных растворов”, в которых “по соотношению рудообразующих элементов можно установить направления гидротермальных струй” (Смирнов, 1976). Как отмечали И.И. Абрамович и И.Г. Клушин (1987), при крупномасштабных работах необходимо выявление и прослеживание признаков флюидного режима прошлого, картирование зон аккумуляции и путей движения рудоносных растворов с учетом размещения зон локальной проницаемости литосферы. Термины *рудоподводящие*, *рудораспределяющие* и *рудовмещающие структуры* могут быть использованы при региональном прогнозе, до уровня “рудное поле”, тогда как для локального прогнозирования и частных геолого-генетических построений на конкретных объектах их применение ограничено недостаточной детальностью и неопределенностью критериев их выделения. Напротив, выделение и анализ распределения исключительно рудных столбов, пригодных для выявления путей распространения флюидов в плоскости рудовмещающей структуры, не позволяют перейти к более мелким масштабам исследований. Для свободного масштабирования и отображения на схемах и разрезах результатов совместного анализа пространственного распределения рудной минерализации и результатов структурных исследований нами предлагается использовать термин *трассы палеофлюидопотоков*. Эти трассы приблизительно соответствуют распределению гидротермальных потоков в плоскостях рудовмещающих и рудоподводящих разрывных нарушений и в нашей интерпретации фиксируют пути и направления гидротермальных струй. Учитывая значительную изученность рассматриваемых месторождений, когда основные структурные элементы установлены, возможно провести построения, позволяющие геометризовать оруденелый объем и наиболее интенсивное оруденение в нем (рудные столбы). Трассы палеофлюидопотоков выявляются на основе интерполяции и экстраполяции осей концентрационных аномалий при их сопоставлении с линейными и плоскостными структурными элементами зон разрывных нарушений. Рассмотрим варианты таких построений для разных типов объектов на примере месторождений Мурунтау и Павлик.

На месторождении Мурунтау рудные залежи не имеют резких границ, переходят одна в другую и представляют собой единое оруденелое тело. В целом объем, генерализованно охватывающий все рудные образования месторождения, выделяется нами как Главная рудоносная залежь Мурунтау. Она имеет пластообразную форму и образует крупное стратифицированное тело в Мурунтауской тектонической линзе. Фактически верхняя и нижняя границы распространения оруденения определяются ее кровлей и подошвой (рис. 4).

Из рис. 4 видно, что восточные и северо-восточные границы Главной рудоносной залежи не оконтурены и остаются открытыми. Это было подтверждено бурением глубоких скважин-спутников МС-1, МС-2 и МС-3 (см. рис. 4), вскрывших на глубинах 600–900, 1290–1730 и 1480–1890 м соответственно серии интервалов с промышленным золотом (Шаякубов и др., 1991). Вещественно-минералогические характеристики вскрытого оруденения соответствуют развитому на Мурунтау слюдисто-полевошпат-кварцевому минеральному комплексу. В отличие от этих скважин сверхглубокая скважина СГ-10 в подстилающей толще вскрыла только три сравнительно маломощных интервала с золото-сульфидно-кварцевой минерализацией в зонах секущих разломов (Золоторудное месторождение..., 1998). В результате этого бурения установлено, что ранее изученная и вскрытая часть месторождения (карьер, шахты, буровые скважины) является его западным флангом, а секущие рудные образования в центре карьера не характеризуют позицию всего месторождения.

На каждом из рассматриваемых объектов при разведочных работах были выделены пологие *рудные столбы* разных размеров. В.Л. Русиновым с соавторами (2008) описаны столбы на месторождении Сухой Лог. Оруденение месторождения Мурунтау образует полого склоняющийся по зоне Главного шарьяжа к востоку и северо-востоку гигантский уплощенный рудный столб (см. рис. 1, 4). Именно к центральной части этого рудного столба приурочена наиболее мощная и богатая минерализация. В верхней его части наблюдается значительное расширение ореола минерализации вдоль Главного шарьяжа, но интенсивность оруденения здесь уже ниже (уменьшаются мощности и содержания). Таким образом, распределение рудной минерализации в общих чертах подчинено двум направлениям: основное – по восстанию зоны шарьяжа и второстепенное (в верхней части) – вдоль нее.

На примере месторождения Мютенбай (юго-восточный фланг Мурунтау) исследовано положение этих второстепенных (по отношению к Главной рудоносной залежи) рудных столбов (рис. 5). В соответствии с элементами структуры на различных гипсометрических срезах (горизонты горнобуровых работ) обособлены скопления рудных тел,

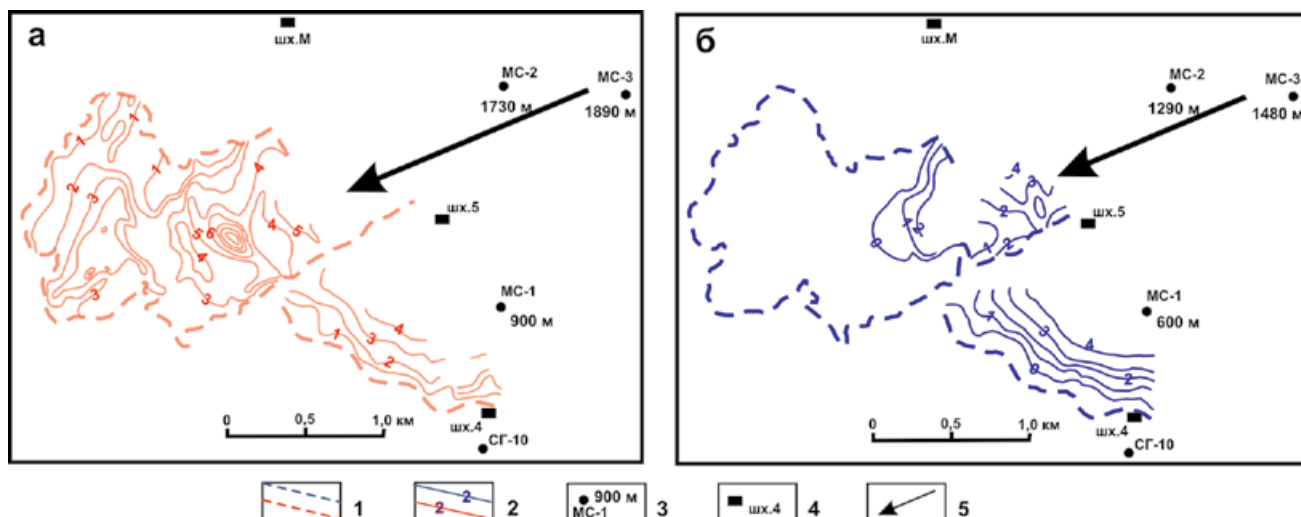


Рис. 4. Морфология подошвы (а) и кровли (б) распространения рудной минерализации месторождения Мурунтау в условных изогипсах (по данным разведочного бурения Кызылкумской ГРЭ).

1 – границы распространения рудной минерализации; 2 – условные изогипсы подошвы и кровли и их отметки; 3 – положение скважин (СГ-10, МС-1, МС-2, МС-3) и глубины подошвы (а) и кровли (б) рудной минерализации в них, по (Шаякубов и др., 1991); 4 – шахты; 5 – предполагаемая трасса палеофлюидопотока.

Fig. 4. Morphology of the sole (a) and roof (б) of the distribution of ore mineralization of the Muruntau deposit in conditional isohypses (according to the data of exploratory drilling of the Kyzylkum GRE).

1 – boundaries of the distribution of ore mineralization; 2 – conditional isohypses of the sole and roof and their marks; 3 – the position of wells (SG-10, MS-1, MS-2, MS-3) and the depth of the sole and roof of ore mineralization in them, according to (Shayakubov et al., 1991); 4 – mines; 5 – the proposed route of the paleofluid flow.

имеющих в плане изометрично-овальную форму, с соотношением осей 1 : (2–4). Их длинные оси ориентированы вдоль вязких разрывов, согласно кливажу, короткие – перпендикулярно им. Последовательной фиксацией центров этих скоплений на разных уровнях установлены склонения рудных столбов. Из них 1-й рудный столб ориентирован вдоль оси наложенной синклинальной складки, а 2-й и 3-й – размещаются близко параллельно к шарнирам лежащих сильно сжатых складок этапа шарьирования. Ориентировка 4-го и 5-го рудных столбов, по-видимому, соответствует изменившимся направлениям шарниров лежащих складок за счет разворота блоков по поздним разломам. Как правило, эти рудные столбы локализуются в местах пересечения рудовмещающими вязкими разрывами и зонами смятия пластов благоприятных пород в замках крупных складок.

Таким образом, распределение рудной минерализации на месторождении Мурунтау подчиняется ориентировке плоскостных (главный шарьяж, вязкие разрывы, зоны смятия, кливаж) и линейных (ориентировка шарниров складок) элементов, образованных в этап шарьирования. Первое, основное, направление может указывать на ориентировку и положение главного пути миграции рудоносных гидротерм – трасса палеофлюидопотока

по восстанию шарьяжа, а второе направление соответствует второстепенным каналам, положение которых обусловлено пересечением синшарьяжных структур с благоприятными литологическими горизонтами, обеспечивающими раздув оруденения на верхних уровнях.

На месторождении Павлик для определения трасс палеофлюидопотоков проведена статистическая обработка данных опробования керна разведочных скважин на наиболее изученных профилях 10–30 (рис. 6). Две выделенные области максимальных значений от 100 до ≥ 300 м³/г/т, также фиксируемые по наибольшей мощности и интенсивности рудной минерализации, здесь вытянуты с северо-востока на юго-запад. В юго-западной части наблюдается их раздув и развито более слабое оруденение. Такая ситуация, по нашему мнению, свидетельствует о поступлении рудоносных растворов в мощный, интенсивно тектонизированный блок пород между серией взбросо-надвигов (см. рис. 3. б, в), снизу вверх с северо-востока, где расположен рудоподводящий Тенькинский глубинный разлом. Выделяемые наклонные рудные столбы фиксируют осевые части палеофлюидопотоков. В этом случае к северо-востоку от известных рудных зон по направлению к рудоподводящему глубинному разлому возможно выявление корневых частей рудной системы, перспективной на

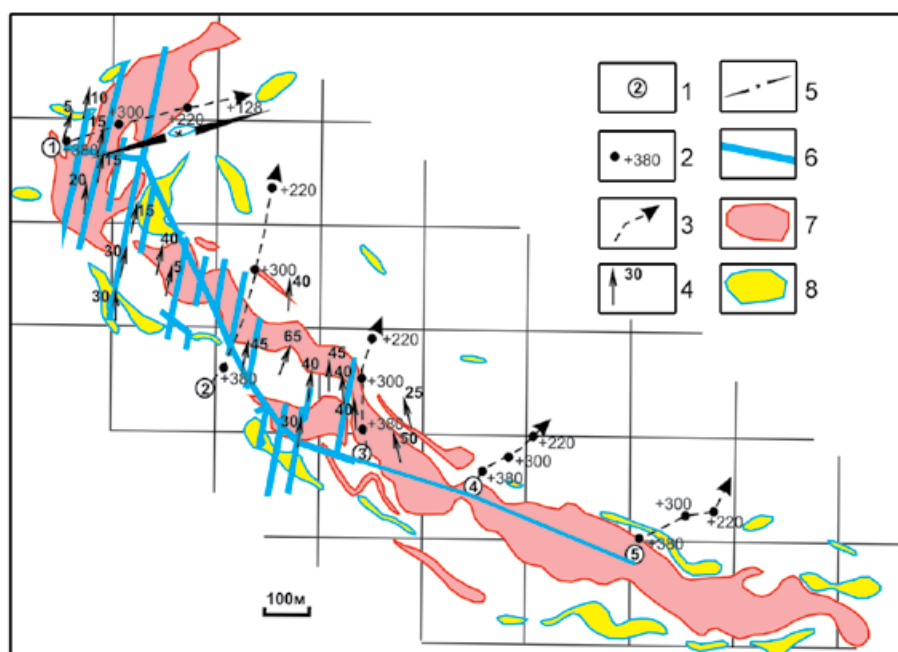


Рис. 5. Склонение рудных столбов на месторождении Мютенбай по данным подземных горных работ.

1 – номер рудного столба; 2 – положение центров рудных столбов на горизонтах горных работ; 3 – генерализованное склонение рудных столбов; 4 – ориентировки осей ранних складок, замеренные в горных выработках; 5 – ось Мютенбайской синформы; 6 – подземные горные выработки горизонта +380 шахты 4 Кызылкумской ГРЭ; 7, 8 – контуры рудных залежей, по (Охунов и др., 2019; с изменениями): 7 – по борту 1.2 г/т, 8 – по борту 0.8 г/т.

Fig. 5. Declination of ore columns at the Myutenbai deposit according to underground mining data.

1 – the number of the ore column; 2 – the position of the centers of the ore columns on the horizons of mining operations; 3 – the generalized declination of the ore columns; 4 – the orientation of the axes of the early folds measured in the mine workings; 5 – the axis of the Myutenbai synform; 6 – underground mine workings of the horizon +380 of the mine 4 of the Kyzylkum GRE; 7, 8 – the contours of ore deposits, according to (Okhunov et al., 2019; with changes): 7 – on border 1.2 ppm, 8 – on border 0.8 ppm.

наиболее мощное и интенсивное оруденение. Этот вывод может служить дополнительным обоснованием при определении направления первоочередных геологоразведочных работ.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

В рассмотренных примерах в результате субдукционно-коллизийных процессов, происходивших на границах крупных континентальных массивов, образовывались протяженные складчатые пояса. В составе этих поясов, надвинутых на окраины континентов, большую часть занимают мощные углеродистые песчано-сланцевые окраинно-континентальные отложения. Эти терригенные отложения испытали значительную структурно-вещественную перестройку, на ранних стадиях они нарушены первично пологими шарьяжными и крупными надвиговыми структурами и метаморфизованы на уровне зеленых сланцев. Впоследствии, за счет продолжающегося давления, они деформированы наложенной складчатостью и транспрессионными сдвиговыми нарушениями.

Предложенное деление ОМЗ на эпи-, мезо- и гипозональные (Groves et al., 1998) основано на глубинности рудообразования. Позднее Р. Голдфарб, Д.И. Гровс (Goldfarb, Groves, 2015) обозначили границу между мезо- и гипозональными месторождениями в районе хрупко-пластичного перехода (brittle-ductile transition). Такое разделение коррелируется с обстановками, ранее обсуждаемыми авторами в субдукционно-гидротермальной модели рудообразования (Savchuk, Mukhin, 1994; Савчук и др., 2018a).

В.Ю. Фридовский (Fridovsky, 2018) учитывает временной фактор развития складчатого пояса и предлагает разделение ОМЗ на ранне- и позднеорогенные. Такой подход к типизации, с разделением по времени образования рудоконтролирующих структур, представляется нам весьма перспективным. Мы предлагаем за основу взять стадийность развития складчатых поясов от субдукционной к коллизийно-транспрессионной стадии (Савчук, Волков, 2019). При прогнозно-поисковых работах в первую очередь важны структурные аспекты, так как возникающие на разных стадиях структу-

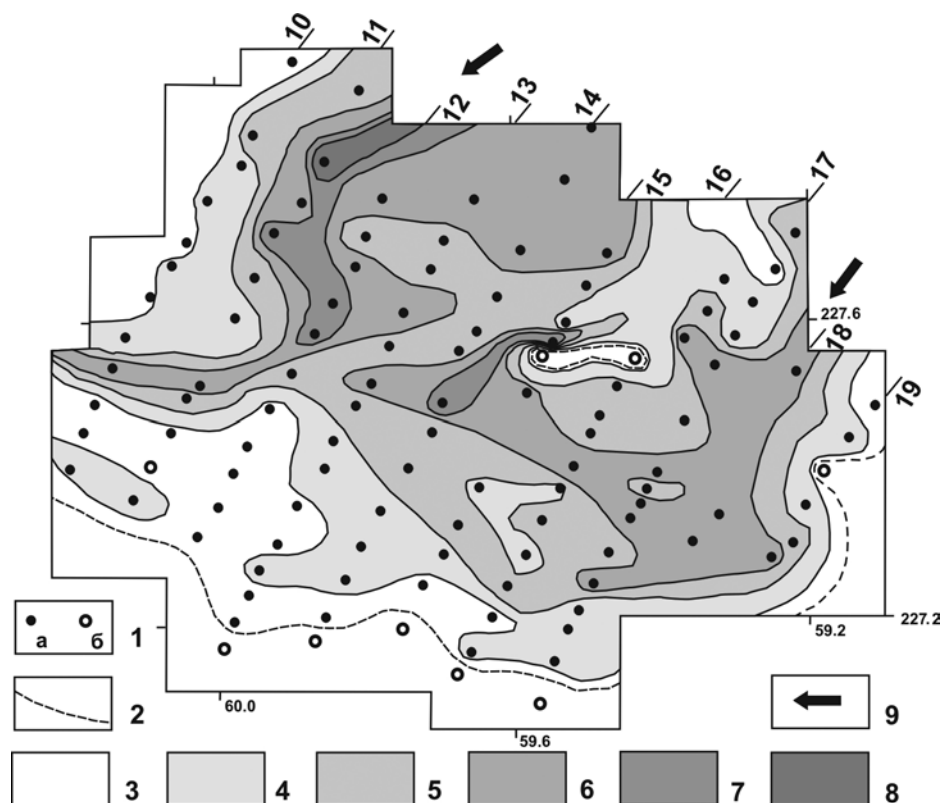


Рис. 6. Схема положения и ориентировки рудных столбов центральной части месторождения Павлик (проекция на горизонтальную плоскость).

1 – скважины по разведочным линиям (номера вверху): а – с рудными интервалами, б – безрудные; 2 – граница распространения рудной минерализации; 3–8 – площади различных значений интенсивности оруденения (суммированные мг/т по скважинам): 3 – 1–9, 4 – 10–49, 5 – 50–99, 6 – 100–199, 7 – 200–299, 8 – ≥ 300 ; 9 – предполагаемые трассы рудонесных палеофлюидопотоков.

Fig. 6. Diagram of the position and orientation of the ore pillars of the central part of the Pavlik deposit (projection on the horizontal plane).

1 – the wells on exploration lines (numbers at the top): а – with ore intervals, б – without ore; 2 – the boundary of the distribution of ore mineralization; 3–8 – the areas of different values of the intensity of mineralization (summed by wells, ppb): 3 – 1–9, 4 – 10–49, 5 – 50–99, 6 – 100–199, 7 – 200–299, 8 – ≥ 300 ; 9 – proposed routes of ore-bearing paleofluidic flows.

ры контролируют размещение ОМЗ, а особенности структурного парагенезиса определяют морфологию рудных тел и залежей, их сочетание и положение в пространстве.

Так, в рассмотренных примерах явно выделяются два разновременных типа месторождений ОМЗ: ранний, связанный со специфичными структурами пластичных деформаций (ката- и мезозональными, по Е.И. Паталахе (1985)) – зонами шарьяжей, крупноамплитудных надвигов, вязких разрывов, смятия и кливажирования, и поздний – хрупких нарушений, сопровождающих транспрессионные сдвиги-взбросовые зоны. Таким образом, по особенностям рудоконтролирующих структур среди ОМЗ выделено два основных типа – шарьяжно-надвиговый и транспрессионный, установлены их позиции (рис. 7) и даны основные характеристики.

Месторождения золота **шарьяжно-надвигового типа**, например Кокпатас, Мурунтау, Сухой Лог, обладают порой гигантскими запасами, до многих сотен и тысяч тонн металла. Главную роль в контроле и распределении рудных зон здесь играют пологие (либо вторично наклоненные) шарьяжно-надвигово-кливажные структуры. Закономерности образования, развития и размещения в пространстве этих структур (Эз, 1978; Паталаха, 1985) отличаются от хрупких разломно-трещинных зон последующей транспрессионной стадии (Морозов, 2002). По Д. Гровсу и Р. Голдфарбу (Groves et al., 1998; Goldfarb, Groves, 2015), это гипозональные месторождения. Для них характерны пластово-седловидные, наклонные залежи, состоящие из многоярусных серий сближенных метасоматически-прожилково-вкрапленных и жильных рудных тел золото-кварце-

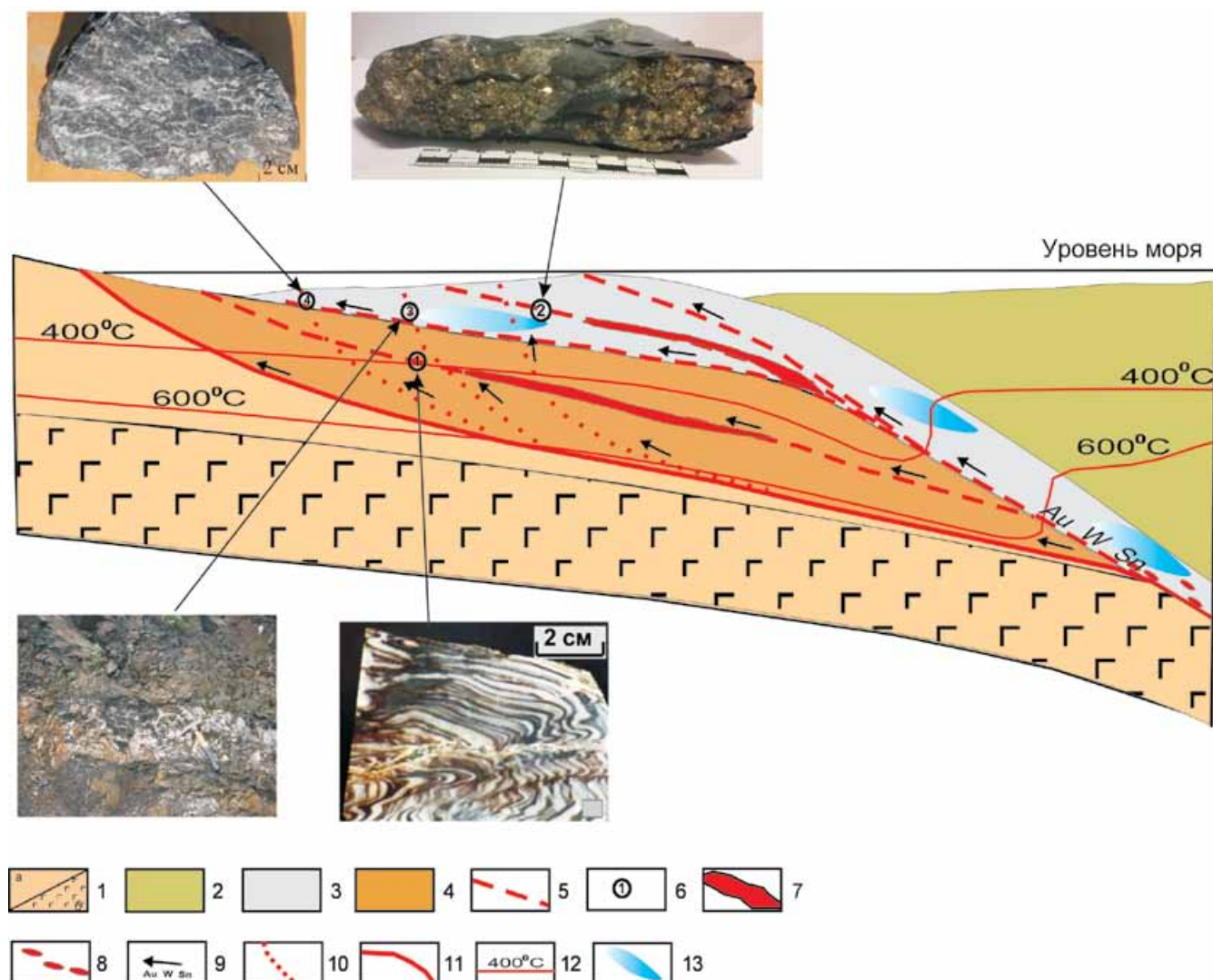


Рис. 7. Позиции различных типов орогенных месторождений золота в пределах складчатого пояса.

1 – континентальная окраина; 2 – активная окраина, островная дуга или супертеррейн; 3, 4 – складчато-надвиговый пояс: 3 – отложения континентального склона и подножья или аккреционная призма; 4 – метаморфическое основание, вошедшее в складчатый пояс; 5 – зоны шарьяжей и ранних надвигов; 6 – позиции месторождений, цифры в кружках (шарьяжно-надвигового типа: 1 – золото-кварцевых прожилково-метасоматических; 2 – золото-сульфидных прожилково-вкрапленных; транспрессионного типа: 3 – золото-сульфидно-кварцевых жильно-прожилковых; 4 – золото-сульфидно-кварцевых прожилково-вкрапленных); 7 – уровень становления интрузивных массивов; 8 – селективное плавление; 9 – направление перемещения подвижной фазы (расплав, флюид, гидротермы) и элементы, выносимые за пределы конкретной обстановки; 10 – разрывные нарушения коллизионно-транспрессионной стадии; 11 – зона поддвига (детachment под складчато-надвиговым поясом); 12 – изотермы; 13 – области флюидогенерации: выделение поровой воды, дегидратация глинистых минералов, дегидратация слоистых силикатов. На фото типичные руды месторождений: 1 – Мурунтау, 2 – Сухой Лог, 3 – Родионовское, 4 – Павлик.

Fig. 7. Position of various types of orogenic gold deposits within the folded belt.

1 – continental margin; 2 – active margin, island arc or superterrane; 3, 4 – fold-thrust belt: 3 – deposits of the continental slope and foot or accretion prism; 4 – metamorphic base included in the fold belt; 5 – zones of sharriages and early thrusts; 6 – positions of deposits sharriage-thrust type figures in the circles (1 – gold-quartz veined-metasomatic, 2 – gold-sulfide veined-inclusion transpression type, 3 – gold-sulfide-quartz vein-veined, 4 – gold-sulfide-quartz veined-inclusion); 7 – the level of formation of intrusive massifs; 8 – selective melting; 9 – the direction of movement of the mobile phase (melt, fluid, hydrotherms) and elements carried out outside the specific situation; 10 – the faults of the collision-transpression stage; 11 – the zone of sub-thrust (detachment under the fold-thrust belt); 12 – isotherms; 13 – areas of fluid generation: pore water release, dehydration of clay minerals, dehydration of layered silicates. The photo shows typical ore deposits: 1 – Muruntau, 2 – Sukhoi Log, 3 – Rodionovskoe, 4 – Pavlik.

вой, золото-сульфидно-кварцевой, золото-сульфидной рудных формаций.

Транспрессионный тип месторождений, контролируемый региональными сдвиговыми структурами, также широко проявлен (Savchuk, Mukhin, 1994; Миркамалов, Савчук, 2007; Fridovsky, 2018). Золотая минерализация непосредственно размещается в оперяющих круто- и пологопадающих разломах и объемных трещинных структурах между ними, образованных уже при хрупких деформациях. Масштабы объектов варьируют от нескольких до сотен тонн золота. Для этих мезозональных месторождений, по (Groves et al., 1998; Goldfarb, Groves, 2015), характерны секущие, полого- и крутопадающие формы, порой объединяемые в корытовидные залежи за счет серии сближенных оперяющих нарушений. Часто отмечается многоактность процесса минералообразования, сопровождающегося иногда сменой знака перемещений по разломам, указывающей на длительное и сложное развитие структур с переориентацией полей напряжений. Прожилково-вкрапленные или метасоматически-прожилково-жилые золото-сульфидно-кварцевые руды месторождений представляют собой либо углеродистые милониты с тонкой сульфидной вкрапленностью, либо брекчированные породы с метасоматическим прожилковым окварцеванием и сульфидной вкрапленностью, либо кварцевые жилы и прожилки с сульфидами. Сульфиды представлены мышьяковистым пиритом и арсенопиритом.

Различия в морфологии рудных образований разного типа и распределении их в пространстве относительно основных структурных элементов (шарьяжей, надвигов, сдвиговых зон и т.д.) должны определять дифференцированный подход к прогнозным построениям и геологоразведочному процессу. Кроме того, установление рудоконтролирующей роли шарьяжно-надвиговых структур и признание пластовых, складчатых форм рудных залежей на ряде крупных ОМЗ побуждают к пересмотру ряда положений устоявшихся генетических концепций, рассмотренных в (Сафонов, 1997).

Для этих двух типов месторождений на примере Мурунтау и Павлика по результатам геологоразведочных работ оконтурены главные рудные залежи. На основе сопоставления результатов анализа пространственного распределения содержания золота и основных структурных элементов зон разрывных нарушений установлены трассы палеофлюидопотоков. Согласно нашей интерпретации, эти трассы фиксируют места наиболее масштабного рудоотложения, что позволяет прогнозировать положение глубокозалегающих и не выходящих на поверхность рудных зон.

Особенности коллизионного процесса и последующей истории привели к вскрытию в Патомской дуге в России и в Западном Узбекистане зо-

лоторудных объектов шарьяжно-надвигового типа. В Южном Верхоянне наиболее сопоставимыми с этим типом ОМЗ представляются Юр и Дуэт в Аллах-Юньском золото-кварцевом поясе (Горячев, 1998), раннеорогенные по В.Ю. Фридовскому (Fridovsky, 2018), но масштабы оруденения здесь значительно скромнее, что позволяет надеяться на их увеличение. В Верхояно-Колымском поясе основные золоторудные объекты относятся к транспрессионному типу, синшарьяжные месторождения пока не известны, и для их выявления можно рекомендовать опосредованное зонирование на контактах террейнов и в Колымо-Омолонском супертеррейне, где весьма вероятно выявление нетрадиционной для региона прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализации, не дающей россыпей.

После отложения вкраплено-прожилковой золотой минерализации в шарьяжно-надвигово-кливажных нарушениях на всех объектах этого типа в последующую, транспрессионную, стадию развития в локальных трещинных структурах происходило образование богатых рудных тел. Это может свидетельствовать о длительности развития рудообразующей системы или о перераспределении золота во время последующих тектонических процессов, сопровождавшихся гидротермальной активностью с привносом вещества.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамович И.И., Клушин И.Г. (1987) Геодинамика и металлогения складчатых областей. Л.: Недра, 247 с.
- Атлас моделей рудных месторождений Узбекистана. (2010) Р.Х. Миркамалов, И.М. Голованов, В.В. Чиркин, Л.П. Фадеева, Г.Х. Миркамалова, (Ред. И.Б. Турамурадов и др.) Ташкент: ГП НИИМР, 100 с.
- Бискэ Ю.С. (1996) Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб.: Изд-во СПбГУ, 192 с.
- Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Алпатов В.А., Наумов В.Б., Носик Л.П., Миронова О.Ф. (1998) Минералого-геохимические особенности и условия образования Нежданинского месторождения золота (Саха-Якутия, Россия). *Геология рудн. месторождений*, **40**(2), 137-156.
- Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Раздолина Н.В. (1996) Генезис золото-кварцевого месторождения Чармитан (Узбекистан). *Геология рудн. месторождений*, **38**(3), 238-257.
- Буртман В.С. (1973) Геология и механика шарьяжей. Тектоника варисцид и шарьяжи Кызылкума. М.: Недра, 113с.
- Буртман В.С. (2006) Тянь-Шань и Высокая Азия. Тектоника и геодинамика в палеозое. М.: Геос, 216 с.
- Буряк В.А. (1987) Формирование золотого оруденения в углеродсодержащих толщах. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (12), 94-105.
- Горячев Н.А. (1998) Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 210 с.
- Дьячков Б.А., Мизерная М.А., Рафаилович М.С. (2011) Крупные месторождения золота в черносланцевых

- толщах. Условия формирования, признаки сходства. Алматы: Изд-во ВКГТУ, 272 с.
- Золоторудное месторождение Мурунтау. (1998) Ташкент: Фан, 539 с.
- Золоторудные месторождения России. (2010) (Под ред. М.М. Константинова). М.: Акварель, 349 с.
- Иванов А.И. (2014) Золото Байкало-Патомы (геология, оруденение, перспективы). М.: ЦНИГРИ, 215 с.
- Костицын Ю.А. (1996). Rb-Sr изотопные исследования месторождения Мурунтау. Магматизм, метаморфизм и рудообразование. *Геохимия*, **12**, 1123-1138.
- Кряжев С.Г. (2017) Изотопно-геохимические и генетические модели золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах. *Отеч. геология*, (1), 28-38.
- Лаверов Н.П., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Байрова Э.Д., Гольцман Ю.В., Дистлер В.В., Юдовская М.А. (2007) Этапы формирования крупномасштабной благороднометалльной минерализации месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь): результаты изотопно-геохронологического изучения. *Докл. АН*, **415**(2), 236-241.
- Лобанов М.П., Радченко К.М., Чернецкая И.И., Охотников И.А. Номоконова Ю.А., Новикова Э.Ф. (1976) Рудоносные углистые пелитоиды линейных зон смятия Патомского нагорья. *Геология и геофизика*, (9), 34-45.
- Лобанов М.П., Синцов А.В., Сизых В.И., Коваленко С.Н. (2004). О генезисе продуктивных "углистых" сланцев Ленского золотоносного района. *Докл. АН*, **394**(3), 360-363.
- Миркамалов Р.Х., Савчук Ю.С. (2007) Постколлизонные региональные сдвиговые зоны – основной резерв для выявления месторождений золота в Западном Узбекистане. *Геология и минер. ресурсы*, (5), 39-50.
- Миркамалов Р.Х., Чирикин В.В., Хан Р.С., Харин В.Г., Сергеев С.А. (2012) Результаты U-Pb (SHRIMP) датирования гранитоидных и метаморфических комплексов Тянь-Шанского складчатого пояса (Узбекистан). *Вестн. Санкт-Петербургского ун-та*, **7**(1), 3-25.
- Морозов Ю.А. (2002) Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии. *Геотектоника*, (6), 3-24.
- 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.
- Мухин П.А., Каримов Х.К., Савчук Ю.С. (1991) Палеозойская геодинамика Кызылкумов. Ташкент: Фан, 148 с.
- Образцов А.И. (2009) Развитие представлений о морфологии месторождения. *Отеч. геология*, (3), 96-100.
- Охунов А.Х., Зималина В.Я., Мухаммедов Ж.Э. (2019) Внутреннее строение рудоносной зоны месторождения Мютенбай. *Ташкент. Геология и минер. ресурсы*, (2), 64-68.
- Паталаха Е.И. (1985) Тектонофацальный анализ. М.: Недра, 120 с.
- Проценко В.Ф. (1975) Диафориты Мурунтау и их рудоносность. *Минералогия, геохимия и околорудные метасоматиты редкометалльных, золоторудных и сурьмяно-ртутных месторождений Средней Азии*. Ташкент: САИГИМС, с. 69-76.
- Рудные месторождения Узбекистана. (2001) Ташкент: ГИДРОИНГЕО, 611 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. *Геология рудн. месторождений*, **50**(1), 1-44.
- Савчук Ю.С. (1987) Структурные условия размещения золотого оруденения и строение рудных тел месторождения Мурунтау. Автореф. дис. ... канд. г.-м. наук. Алма-Ата: ИГ АН КазССР, 20 с.
- Савчук Ю.С., Асадулин Э.Н., Волков А.В., Аристов В.В. (2018а) Уникальное месторождение золота Мурунтау (Узбекистан): геодинамическая позиция и происхождение рудообразующей системы. *Геология рудн. месторождений*, **60**(5), 413-447.
- Савчук Ю.С., Волков А.В. (2019) Крупные и суперкрупные орогенные золотые месторождения: геодинамика, структура, генетические следствия. *Литосфера*, **19**(6), 813-833.
- Савчук Ю.С., Волков А.В., Аристов В.В., Сидоров В.А., Лямин С.М. (2018б) Строение и состав золоторудных залежей месторождения Павлик. *Руды и металлы*, (2), 77-85.
- Савчук Ю.С., Проценко В.Ф., Колесников А.В. (1987) Минеральные комплексы в каркасе структур Мурунтау. Ташкент. *Записки Узб. отд. ВМО*, **40**, 30-33.
- Сафонов Ю.Г. (1997) Гидротермальные золоторудные месторождения: распространенность – геолого-генетические типы – продуктивность рудообразующих систем. *Геология рудн. месторождений*, **39**(1), 25-40.
- Синцов А.В. (1974) Роль Кидали-Сухоложского разлома в размещении золотого оруденения (Ленский золотоносный район). *Докл. АН СССР*, **218**(4), 916-918.
- Смирнов В.И. (1976) Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 688 с.
- Соколов С.К. (1992) Рифтовые и шельфовые комплексы протерозойского Бодайбинского прогиба и закономерности размещения золотого оруденения. Автореф. дис. ... к. г.-м. наук. М.: ИМГРЭ, 27 с.
- Чугаев А.В. (2007) Rb-Sr изотопная система гидротермального кварца, возраст и источники вещества золоторудных месторождений Сухой Лог (Россия) и Колар (Индия). Автореф. дис. ... к. г.-м. наук. Москва: ИГЕМ РАН, 27 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, с. 62-64.
- Шаякубов Т.Ш., Цой Р.В., Голованов И.М., Донской В.М., Яковлев В.Г. (1991) Мурунтауская сверхглубокая скважина. *Сов. геология*, (10), 10-22.
- Эз В.В. (1978) Структурная геология метаморфических комплексов. М.: Недра, 191 с.
- Fridovsky V.Y. (2018) Structural control of orogenic gold deposits of the Verkhoyansk-Kolyma folded region, north-east Russia. *Ore Geol. Rev.*, **103**, 38-55.
- Goldfarb R.J., Groves D.I. (2015) Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. *Lithos*, **233**, 2-26.
- Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S. (2001) Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geol. Rev.*, **18**, 1-75.
- Goldfarb R.J., Phillips G.N., Nokleberg W.J. (1998) Tectonic setting of synorogenic gold deposits of the Pacific Rim. *Ore Geol. Rev.*, **13**, 185-218.

- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam H., 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 type. *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.
- Prokofiev V.Yu., Safonov Yu.G., Lüders V., Borovikov A.A., Kotov A.A., Zlobina T.M., Murashov K.Yu., Yudovskaya M.A., Selektor S.L. (2019) The sources of mineralizing fluids of orogenic gold deposits of the Baikal-Patom and Muya areas, Siberia: Constraints from the C and N stable isotope compositions of fluid inclusions. *Ore Geol. Rev.*, **111**, 1-18.
- Savchuk Yu.S., Mukhin P.A. (1994) Evolution of Ore Processes in the Southern Tien Shan Accretional Prism (Kyzylkum Geodynamic Test Range). *Geotectonics*, **27**(6), 505-523.
- Abramovich I.I., Klushin I.G. (1987) Geodynamics and metallogeny of folded regions. Leningrad, Nedra Publ., 247 p. (In Russian)
- Atlas of ore deposits models in Uzbekistan. (2010) R.Kh. Mirkamalov, I.M. Golovanov, V.V. Chirikin, L.P. Fadeicheva, G.Kh. Mirkamalo. (Eds.: I.B. Turamuratov et al.) Tashkent, GP NIIMR Publ., 100 p. (In Russian)
- Biske Yu.S. (1996) Paleozoic structure and history of the Southern Tien Shan. St. Petersburg, St. Petersburg State University Publishing House, 192 p. (In Russian)
- Bortnikov N.S., Gamyran G.N., Alpatov V.A., Naumov V.B., Nosik L.P., Mironova O.F. (1998) Mineralogical and geochemical features and conditions of formation of the Nezhdaninsky gold deposit (Sakha-Yakutia, Russia). *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **40**(2), 137-156.
- Bortnikov N.S., Prokof'ev V.Yu., Razdolina N.V. (1996) Genesis of the Charmitan gold-quartz deposit (Uzbekistan). *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **38**(3), 238-257.
- Burtman V.S. (1973) Geology and mechanics of shariages. Tectonics of Variscides and shariages of Kyzylkum. Moscow, Nedra Publ., 113 p. (In Russian)
- Burtman V.S. (2006) Tien Shan and High Asia. Tectonics and geodynamics in the Paleozoic. Moscow, GEOS Publ., 216 p. (In Russian)
- Buryak V.A. (1987) Formation of gold mineralization in carbon-containing strata. *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, (12), 94-105.
- Chugaev A.V. (2007) Rb-Sr isotopic system of hydrothermal quartz, age and sources of matter of the Sukhoi Log (Russia) and Kolar (India) gold deposits. Cand. geol. and min. nauk diss. Moscow, IGEM RAS, 27 p. (In Russian)
- D'yachkov B.A., Mizernaya M.A., Rafailovich M.S. (2011) Large gold deposits in black shale strata. Conditions of formation, signs of similarity. Almaty, EKSTU Publishing House, 272 p. (In Russian)
- Ez V.V. (1978) Structural geology of metamorphic complexes. Moscow, Nedra Publ., 191 p. (In Russian)
- Fridovsky V.Y. (2018) Structural control of orogenic gold deposits of the Verkhoyansk-Kolyma folded region, north-east Russia. *Ore Geol. Rev.*, **103**, 38-55.
- Gold ore deposits of Russia. (2010) (Ed. M.M. Konstantinov). Moscow, Akvarel' Publ., 349 p. (In Russian)
- Goldfarb R.J., Groves D.I. (2015) Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. *Lithos*, **233**, 2-26.
- Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S. (2001) Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geol. Rev.*, **18**, 1-75.
- Goldfarb R.J., Phillips G.N., Nokleberg W.J. (1998) Tectonic setting of synorogenic gold deposits of the Pacific Rim. *Ore Geol. Rev.*, **13**, 185-218.
- Goryachev N.A. (1998) Geology of Mesozoic gold-quartz vein belts of Northeast Asia. Magadan, SVKNII FEB RAS, 210 p. (In Russian)
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam H., 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 type. *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.
- Ivanov A.I. (2014) Gold of Baikal-Patoma (geology, mineralization, prospects). Moscow, FSUE TsNIGRI Publ., 215 p. (In Russian)
- Kostitsyn Yu.A. (1996) Rb-Sr isotope studies of the Muruntau deposit. Magmatism, metamorphism, and ore formation. *Geokhimiya*, **12**, 1123-1138. (In Russian)
- Kryazhev S.G. (2017) Isotope-geochemical and genetic models of gold deposits in carbon-terrigenous strata. *Otech. Geologiya*, (1), 28-38.
- Laverov N.P., Chernyshev I.V., Chugaev A.V., Bairova E.D., Gol'tsman Yu.V., Distler V.V., Yudovskaya M.A. (2007) Stages of formation of large-scale noble metal mineralization of Sukhoi Log deposits (Eastern Siberia): results of isotope-geochronological study. *Dokl. AN*, **415**(2), 236-241. (In Russian)
- Lobanov M.P., Radchenko K.M., Chernetskaya I.I., Okhotnikov I.A., Nomokonova Yu.A., Novikova E.F. (1976) Ore-bearing carbonaceous pelitoids of linear zones of crushing of the Patom upland. *Geol. Geofiz.*, **9**, 34-45. (In Russian)
- Lobanov M.P., Sintsov A.V., Sizykh V.I., Kovalenko S.N. (2004) On the genesis of productive "carbonaceous" shales of the Lena gold-bearing region. *Dokl. AN*, **394**(3), 360-363. (In Russian)
- Mirkamalov R.Kh., Savchuk Yu.S. (2007) Post-collision regional shear zones-the main reserve for identifying gold deposits in Western Uzbekistan. *Geologiya i Mineral'nye resursy*, **5**, 39-50. (In Russian)
- Mirkamalov R.Kh., Chirikin V.V., Khan R.S., Kharin V.G., Sergeev S.A. (2012) Results of U-Pb (SHRIMP) dating of granitoid and metamorphic complexes of the Tien-Shan folded belt (Uzbekistan). *Vestn. S-Petersburg Univ.*, **7**(1), 3-25. (In Russian)
- Morozov Yu.A. (2002) The structure-forming role of transpression and transtension. *Geotektonika*, **6**, 3-24. (In Russian)
- Mukhin P.A., Karimov Kh.K., Savchuk Yu.S. (1991) 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 Southern Tamdytau (Central Kyzylkum). *Geotektonika*, **2**, 64-72. (In Russian)
- Muruntau gold deposit. (1998) Tashkent, Fan Publ., 539 p. (In Russian)

- Obraztsov A.I. (2009) Development of ideas about the morphology of the deposit. *Otech. Geologiya*, (3), 96-100. (In Russian)
- Okhunov A.Kh., Zimalina V.Ya., Mukhammedov Zh.E. (2019) The internal structure of the ore-bearing zone of the Myutenbai deposit. Tashkent. *Geologiya i Mineral'nye Resursy*, **2**, 64-68. (In Russian)
- Ore deposits of Uzbekistan. (2001) Tashkent, GIDROIN-GEO Publ., 611 p. (In Russian)
- Patalakha E.I. (1985) Tectonofacial analysis. Moscow, Nedra Publ., 120 p. (In Russian)
- Prokofiev V.Yu., Safonov Yu.G., Lüders V., Borovikov A.A., Kotov A.A., Zlobina T.M., Murashov K.Yu., Yudovskaya M.A., Selektor S.L. (2019) The sources of mineralizing fluids of orogenic gold deposits of the Baikal-Patom and Muya areas, Siberia: Constraints from the C and N stable isotope compositions of fluid inclusions. *Ore Geol. Rev.*, **111**, 1-18.
- Protsenko V.F. (1975) Muruntau diafluorites and their ore content. *Mineralogiya, geokhimiya i okolorudnye metasomatity redkometal'nykh, zolotorudnykh i sur'myano-rtutnykh mestorozhdenii Srednei Azii*. Tashkent, SAIGIMS Publ., 69-76.
- 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 region. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **50**(1), 1-44. (In Russian)
- Safonov Yu.G. (1997) Hydrothermal gold deposits: prevalence – geological and genetic types-productivity of ore – forming systems. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **39**(1), 25-40. (In Russian)
- Savchuk Yu.S. (1987) Structural conditions for the placement of gold mineralization and the structure of ore bodies of the Muruntau deposit. Cand. diss.geol. and min. sci. Alma-Ata, IG AN KazSSR, 20 p. (In Russian)
- Savchuk Yu.S., Asadulin En.E., Volkov A.V., Aristov V.V. (2018a) Unique gold deposit of Muruntau (Uzbekistan): geodynamic position and origin of the ore-forming system. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **60**(5), 413-447. (In Russian)
- Savchuk Yu.S., Mukhin P.A. (1994) Evolution of Ore Processes in the Southern Tien Shan Accretional Prism (Kyzylkum Geodynamic Test Range). *Geotectonics*, **27**(6), 505-523.
- Savchuk Yu.S., Protsenko V.F., Kolesnikov A.V. (1987) Mineral complexes in the framework of Muruntau structures. *Zap. Uzb. Otd. VMO*, **40**, 30-33. (In Russian)
- Savchuk Yu.S., Volkov A.V. (2019) Large and super-large orogenic gold deposits: geodynamics, structure, genetic consequences. *Litosfera*, **19**(6), 813-833. (In Russian)
- Savchuk Yu.S., Volkov A.V., Aristov V.V., Sidorov V.A., Lyamin S.M. (2018b) Structure and composition of gold reservoir of the Pavlik deposit. *Rudy i Metally*, **2**, 77-85. (In Russian)
- Shakhtyrov V.G. (1997) Tenkin deep fault: tectonic position, infrastructure, ore content. Geological structure, magmatism and minerals of North-East Asia. Magadan, SVKNII FEB RAS, p. 62-64. (In Russian)
- Shayakubov T.Sh., Tsoi R.V., Golovanov I.M., Donskoi V.M., Yakovlev V.G. (1991) Muruntau super-deep well. *Sov. Geologiya*, **10**, 10-22. (In Russian)
- Sintsov A.V. (1974) The role of the Kidali-Sukholozhsky fault in the placement of gold mineralization (Lensky gold-bearing area). *Dokl. AN SSSR*, **218**(4), 916-918. (In Russian)
- Smirnov V.I. (1976) Geology of mineral resources. Moscow, Nedra Publ., 688 p. (In Russian)
- Sokolov S.K. (1992) Reef and shelf complexes of the Proterozoic Bodaybo trough and regularities of gold mineralization placement. Cand. geol. and min. sci. diss. Moscow, IMGRE, 27 p. (In Russian)

УДК 552.11

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-365-385

**Петролого-геохимические характеристики пород
Вознесенского интрузивного массива (Южный Урал):
к вопросу о составе и источниках магм, продуцирующих золото-
и медно-порфировое оруденение**

С. Е. Знаменский

Институт геологии УФИЦ РАН, 450078, г. Уфа, ул. К.Маркса, 16/2, e-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

Поступила в редакцию 11.01.2021 г., принята к печати 25.01.2021 г.

Объект исследований. Петролого-геохимические особенности пород Вознесенского интрузивного массива и его дайковых серий в целях выяснения состава, возможных источников и геодинамических обстановок генерации магм, продуцировавших Au- и Cu-порфировое оруденение. **Методы.** Содержание петрогенных окислов определялось химическим методом, редких элементов – с помощью ICP-MS анализа. **Результаты.** Среди пород Вознесенского массива, обладающих геохимическими характеристиками надсубдукционных образований, установлены разновидности с известково-щелочными и адakitоподобными свойствами. Главная фаза массива представлена габбро-диоритами и диоритами, принадлежащими к известково-щелочной серии. Рудоносные дайки габбро-диоритов, диоритов и гранодиоритов Au-порфирового Большекаранского месторождения имеют известково-щелочной состав, а послерудные дайки гранодиоритов и плагиогранитов этого месторождения обладают адakitоподобными характеристиками. Рудоносная дайковая серия Вознесенского месторождения представлена известково-щелочными диоритами и адakitоподобными гранодиоритами и плагиогранитами. **Заключение.** На металлогеническую специализацию даек оказали влияние кремнекислотность и окислительно-восстановительное состояние рудогенерирующих расплавов. Гранитоиды с Cu-порфировым оруденением, по сравнению с их золотоносными разновидностями, кристаллизовались из более кислых расплавов с большей степенью окисленности. Предполагается, что основной мантийной составляющей магм для вознесенских пород послужили относительно слабо деплетированные шпинелевые перидотиты надсубдукционной литосферной мантии. Известково-щелочные магмы выплавлялись из мантийного субстрата, предварительно метасоматизированного водными флюидами, а магмы с адakitоподобными свойствами – из метаморфизованного расплавами базальтов и осадочных пород слэба. Плавление пород слэба, возможно, было связано с дополнительным разогревом из-за трения, возникшего при изменении направления и/или скорости косой субдукции.

Ключевые слова: Южный Урал, известково-щелочные породы, адакиты, Cu- и Au-порфировое оруденение, магма, мантийные перидотиты, субдукция

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках программы государственного заказа ИГ УФИЦ РАН № 0246-2019-0078

**Petrological and geochemical characteristic of the rocks
of the Voznesensky intrusive massif (Southern Urals):
On the question of the composition and sources of magma producing gold
and copper porphyry mineralization**

Sergey E. Znamensky

Institute of Geology UFGS RAS, 16/2 K. Marks St., Ufa 450077, Russia, e-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

Received 11.01.2021, accepted 25.01.2021

Для цитирования: Знаменский С.Е. (2021) Петролого-геохимические характеристики пород Вознесенского интрузивного массива (Южный Урал): к вопросу о составе и источниках магм, продуцирующих золото- и медно-порфировое оруденение. *Литосфера*, 21(3), 365–385. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-365-385

For citation: Znamensky S.E. (2021) Petrological and geochemical characteristic of the rocks of the Voznesensky intrusive massif (Southern Urals): On the question of the composition and sources of magma producing gold and copper porphyry mineralization. *Lithosphere*, 21(3), 365–385. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-365-385

Research subject. The petrological and geochemical features of the rocks of the Voznesensky intrusive massif and its dyke series were studied in order to clarify the composition, possible sources and geodynamic settings of magma generation that produced Au- and Cu-porphyry mineralization. **Methods.** The content of petrogenic oxides was determined by the chemical method, trace elements – by ICP-MS analysis. **Results.** Among the rocks of the Voznesensky massif, which have the geochemical characteristics of suprasubduction formations, varieties with calc-alkaline and adakite-like properties were established. The main phase of the massif is represented by gabbro-diorites and diorites belonging to the calc-alkaline series. Ore-bearing dykes of gabbro-diorites, diorites and granodiorites of the Au-porphyry Bolshekaransky deposit are of calc-alkaline composition, while the post-ore dykes of granodiorites and plagiogranites of this deposit exhibit adakite-like characteristics. **Conclusions.** The ore-bearing dyke series of the Voznesensky deposit is represented by calc-alkaline diorites and adakite-like granodiorites and plagiogranites. The metallogenic specialization of the dykes was influenced by the silicic acidity and the redox state of the ore-generating melts. Granitoids with Cu-porphyry mineralization, compared to their gold-bearing varieties, crystallized from more acidic melts with a higher degree of oxidation. It is assumed that the main mantle component of magmas for the Voznesensky rocks were relatively weakly depleted spinel peridotites of the suprasubduction lithospheric mantle. Calc-alkaline magmas were melted from a mantle substrate previously metasomatized by aqueous fluids, and magmas with adakite-like properties – metamorphosed by melts of basalts and sedimentary rocks of slab. Melting of slab rocks may have been associated with additional heating due to friction caused by changes in direction and/or velocity of oblique subduction.

Keywords: Southern Urals, calc-alkaline rocks, adakites, Cu- and Au-porphyry mineralization, magma, mantle peridotites, subduction

Funding information

The work was performed within the scientific program IG UFRS RAS No. 0246-2019-0078

ВВЕДЕНИЕ

Вознесенский интрузивный массив габбро-диорит-диоритового состава расположен в зоне Главного Уральского разлома (ГУР) на северном окончании Магнитогорской мегазоны Южного Урала. К северному флангу массива приурочено одноименное Си-порфировое месторождение, относящееся к эталонным Си-порфировым объектам, связанным с островодужным диоритоидным магматизмом (Кривцов, 1983; Грабежев, Белгородский, 1992; и др.). В южной части массива находится месторождение Большой Каран, принадлежащее к редкому на Урале золото-порфировому типу (Знаменский и др., 2020). Порфировая минерализация на обоих месторождениях ассоциирует с дайками гранитоидов. В опубликованных работах (Грабежев, Белгородский, 1992; Грабежев и др., 2008; Знаменский и др., 2017, 2019б; Kosarev et al., 2014) показано, что породы Вознесенского массива и рудоносных дайковых серий представляют собой надсубдукционные известково-щелочные магматиты. На основании различия химического состава они были отнесены к разным фазам становления Вознесенской интрузии. Петрогенетические особенности вознесенских магматитов предыдущими исследователями изучены недостаточно полно. U-Pb возраст цирконов из дайки плагиогранитов Вознесенского месторождения составляет 412 ± 7 млн лет (Грабежев и др., 2008), что соответствует начальным фазам заложения и развития на Южном Урале девонской субдукционной зоны восточного падения (Серавкин и др., 1992; Пучков, 2010). Такая геодинамиче-

ская обстановка формирования гранитоидов, продуктивных на порфировое оруденение, является необычной для Магнитогорской мегазоны. Согласно опубликованным данным (Грабежев, 2009; Грабежев и др., 2017; Plotinskaya et al., 2017), месторождения порфирового семейства, формировавшиеся на субдукционной стадии развития мегазоны, связаны главным образом со средне-верхнедевонскими вулcano-интрузивными комплексами развитых и зрелых островных дуг.

Цель настоящей статьи – рассмотреть петролого-геохимические особенности пород массива, состав, возможные источники и геодинамические обстановки генерации магматических расплавов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержание петрогенных окислов в породах определялось с помощью силикатного анализа в химический лаборатории ИГ УФИЦ РАН (г. Уфа, аналитик С.А. Ягудина). Определение редких элементов выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на квадрупольном масс-спектрометре ELAN 9000 в лаборатории физических и химических методов исследования ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитик Д.В. Киселева). Результаты анализов приведены в табл. 1 и 2. Кроме того, были использованы ранее опубликованные аналитические данные (Знаменский и др., 2017, 2019б). Тренды редких элементов нормировались по NMORB, редкоземельных элементов – по хондриту C1 (McDonough, Sun, 1995). Аномалии европия рассчитывались по формуле: $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{0.5}$.

Таблица 1. Содержание петрогенных окислов в серпентинитах, мас. %

Table 1. Concentration of petrogenic oxides in serpentinites, wt %

Компонент	Пробы							
	19-5	19-6	19-4	19-10	19-12	19-8	19-9	19-13
SiO ₂	38.0	38.0	40.88	38.0	39.0	42.0	42.0	44.3
TiO ₂	0.16	0.16	0.07	0.16	0.1	0.32	0.3	0.31
Al ₂ O ₃	1.1	1.1	2.0	6.0	2.4	5.8	5.9	6.1
Fe ₂ O ₃	0.9	0.96	0.74	7.5	0.76	4.6	4.98	5.33
FeO	7.5	7.3	7.76	4.3	7.44	7.0	7.62	4.12
MnO	0.03	0.1	0.09	0.16	0.05	0.16	0.18	0.2
CaO	0.2	0.2	2.4	3.4	2.56	6.53	5.96	14.46
MgO	39.0	38.0	35.6	28.6	37.2	27.4	25.9	17.62
Na ₂ O	0.25	0.2	0.24	0.17	0.2	0.27	0.54	0.03
K ₂ O	0.08	0.3	0.05	0.3	0.25	0.54	0.5	0.38
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.14	0.06	0.07	0.06	0.05	0.02
П.п.п.	12.41	14.0	10.26	11.56	10.58	4.96	5.81	7.02
Σ	99.69	100.38	100.23	100.21	100.61	99.64	99.74	99.89

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРОЕНИЕ МАССИВА

Вознесенский массив расположен в зоне Яльчигуловского разлома север-северо-восточного простирания, относящегося к разрывным нарушениям второго порядка зоны ГУР (рис. 1а). В районе массива зона Яльчигуловского разлома плохо обнажена. Детально строение разломной зоны было изучено нами ранее в 3 км севернее в районе оз. Карагайкуль (Знаменский, 2019). В этом интервале разлома находится небольшое тело роговообманковых габбро-диоритов и диоритов, которые по петрографическому составу и геохимическим признакам близки к породам Вознесенского массива. Диориты, имеющие Sm-Nd изохронный возраст 418 ± 25 млн лет (Kosarev et al., 2014), содержат кварц-сульфидную минерализацию Au-Cu-порфирового типа. Установлено, что Яльчигуловский разлом представляет собой транспрессивный сдвиг с позитивной цветочной структурой (Silvester, 1988) (рис. 1б). Центральная зона цветочной структуры состоит из серии крутопадающих взбросо-сдвигов, которые концентрируются вдоль контактов тела габбро-диоритов и диоритов. Фланги образуют пакеты надвиговых пластин, пологопадающие к центру цветочной структуры. В строении тектонических пластин участвуют массивные серпентиниты, серпентинитокластические брекчии, осадочные и вулканогенные породы, возраст которых варьирует от среднего ордовика до раннего карбона включительно. Серпентинизированные ультрабазиты, слагающие пластины, представляют собой сильно дислоцированные фрагменты

офиолитового разреза лерцолитового типа. Судя по петрохимическим данным (табл. 1, рис. 2), серпентиниты образовались по лерцолитам, гарцбургитам, верлитам и клинопироксенитам.

Офиолиты лерцолитового типа образуют в зоне ГУР на северном окончании Магнитогорской мегазоны ряд массивов, расположенных вдоль ее западной границы. Наиболее крупными среди них являются Нуралинский, Татлембетовский (см. рис. 1а) и Миндякский массивы. Они имеют стандартное строение. Западные части массивов слагают гарцбургиты, перемежающиеся с дунитами, шпинелиевые и плагиоклазовые лерцолиты, которые перекрыты полосчатым дунит-верлит-клинопироксенитовым комплексом (Савельева, 1987). В восточных частях массивов локализованы дифференцированные интрузивные залежи роговообманковых габбро, габбро-диоритов и диоритов. По мнению Г.Б. Ферштатера (2013), габброиды являются составными элементами лерцолитовых массивов и образуют с полосчатыми комплексами петрогенетически связанные серии. Однако данные по абсолютному возрасту, полученные недавно А.А. Краснобаевым с соавторами (2018), ставят под сомнение эту точку зрения. Указанными авторами для верлитов и клинопироксенитов Нуралинского массива получена U-Pb датировка 450 ± 4 млн лет. Она дает основание полагать, что ультрабазиты лерцолитовых массивов не являются “сухими” и им могут быть комплементарны базальты поляковской формации (O₂), рассматриваемой многими исследователями в качестве формации-индикатора океанической стадии развития южноуральского орогена (Серавкин и др., 1992; Иванов, 1998; Пучков, 2010; и др.). Ор-

Таблица 2. Содержание петрогенных окислов (мас. %) и редких элементов (г/т) в породах Вознесенского массива и гранитоидах дайковых серий**Table 2.** Concentration of petrogenic (wt %) and trace (ppm) elements in rocks of Voznesenky massive and granitoids of dyke series

Компонент	Образцы									
	В-1	В-2	В-3	В-4	В-5	Б-1	Б-2	Б-3	Б-4	Б-5
SiO ₂	56.00	56.00	57.40	58.00	58.00	56.00	56.00	61.00	62.30	70.00
TiO ₂	0.30	0.28	0.29	0.40	0.47	0.42	0.34	0.34	0.27	0.15
Al ₂ O ₃	17.00	16.30	16.80	15.50	14.70	16.00	16.50	16.00	16.00	14.00
Fe ₂ O ₃	3.75	1.63	2.82	5.80	5.23	2.70	3.00	2.02	0.59	0.82
FeO	5.00	5.25	5.21	3.44	4.30	4.20	4.30	3.59	3.38	2.51
MnO	0.17	0.16	0.12	0.08	0.19	0.12	0.14	0.07	0.09	0.04
CaO	5.60	8.52	5.90	4.26	5.00	4.76	5.54	4.42	3.69	4.26
MgO	5.20	6.00	6.41	5.00	5.68	5.20	5.40	4.00	3.40	2.00
Na ₂ O	1.60	2.00	2.17	3.36	1.40	2.99	3.90	3.70	2.70	2.20
K ₂ O	1.45	1.88	1.20	0.60	1.79	1.75	1.15	1.30	3.30	1.25
P ₂ O ₅	0.14	0.10	0.11	0.11	0.10	0.12	0.12	0.12	0.12	0.02
П.п.п.	3.58	2.18	2.04	3.84	3.04	5.14	3.44	3.20	3.74	2.60
Σ	99.8	100.30	100.47	100.39	99.91	99.40	99.83	99.76	99.58	99.85
V	269	146	140	185	133	114	158	107	123	63
Cr	57	76	48	34	26	83	27	73	58	14
Co	22	17	19	17	13	14	17	14	14	12
Ni	17	16	13	12	11	11	17	10	9	3
Rb	30	19	30	30	24	25	46	32	40	31
Sr	405	270	291	315	170	343	143	209	269	209
Y	8.3	6.6	8.0	8.0	5.9	9.4	6.4	9.6	8.1	13.2
Zr	24	22	19	21	27	34	32	37	38	27
Nb	1.2	1.3	1.1	1.2	1.1	1.3	1.3	1.5	2.1	1.4
Cs	1.3	0.6	1.8	1.9	0.7	1.4	1.7	1.3	1.5	1.4
Ba	480	350	472	269	216	720	516	341	1011	146
La	7.46	7.23	8.07	4.65	7.49	6.55	5.60	2.73	7.80	2.89
Ce	15.39	14.86	16.1	9.41	15.55	11.72	10.39	6.24	14.58	7.24
Pr	1.20	1.87	2.03	1.29	1.991	1.33	1.33	0.94	1.76	1.14
Nd	8.27	7.86	8.72	5.56	8.192	5.37	5.36	4.11	7.01	5.57
Sm	1.79	1.66	1.92	1.29	1.79	1.28	1.14	1.07	1.47	1.64
Eu	0.49	0.50	0.61	0.39	0.55	0.37	0.28	0.25	0.38	0.52
Gd	1.37	1.59	1.71	1.14	1.65	1.31	0.97	0.94	1.28	1.86
Tb	0.20	0.24	0.23	0.16	0.23	0.21	0.15	0.16	0.20	0.31
Dy	1.29	1.61	1.55	1.09	1.44	1.47	1.05	0.98	1.27	2.13
Ho	0.28	0.35	0.33	0.25	0.33	0.32	0.24	0.23	0.27	0.47
Er	0.88	1.11	1.06	0.74	0.99	1.01	0.77	0.71	0.87	1.49
Tm	0.13	0.17	0.15	0.12	0.15	0.15	0.11	0.12	0.13	0.22
Yb	0.89	1.17	1.13	0.79	1.09	1.01	0.82	0.84	0.92	1.50
Lu	0.14	0.19	0.18	0.13	0.17	0.16	0.12	0.13	0.15	0.24
Hf	0.70	1.03	0.91	0.58	0.90	1.13	0.97	1.10	1.07	0.87
Ta	0.05	0.07	0.07	0.05	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.08
Pb	2.3	2.4	3.0	0.8	3.5	3.0	2.2	2.8	3.0	1.5
Th	1.42	2.07	2.03	1.58	3.20	3.65	2.43	1.72	3.17	0.44
U	0.37	0.79	0.96	0.40	1.39	1.51	1.08	1.42	1.68	0.46
Eu/Eu*	0.97	0.94	1.03	0.99	0.98	0.82	0.88	0.76	0.85	0.91

Таблица 2. Окончание

Table 2. Ending

Компонент	Образцы									
	Б-6	Б-7	Б-8	Б-9	ВП-1	ВП-2	ВП-3	ВП-4	ВП-5	ВП-6
SiO ₂	68.00	70.00	72.00	72.50	57.20	58.00	69.5	70.00	76.00	75.00
TiO ₂	0.27	0.10	0.10	0.27	0.45	0.42	0.27	0.10	0.25	0.19
Al ₂ O ₃	14.00	13.60	13.60	13.60	17.20	17.00	15.00	14.00	11.50	12.40
Fe ₂ O ₃	2.02	1.30	1.23	1.07	3.82	4.20	1.13	1.30	1.15	1.10
FeO	1.65	1.60	1.50	1.65	4.03	4.60	2.57	1.07	1.22	1.0
MnO	0.05	0.05	0.02	0.02	0.10	0.13	0.01	0.02	0.02	0.02
CaO	4.54	5.20	2.80	2.02	4.95	5.60	2.60	2.40	1.60	1.50
MgO	3.00	1.50	2.00	1.80	4.20	2.60	2.00	2.40	1.50	1.4
Na ₂ O	2.70	3.56	3.68	3.85	3.55	2.70	4.00	5.00	4.00	4.50
K ₂ O	1.25	1.20	1.00	1.25	2.40	1.75	1.20	1.00	1.60	1.20
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.02	0.01	0.12	0.12	0.08	0.01	0.05	0.04
П.п.п.	2.62	2.18	2.02	1.32	2.51	2.86	1.48	2.62	1.73	1.53
Σ	100.11	100.30	99.97	99.36	100.53	99.98	99.84	99.92	100.62	99.88
V	43	29	31	29	118	182	58	49	38	24
Cr	32	33	28	26	23	15	22	43	23	25
Co	8	6	6	6	13	17	7	6	3	4
Ni	8	7	6	6	7	5	12	14	5	5
Rb	22	3	9	23	27	27	18	8	8	9
Sr	142	198	176	152	228	425	138	234	165	82
Y	2.2	2.0	2.1	2.8	8.9	10.8	4.1	4.3	4.0	2.0
Zr	57	66	107	47	32	35	33	41	39	34
Nb	1.6	1.1	1.3	1.3	1.8	1.7	1.5	2	1.8	1.0
Cs	0.5	0.10	0.37	0.41	1.22	1.32	0.87	0.54	0.29	0.31
Ba	163	43	116	111	257	299	106	131	61	58
La	7.13	8.75	6.92	8.30	2.41	2.58	3.57	4.43	6.12	3.63
Ce	10.40	12.22	10.08	13.44	5.32	5.96	6.14	7.36	11.32	6.19
Pr	0.96	1.03	0.89	1.21	0.80	0.87	0.77	0.97	1.31	0.79
Nd	2.96	3.02	2.63	3.70	3.69	4.02	2.81	3.41	4.63	2.72
Sm	0.43	0.39	0.37	0.56	1.05	1.17	0.59	0.65	0.90	0.48
Eu	0.21	0.28	0.20	0.17	0.55	0.41	0.19	0.19	0.25	0.13
Gd	0.27	0.25	0.27	0.37	1.18	1.34	0.58	0.53	0.70	0.33
Tb	0.04	0.04	0.04	0.06	0.20	0.23	0.09	0.08	0.08	0.05
Dy	0.30	0.25	0.26	0.40	1.33	1.56	0.62	0.56	0.49	0.26
Ho	0.07	0.06	0.06	0.09	0.29	0.35	0.14	0.13	0.12	0.05
Er	0.23	0.20	0.22	0.29	0.95	1.07	0.42	0.43	0.38	0.18
Tm	0.04	0.04	0.04	0.05	0.14	0.17	0.08	0.07	0.07	0.03
Yb	0.30	0.29	0.34	0.37	0.93	1.13	0.50	0.53	0.47	0.25
Lu	0.05	0.06	0.07	0.07	0.14	0.18	0.08	0.09	0.08	0.05
Hf	1.41	1.48	2.18	1.48	0.84	0.88	0.96	1.25	1.08	1.09
Ta	0.12	0.08	0.08	0.11	0.08	0.08	0.10	0.18	0.14	0.12
Pb	4.3	5.1	5.2	2.0	3.2	1.6	1.55	1.4	0.8	1.4
Th	5.20	5.48	5.93	5.98	0.87	0.54	2.72	2.99	5.12	3.24
U	1.80	1.91	1.62	1.32	0.59	0.35	0.56	1.02	0.76	0.81
Eu/Eu*	1.89	2.75	1.94	1.15	0.95	1.0	0.96	0.99	0.97	1.0

Примечание. В-1–В-5 – габбро-диориты (В-1, В-2) и диориты (В-3–В-5) Вознесенского массива; Б-1–Б-9 – месторождение Большой Каран: габбро-диориты (Б-1, В-2), диориты (В-3, В-4) и гранодиориты (Б-5) рудоносной дайковой серии, гранодиориты (Б-6–Б-8) и плагиограниты (Б-9) послерудной дайковой серии; ВП-1–ВП-6 – Вознесенское месторождение: диориты (ВП-1, ВП-2), гранодиориты (ВП-3, ВП-4) и плагиограниты (ВП-5, ВП-6) рудоносной дайковой серии.

Note. В-1–В-5 – gabbro-diorites (В-1, В-2) and diorites (В-3–В-5) of the Voznesensky massif; Б-1–Б-9 – Bolshoi Karan deposit: gabbro-diorites (В-1, В-2), diorites (В-3, В-4) and granodiorites (Б-5) of the ore-bearing dyke series, granodiorites (Б-6–Б-8) and plagiogranites (Б-9) of the post-ore dyke series; ВП-1–ВП-6 – Voznesensky deposit: diorites (ВП-1, ВП-2), granodiorites (ВП-3, ВП-4) and plagiogranites (ВП-5, ВП-6) of the ore-bearing dyke series.

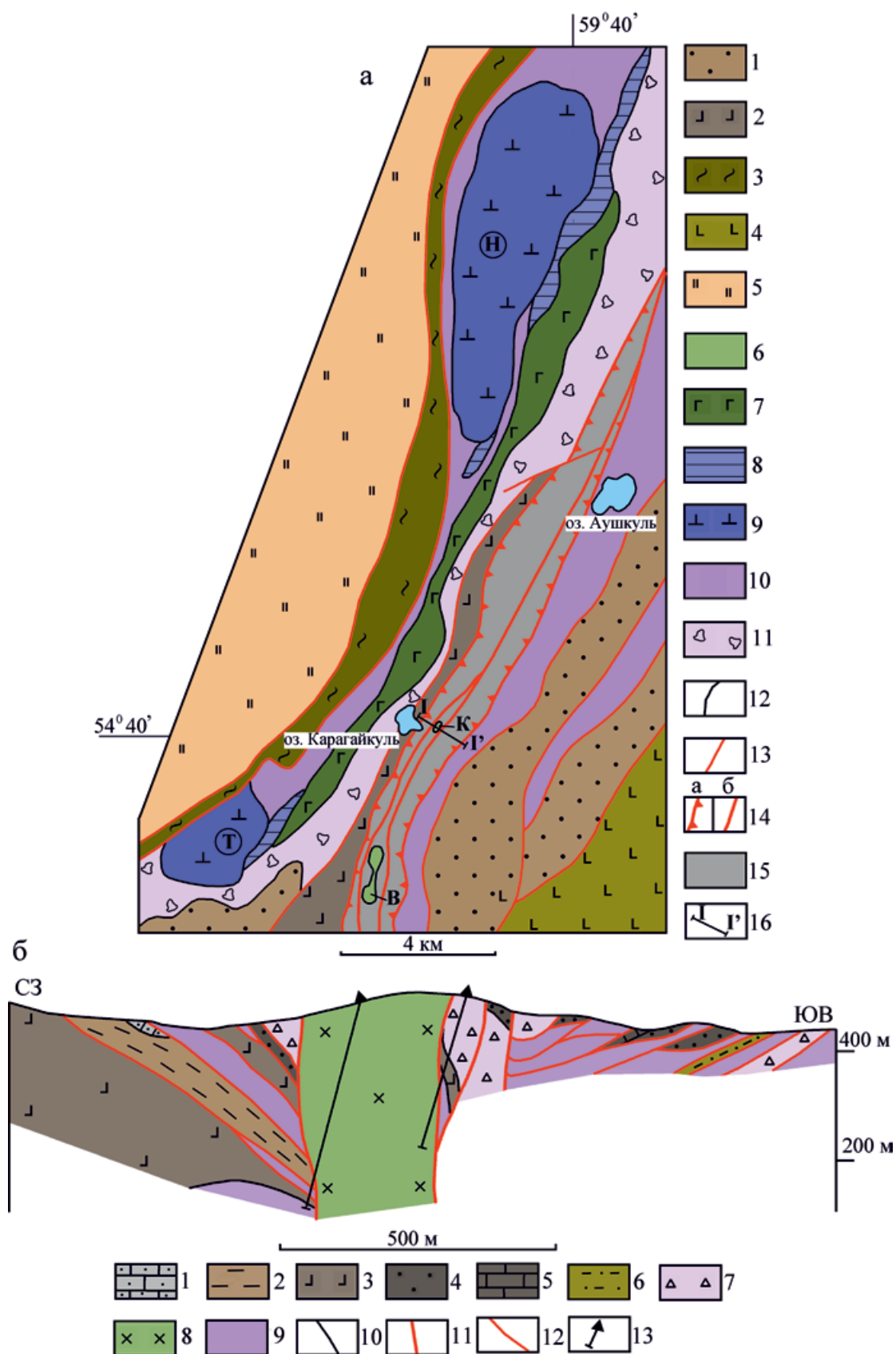


Рис. 1. Фрагмент строения зоны Главного Уральского разлома в окрестностях Вознесенского массива (а) (по данным И.С. Анисимова, 1983ф, с изменениями) и разрез Яльчигуловского транспрессивного сдвига по линии I-I' (б) (Знаменский, 2019).

а: 1 – осадочные и вулканогенно-осадочные отложения (D_2-C_1); 2 – вулканы основного состава (D_1e_2); 3 – метаморфические сланцы ($S-D_1?$); 4 – базальты (O_2); 5 – докембрийские метаморфические комплексы Башкирского мегаантиклинария; 6 – Вознесенский (В) и Карагайкульский (К) габбро-диорит-диоритовые массивы; 7–9 – Нуралинский (Н) и Татлембетовский (Т) лерцолитовые массивы; 7 – габброиды, 8 – полосчатые дунит-верлит-клинопироксенитовые комплексы, 9 – гарцбургиты, перемежающиеся с дунитами, шпинелевые и плагиоклазовые лерцолиты; 10 – серпентиниты; 11 – серпентинитовый меланж (тектонизированный олистостром!) с блоками серпентинитокластических брекчий, пироксенитов, обломочных габбро и диоритов, массивных и обломочных кремней ($D_1?$), известняков (D_1), базальтов (D_1e_2), терригенно-кремнистых и карбонатных пород (D_3-C_1); 12 – геологические границы; 13 – разломы неизвестного кинематического типа; 14, 15 – Яльчигуловский транспрессивный сдвиг: 14 – граничные надвиги (а) и взбросо-сдвиги (б), 15 – пакеты тектонических пластин (детальное строение приведено на разрезе I-I'); 16 – линия разреза I-I'.
б: 1 – известняки (C_1); 2 – кремни мукасовского горизонта (D_3); 3 – основные вулканы (D_1e_2); 4 – кремнисто-обломочные породы и массивные кремни ($D_1?$); 5 – известняки (D_1); 6 – кремнисто-обломочные породы (O_2); 7 – серпентинитокластические брекчии с линзами обломочных габбро-диоритов и диоритов; 8 – роговообманковые габбро-диориты и диориты; 9 – массивные серпентиниты; 10 – геологические границы; 11 – взбросо-сдвиги; 12 – надвиги; 13 – скважины.

Fig. 1. Fragment of the structure of the Main Ural fault zone in the vicinity of the Voznesensky massif (a) (according to the data of I.S. Anisimov with changes) and the section of the Yalchigulovsky transpressive shear along the line I-I' (б) (Znamensky, 2019).

а: 1 – sedimentary and volcanogenic-sedimentary rocks (D_2-C_1); 2 – volcanics of basalts composition (D_1e_2); 3 – metamorphic schists ($S-D_1?$); 4 – basalts (O_2); 5 – Precambrian metamorphic complexes of the Bashkirian meganticlinorium; 6 – Voznesensky (B) and Karagaikulsky (K) gabbro-diorite-diorite massifs; 7–9 – Nuralinsky (H) and Tatlembetovsky (T) lherzolite massifs; 7 – gabbroids, 8 – banded dunite-wehrlite-clinopyroxenite complexes, 9 – harzburgites alternating with dunites, spinel and plagioclase lherzolites; 10 – serpentinites; 11 – serpentinite melange (tectonized olistostrome!) with blocks of serpentiniteclastic breccias, pyroxenites, clastic gabbros and diorites, massive and detrital cherts ($D_1?$), limestones (D_1), basalts (D_1e_2), terrigenous-siliceous and carbonaceous rocks (D_3-C_1); 12 – geological boundaries; 13 – faults of unknown kinematic type; 14, 15 – Yalchigulovsky transpressive strike-slip fault: 14 – boundary thrusts (a) and reverse strike-slip faults (b), 15 – packets of tectonic plates (detailed structure is shown in section I-I'); 16 – section line I-I'.
б: 1 – limestones (C_1); 2 – cherts of the Mukasovsky horizon (D_3); 3 – volcanics of basalts composition (D_1e_2); 4 – detrital and massive cherts ($D_1?$); 5 – limestone (D_1); 6 – detrital cherts (O_2); 7 – serpentinite-clastic breccias with lenses of detrital gabbro-diorites and diorites; 8 – hornblende gabbro-diorites and diorites; 9 – massive serpentinites; 10 – geological boundaries; 11 – reverse strike-slip faults; 12 – thrusts; 13 – wells.

довикские базальты образуют крупные блоки в зоне ГУР к востоку от Вознесенского массива. Следует отметить, что поляковские базальты по химическому составу отличаются от типичных базальтов СОХ и по ряду геохимических параметров сопоставимы с базальтами континентальных рифтов (Знаменский, 1994; Косарев, 2015). По-видимому, правомерной является точка зрения Г.Н. Савельевой (1987), относящей лерцолитовые массивы зоны ГУР к фрагментам относительно слабо деплетированных мантийных рествитов, возникших в процессе развития Палеоуральского океана.

Для габбро Нуралинского массива получены две датировки, близкие к возрасту Вознесенской интрузии, – 400 млн лет (Ферштатер, 2013) и 410 ± 11 млн лет (Краснобаев, Вализер, 2018). По геохимическим характеристикам нуралинские габбро-диориты и диориты соответствуют надсубдукционным образованиям (Ферштатер, Беа, 1996).

Мы предполагаем, что Нуралинская интрузивная залежь, Вознесенский и Карагайкульский массивы внедрились в разломы на начальных стадиях развития субдукционной зоны. Возможно, эти разломы являлись элементами рифтогенной структуры, в пределах которой в раннем девоне сформировались вулканогенные комплексы основного состава, датированные по конодонтам поздним эмсом (Маслов, Артюшкова, 2010) и представляющие собой фациальные аналоги баймак-бурибаев-

ской свиты южных районов Магнитогорской мегазоны (Знаменский и др., 2019а). В позднем палеозое на месте разлома, контролировавшего размещение Вознесенской и Карагайкульской интрузий, образовался Яльчигуловский транспрессивный сдвиг.

Таким образом, имеющиеся данные, в том числе и результаты наших исследований, свидетельствуют о том, что в рассматриваемой части Палеоуральского океанического бассейна к моменту заложения девонской зоны субдукции располагался литосферный блок с океанической корой, сложенный поляковскими базальтами с “траппоидными” геохимическими характеристиками, и относительно слабо деплетированной мантийной частью.

Вознесенский массив имеет в плане гантелеобразную форму. Он вытянут в субмеридиональном направлении на расстояние около 2.5 км при ширине до 350 м. Массив сложен роговообманковыми габбро-диоритами и диоритами. В незначительных объемах присутствуют кварцсодержащие диоритоиды. Ранее в массиве выделялись также гранодиориты (Знаменский и др., 2017). Дополнительные полевые наблюдения показали, что к ним ошибочно были отнесены окварцованные диориты, слагающие дайки. Габбро, характерные для Нуралинской интрузивной залежи (Ферштатер, Беа, 1996), в Вознесенском массиве нами не обнаружены.

В пределах Вознесенского Си-порфирового месторождения (рис. 3а), занимающего северное

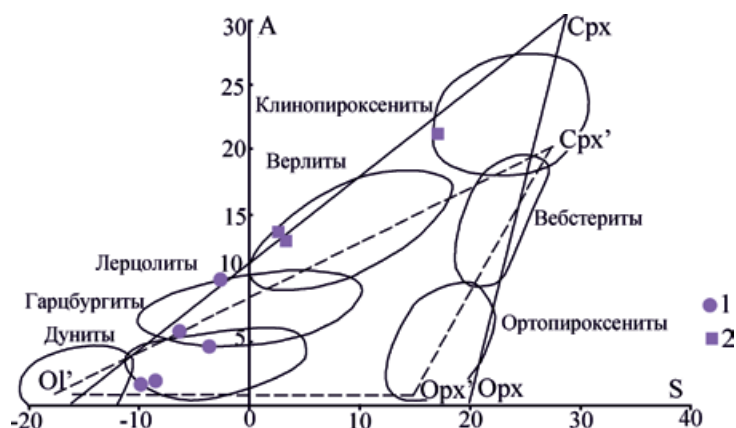


Рис. 2. Положение точек химических составов серпентинитов в координатах $A (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O) - S [SiO_2 - (Fe_2O_3 + FeO + MgO + TiO_2)]$, мас. % (Магматические горы..., 1983).

Серпентиниты: 1 – по гарцбургитам и лерцолитам, 2 – по верлитам и клинопироксенитам.

Fig. 2. Position of points of chemical compositions of serpentinite in coordinates $A (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O) - S [SiO_2 - (Fe_2O_3 + FeO + MgO + TiO_2)]$, wt % (Magmatic mountains ..., 1983).

Serpentinities: 1 – after harzburgites and lherzolites, 2 – after wehrlites and clinopyroxenites.

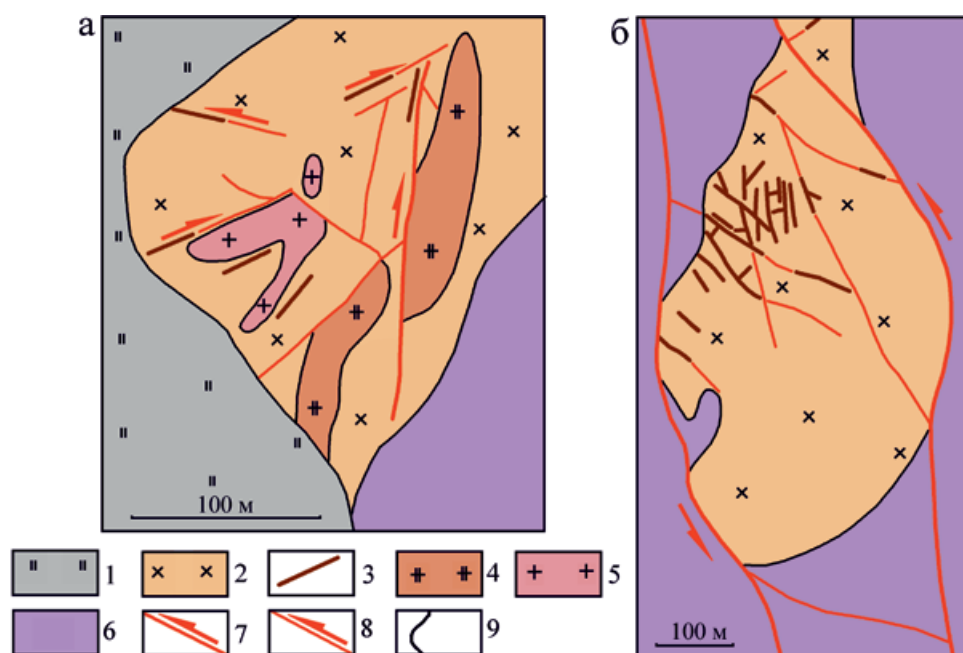


Рис. 3. Геолого-структурные схемы Вознесенского (а) (Знаменский и др., 2019б) и Большекаранского (б) (Знаменский и др., 2017) месторождений.

1 – четвертичные отложения; 2 – габбро-диориты и диориты Вознесенского массива; 3 – дайки гранитоидов нерасчлененные (мощность показана вне масштаба); 4 – гранодиориты, 5 – плагิโอграниты; 6 – серпентиниты; 7, 8 – сдвиги: 7 – главные, 8 – второстепенные (стрелками показаны направления смещения крыльев); 9 – геологические границы.

Fig. 3. The geological-structural schemes of Voznesensky (a) (Znamensky et al., 2019b) and Bolshekaransky (б) (Znamensky et al., 2017) deposits.

1 – Quaternary rocks; 2 – gabbro-diorites and diorites of the Voznesensky massif; 3 – undifferentiated granitoids dykes (thickness is shown off scale); 4 – granodiorites, 5 – plagiogranites; 6 – serpentinites; 7, 8 – strike-slip faults: 7 – major, 8 – secondary (arrows show the direction of displacement of the walls); 9 – geological boundaries.

окончание массива, размещение оруденения контролируется серией даек и дайкообразных тел средне- и крупнозернистых кварцевых диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов. Все разновидности пород имеют порфировые выделения роговой обманки. В гранодиоритах и плагиогранитах присутствуют также фенокристаллы кварца. Основная масса диоритов состоит из плагиоклаза, роговой обманки с подчиненным количеством кварца и клинопироксена. Гранодиориты и плагиограниты сложены в основном плагиоклазом и кварцем с примесью роговой обманки и крайне редко мусковита. Дайки локализованы в сдвиговых нарушениях близмеридионального, северо-восточного и северо-западного простирания (Знаменский и др., 2019б).

На Au-порфировом месторождении Большой Каран, расположенном на южном фланге Вознесенского массива (рис. 3б), развиты две разновозрастные серии даек (Знаменский и др., 2017). Ранняя рудоносная серия представлена габбро-диоритами, диоритами и гранодиоритами, для которых характерны вкрапленники плагиоклаза, иногда кварца и афанитовая полнокристаллическая основная масса, состоящая из плагиоклаза и гидротермально измененных и недиагностируемых темноцветных минералов и кварца. К этой группе относятся также среднезернистые диориты, состоящие из плагиоклаза, клинопироксена, кварца и реже роговой обманки. Характерны порфировые выделения плагиоклаза и кварца. Поздняя послерудная серия даек сложена среднезернистыми плагиофировыми гранодиоритами и плагиогранитами, породообразующими минералами которых являются кварц и плагиоклаз с незначительной примесью роговой обманки. Дайки обеих серий локализованы во вторичных разрывах трансенсивного дуплекса, образовавшегося в интервале пересечения Вознесенского массива левосдвиговой зоной север-северо-западного простирания. Возрастные соотношения даек Вознесенского и Большекаранского месторождений не установлены.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

По данным силикатного анализа, габбро-диориты и диориты, слагающие Вознесенский массив, имеют содержание SiO_2 56–58 % (см. табл. 2). В габбро-диоритах, диоритах и гранодиоритах рудоносных даек месторождения Большой Каран концентрации SiO_2 варьируют от 56 до 70 мас. %. В гранодиоритах и плагиогранитах послерудных даек этого месторождения содержание SiO_2 составляет 68–72.5 мас. %. Рудоносная дайковая серия Вознесенского месторождения объединяет породы диорит-плагиогранитного ряда с содержанием SiO_2 57.2–76.0 мас. %. Все разновидности пород массива имеют нормальную щелочность (рис. 4а).

На диаграмме AFM (не приведена в статье) точки их составов, за исключением пробы ВП-2, располагаются в поле известково-щелочных магматитов. На диаграмме $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ фигуративные точки составов габбро-диоритов и диоритов попадают в основном в поле умереннокалиевой серии, тогда как точки гранодиоритов и плагиогранитов – тяготеют к полю низкокалиевых образований (рис. 4б). Значения коэффициента A/NK превышают 1, а величина отношения A/CNK варьирует от 0.78 до 1.2. На диаграмме $A/NK-A/CNK$ вознесенские породы концентрируются в поле гранитоидов переходного состава от метаалюминиевых I-типа к пералюминиевым S-типа (рис. 4в).

Содержание P_2O_5 низкое (≤ 0.14 %) и не увеличивается с ростом кремнекислотности (рис. 5), что характерно для гранитоидов I-типа (Chappell, White, 1992). По соотношениям SiO_2 и $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ они принадлежат к магнетитовой серии (Ishihara, 1977). На диаграммах Харкера точки составов пород главной фазы массива и дайковых серий образуют единые тренды (см. рис. 5), позволяющие рассматривать их как генетически родственные образования. С ростом кремнекислотности в породах уменьшаются содержания Al_2O_3 , TiO_2 , $\sum \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, MgO и CaO . Такое поведение петрогенных окислов отражает участие в формировании вознесенских магматитов, по крайней мере рудоносных гранитоидов обоих месторождений, процессов кристаллизационной дифференциации.

Все разновидности пород массива имеют умеренные содержания Sr (83–405 г/т), низкие концентрации Y (≤ 13.2 г/т) и Yb (≤ 1.5 г/т), высокую магнетиальность ($\text{Mg\#} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ в основном > 0.5), повышенные концентрации Cr (до 83 г/т) и Ni (до 17 г/т). По соотношениям Sr/Y и Y они соответствуют адакитам (рис. 6а). При этом часть пород, как и классические адакиты, имеют значения $\text{Sr}/\text{Y} > 40$. Однако по другому индикаторному параметру – соотношению La_N/Yb_N и Yb_N (Defant, Drummend, 1990) – к адакитовой серии относятся только гранодиориты и плагиограниты, слагающие послерудные большекаранские дайки и рудоносные дайки Вознесенского месторождения (рис. 6б). Остальные породы массива по этим параметрам и большинству других классификационных признаков представляют собой известково-щелочные образования. Гранодиориты и плагиограниты с адакитоподобными свойствами по содержанию SiO_2 , повышенным значениям Sr/Y и La/Yb, низким концентрациям Y и Yb, высокой магнетиальности сопоставимы с адакитами высококремнистого типа ($\text{SiO}_2 > 61$ мас. %) (Martin et al., 2005), отличающиеся от последних более низкими концентрациями Al_2O_3 ($\leq 15\%$), Na_2O ($\leq 5\%$), Sr (≤ 234 г/т). В эталонных высококремнистых адакитах средние содержания Al_2O_3 составляют 16.64 мас. %, Na_2O – 4.19 мас. %, Sr – 565 г/т (Martin et al., 2005).

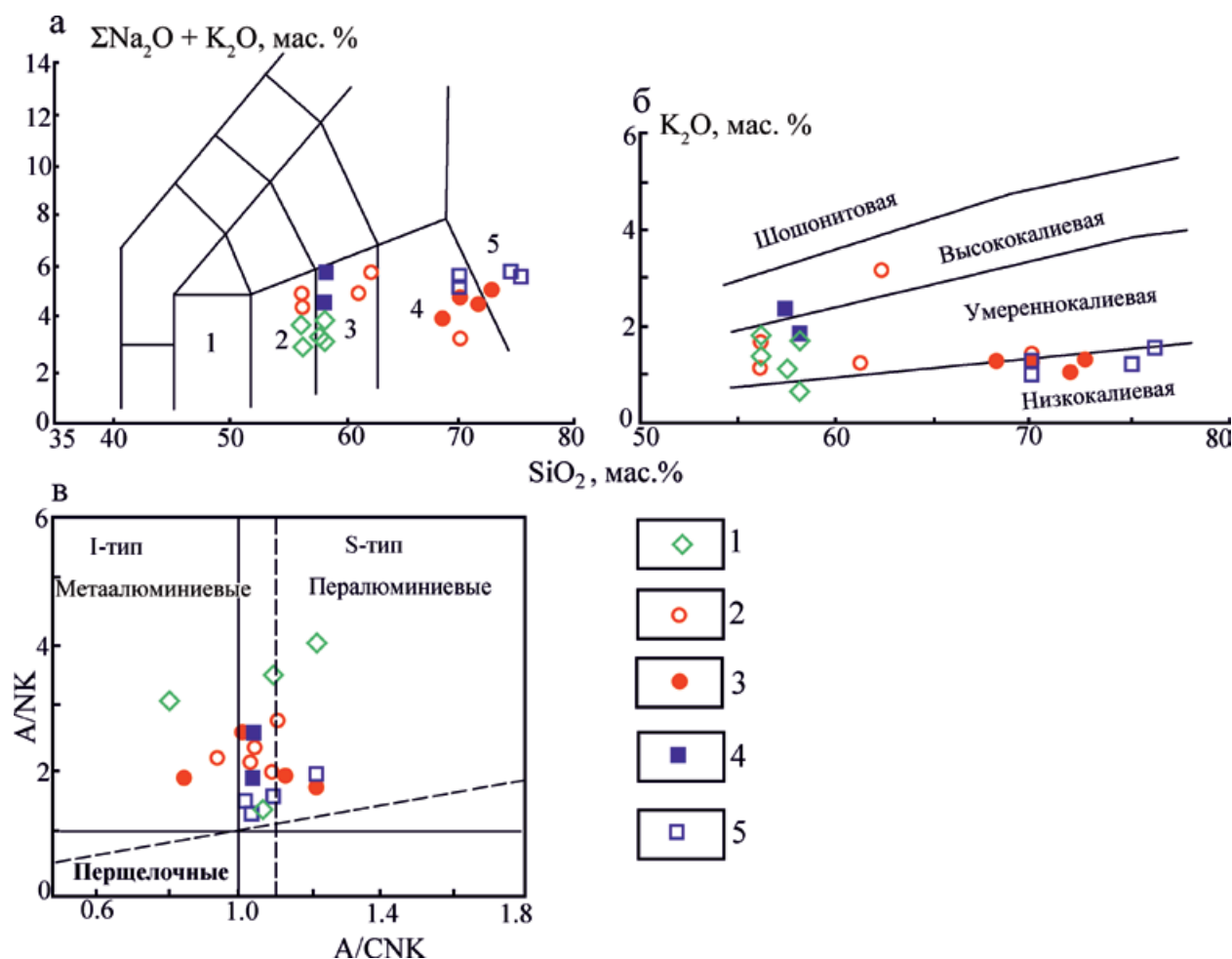


Рис. 4. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (a) (Middlemost, 1994), $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (б) (Peccherillo, Taylor, 1976) и $\text{A/NK} - \text{A/CNK}$ (в) (Shand, 1949) для пород Вознесенского массива и гранитоидов дайковых серий.

1 – габбро-диориты и диориты Вознесенского массива; 2, 3 – месторождение Большой Каран: 2 – габбро-диориты, диориты и гранодиориты рудоносной дайковой серии, 3 – гранодиориты и плагиограниты послерудной дайковой серии; 4, 5 – рудоносные дайки Вознесенского месторождения: 4 – диориты, 5 – гранодиориты и плагиограниты.
 $\text{A/NK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$; $\text{A/CNK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. На а поля: 1 – габбро, 2 – габбро-диорит, 3 – диорит, 4 – гранодиорит, 5 – гранит.

Fig. 4. Diagrams $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (a) (Middlemost, 1994), $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (б) (Peccherillo, Taylor, 1976) and $\text{A/NK} - \text{A/CNK}$ (в) (Shand, 1949) for rocks Voznesensky massif and dyke series granitoids.

1 – gabbro-diorites and diorites of the Voznesensky massif; 2, 3 – Bolshoi Karan deposit: 2 – gabbro-diorites, diorites and granodiorites of the ore-bearing dyke series, 3 – granodiorites and plagiogranites of the post-ore dyke series; 4, 5 – ore-bearing dykes of the Voznesensky deposit: 4 – diorites, 5 – granodiorites and plagiogranites.
 $\text{A/NK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$; $\text{A/CNK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. On a fields: 1 – gabbro, 2 – gabbro-diorite, 3 – diorite, 4 – granodiorite, 5 – granite.

Тренды распределения редких элементов в породах массива демонстрируют на спайдерграммах обогащение крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных элементов, наличие отрицательных аномалий Ta и Nb и положительных Sr, что отличает магматические образования, формирующиеся в надсубдукционных обстановках (рис. 7). Принадлежность пород главной фазы массива и рудоносных даек месторожде-

ния Большой Каран к островодужным образованиям подтверждают также отрицательные аномалии Ti, Zr. На трендах распределения редких элементов в гранитоидах послерудных большекаранских даек и рудоносных даек Вознесенского месторождения присутствуют нехарактерные для надсубдукционных магматитов положительные аномалии Ti и Zr. На основной дискриминационной диаграмме Дж. Пирса $\text{Rb} - (\text{Y} + \text{Nb})$ точки составов всех типов

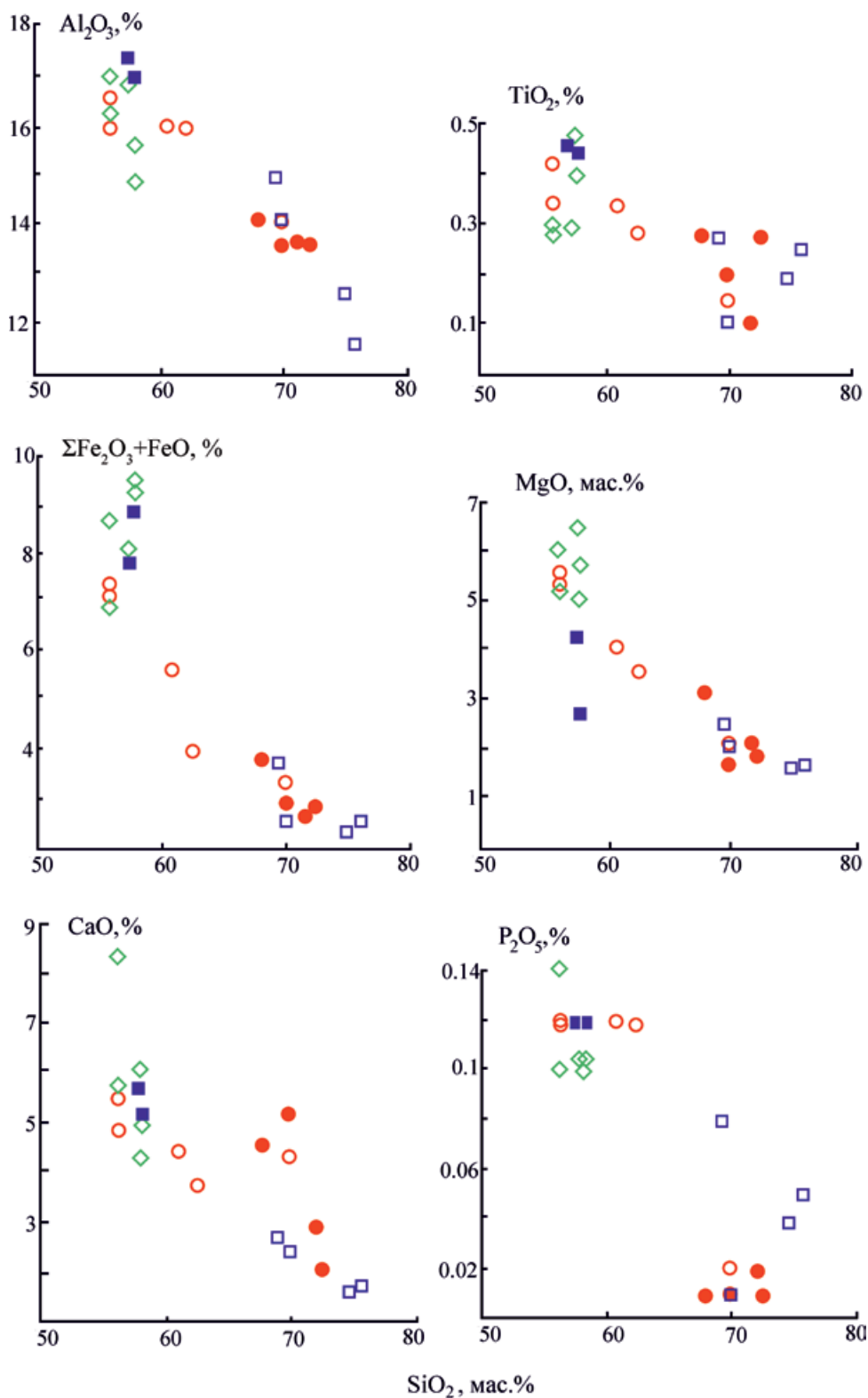


Рис. 5. Диаграммы Харкера для пород Вознесенского массива и гранитоидов дайковых серий.
Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 5. Harker diagrams for rocks of the Voznesensky massif and granitoids of dyke series.
For legend see Fig. 4.

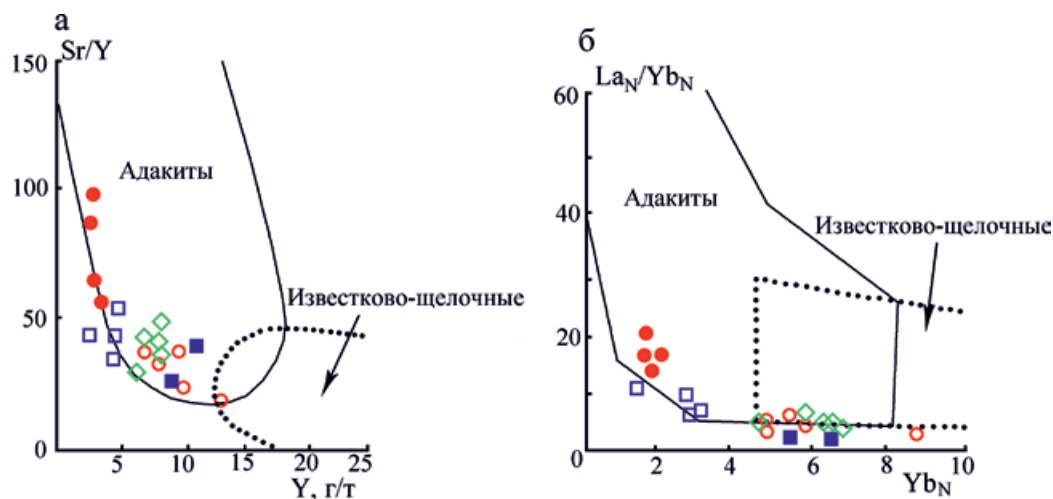


Рис. 6. Диаграммы Sr/Y–Y (a) и La_N/Yb_N –Yb_N (Defant, Drummond, 1990) для пород Вознесенского массива и гранитоидов дайковых серий.

Условные обозначения см. на рис. 4.

Fig. 6. Diagrams Sr/Y–Y (a) and La_N/Yb_N –Yb_N (Defant, Drummond, 1990) for rocks of the Voznesensky massif and granitoids of dyke series.

For legend see fig. 4.

пород массива располагаются в поле островодужных гранитоидов (рис. 8).

Спектры распределения РЗЭ обогащены легкими лантаноидами относительно тяжелых РЗЭ (см. рис. 7). Максимальными значениями $(La/Yb)_N$ обладают гранитоиды с адакитоподобными характеристиками. В гранодиоритах и плагиогранитах послерудных большекаранских даек они составляют 16.1–21.7, а рудоносных даек Вознесенского месторождения – 5.1–10.4. Минимальные значения коэффициента $(La/Yb)_N$ установлены для рудоносных большекаранских гранодиоритов (1.39) и диоритов Вознесенского месторождения (1.65–1.87). В случае с гранодиоритами “плоский” спектр распределения РЗЭ отчасти может быть обусловлен фракционированием минерала с высоким коэффициентом распределения для легких лантаноидов, возможно монацита. Низкая степень обогащения легкими РЗЭ диоритов, по-видимому, отражает более деплетированный состав источника. Дифференциация между средними и тяжелыми лантаноидами в породах массива не выражена. Значения Du_N/Yb_N составляют менее 1.

Рудоносные гранитоиды месторождения Большой Каран имеют небольшие отрицательные аномалии Eu ($Eu/Eu^* = 0.76–0.91$). Eu, как известно, встречается в природе, в том числе и в магматических породах, в двух- и трехвалентной форме. Eu^{3+} имеет близкий ионный радиус с Ca^{2+} и по сравнению с Eu^{2+} обладает большей способностью входить в кристаллическую решетку плагиоклаза. Наличие отрицательных аномалий Eu относитель-

но соседних РЗЭ является индикатором фракционирования в расплаве плагиоклаза и преобладания в магме Eu^{2+} , т.е. восстановительной обстановки магмаобразования и относительно небольшой водонасыщенности расплава (Мишин, 2010; Richards et al., 2012). Отрицательные корреляционные связи SiO_2 с Sr/Y и La/Yb также указывают на фракционирование плагиоклаза (рис. 9).

Послерудные гранодиориты и плагиограниты месторождения Большой Каран характеризуются положительными аномалиями Eu ($Eu/Eu^* = 1.15–2.75$), которые могут быть связаны с накоплением плагиоклаза в кумулусных фациях и/или с фракционированием магнетита и апатита, присутствующих в этих гранитоидах. На графиках РЗЭ в породах главной фазы массива и в дайках гранитоидов Вознесенского месторождения аномалии Eu не выражены ($Eu/Eu^* = 0.95–1.03$) (см. рис. 7). В вознесенских рудоносных гранитоидах с ростом кремнекислотности увеличиваются значения отношений Sr/Y и La/Yb (см. рис. 9). Все это свидетельствует о фракционировании роговой обманки, окислительном режиме магмаобразования и повышенной водонасыщенности расплава (Richards et al., 2012).

Как видно из приведенных данных, породы Вознесенского массива образовались в надсубдукционной обстановке. По геохимическим признакам они могут быть объединены в две группы, к первой из которых относятся магматиты с известково-щелочными, а ко второй – с адакитоподобными свойствами. Главная фаза массива представлена известково-щелочными образованиями. В формиро-

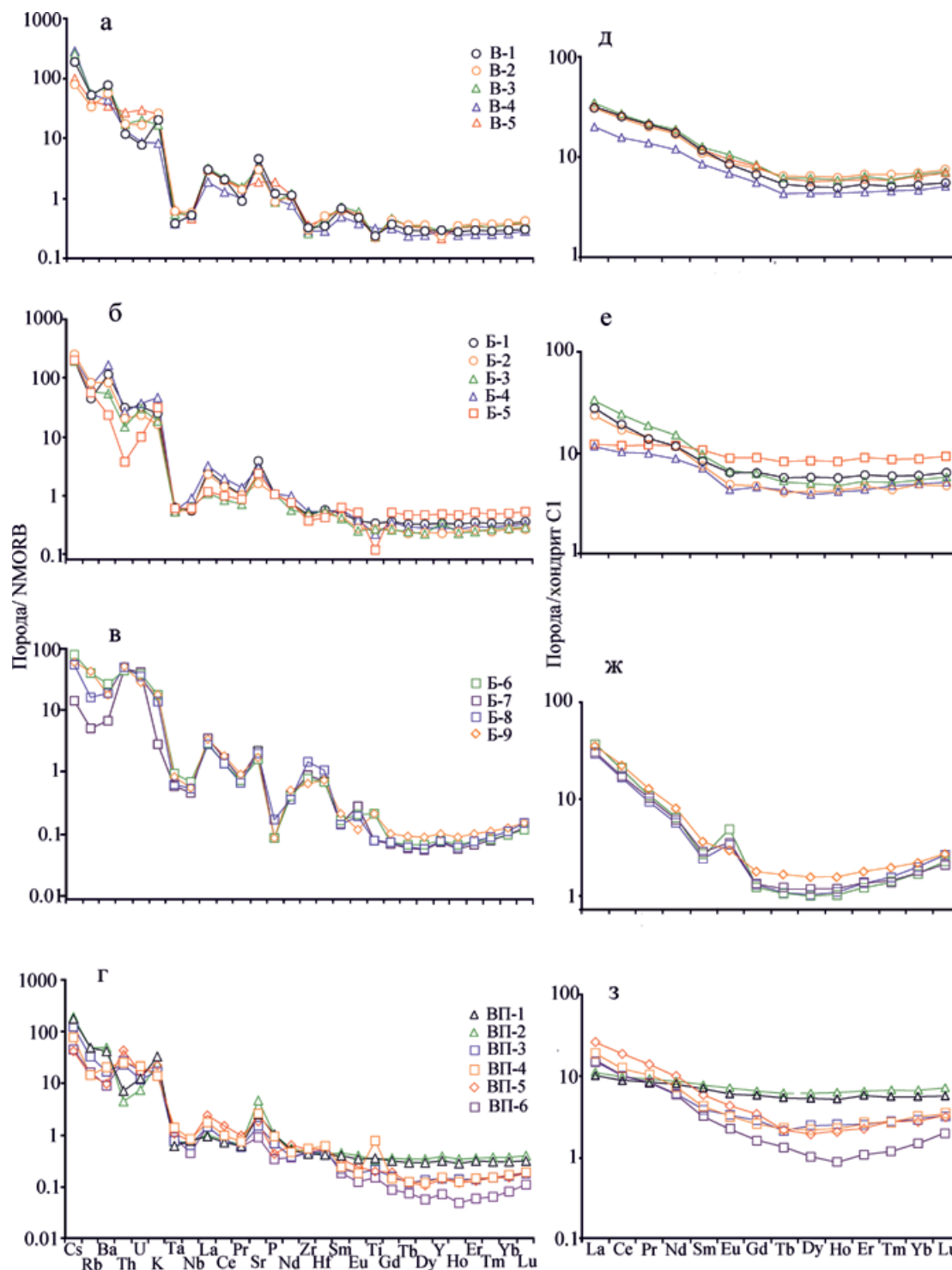


Рис. 7. Тренды распределения редких и редкоземельных элементов в габбро-диоритах и диоритах Вознесенского массива (а, д), в рудоносных (б, е) и послерудных (в, ж) гранитоидах месторождения Большой Каран, в рудоносных гранитоидах Вознесенского месторождения (г, з).

Номера анализов см. табл. 2.

Fig. 7. Trends in the distribution of rare and rare-earth elements in gabbro-diorites and diorites of the Voznesensky massif (a, d), in ore-bearing (б, е) and post-ore (в, ж) granitoids of the Bolshoi Karan deposit, in the ore-bearing granitoids of the Voznesensky deposit (г, з).

Numbers of analysis see Table 2.

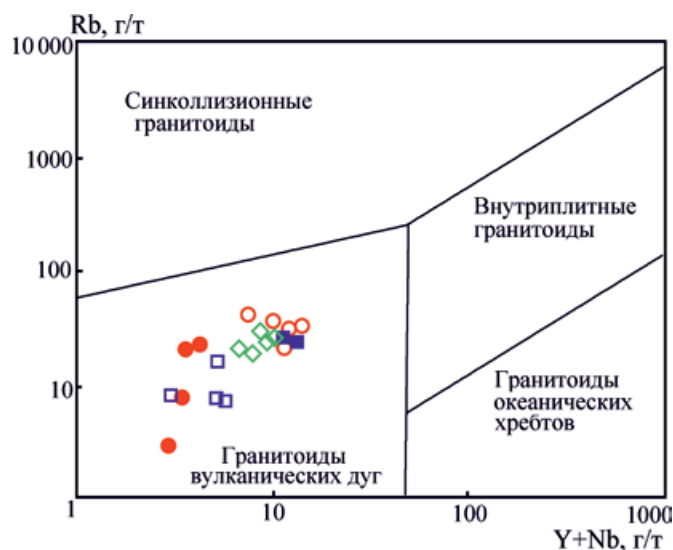


Рис. 8. Диаграмма Rb–(Y + Nb) (Pearce et al., 1984) для пород Вознесенского массива и гранитоидов дайковых серий.

Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 8. Diagram Rb–(Y + Nb) (Pearce et al., 1984) for rocks of the Voznesensky massif and granitoids of dyke series.

For legend see Fig. 4.

вании дайковых серий Большекаранского и Вознесенского месторождений вначале участвовали известково-щелочные магмы, а впоследствии – магматические расплавы с адакитоподобными характеристиками. Образование рудоносных гранитоидов Большекаранского и Вознесенского месторождений происходило в разных окислительно-восстановительных условиях. Вознесенские гранитоиды кристаллизовались в окислительном режиме, большекаранские магматиты – в восстановительной обстановке. Рудоносные дайки Вознесенского месторождения имеют более кислый состав. По данным многих исследователей (Кривцов, 1983; Richards et al., 2012; Sillitoe, 2010; Sinclair, 2007; McCoy et al., 1997; Yang et al., 2004; и др.), содержание металлов в порфировых месторождениях зависит от кремнекислотности и окислительно-восстановительного состояния рудогенерирующих расплавов. Как правило, Cu-порфировая минерализация ассоциирует с окисленными интрузиями преимущественно гранодиорит-гранитного состава. Au-порфировое оруденение тяготеет к более редуцированным (восстановленным) интрузивным породам среднего состава. Эта тенденция отчетливо прослеживается и на порфировых проявлениях Вознесенского массива.

Основными источниками, определяющими состав субдукционных магм, является мантийный клин и субдукционный компонент, в составе которого в различных пропорциях могут присутствовать

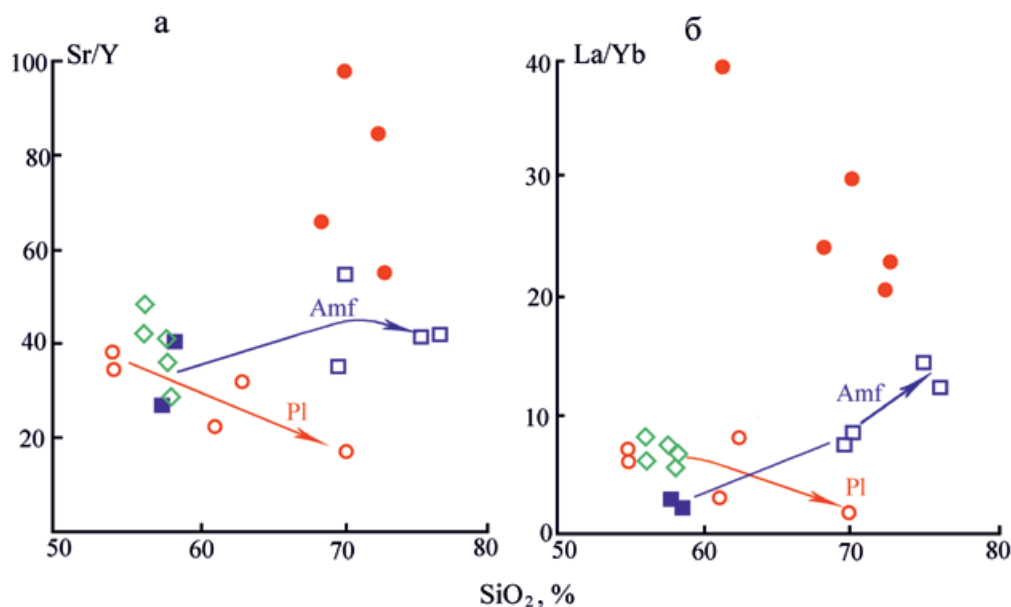


Рис. 9. Диаграммы Sr/Y–SiO₂ (a) и La/Yb–SiO₂ (б) (Richards et al., 2012) для пород Вознесенского массива и гранитоидов дайковых серий.

Стрелками показаны тренды фракционирования плагиоклаза (Pl) и амфибола (Amf). Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 9. Diagrams Sr/Y – SiO₂ (a) and La/Yb – SiO₂ (б) for rocks of the Voznesensky massif and granitoids of dyke series.

Arrows show trends in the fractionation of plagioclase (Pl) and amphibole (Amf) (Richards et al., 2012). For legend see Fig. 4.

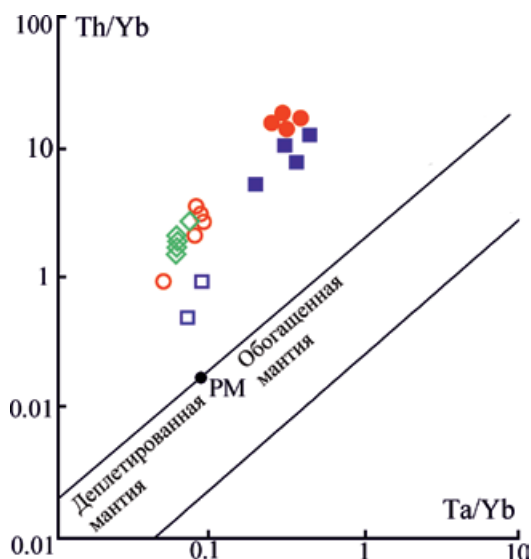


Рис. 10. Диаграмма Th/Yb–Ta/Yb (Pearce, 1983) для пород Вознесенского массива и гранитоидов дайковых серий.

PM – примитивная мантия. Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 10. Th/Yb–Ta/Yb diagram (Pearce, 1983) for the rocks of the Voznesensky massif and granitoids of the dyke series.

PM – primitive mantle. For legend see Fig. 4.

водные флюиды, возникшие при дегидратации пород слэба, и расплавы, образовавшиеся при плавлении осадков и базальтов субдуктирующей океанической плиты. Дополнительное “влияние” оказывают гетерогенность мантии, наличие субдукционных окон и другие факторы.

Состав мантийной составляющей, не модифицированной под действием субдукционного компонента, позволяют охарактеризовать отношения некогерентных элементов, консервативных во флюидной фазе: Nb/Yb, Ta/Yb и др. Значения отношения Nb/Yb, составляющие в известково-щелочных породах Вознесенского массива 0.93–2.28, а в гранитоидах с адакитоподобными свойствами – 2.96–5.37, указывают на то, что плавлению подвергался изначально более обогащенный мантийный субстрат, а не деплетированная мантия – MORB (Nb/Yb = 0.76) (McDonough, Sun, 1995). Судя по значениям Ta/Yb, известково-щелочные магмы выплавлялись из субстрата, сопоставимого по составу с примитивной мантией, а расплавы с адакитоподобными характеристиками – из более обогащенного мантийного источника (рис. 10). Повышенные значения отношения Th/Yb в породах массива, по сравнению с мантийными источниками, отражают вклад в их формирование субдукционного компонента.

Величины отношений Dy_N/Yb_N (0.5–0.96) и Sm_N/Yb_N (1.2–2.2) (рис. 11а) в породах массива свидетельствуют об отсутствии в источнике магм граната. Согласно данным С.М. Кая и Ц. Мподозиса (Kay, Mpodozis, 2001), гранат устойчив на глубине более 45–50 км, а по расчетам Р.М. Еллама (Ellam, 1992) – свыше 60 км. Глубину области магмагенерации приблизительно можно оценить по значениям отношений Ce/Yb и Sm/Yb (Ellam, 1992; Wu et al., 2018). Как видно на диаграмме Ce/Yb–Sm/Yb (рис. 11в), источник магм для вознесенских пород, по-видимому, располагался на глубине менее 60 км. Повышенные значения La/Nb в породах массива (в большинстве проб >2) указывают на литосферную природу мантийного источника (рис. 11б). Скорее всего, им являлись шпинелевые перидотиты надсубдукционной литосферной мантии, что подтверждают результаты изотопных исследований. По данным А.И. Грабежева с соавторами (2008), величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения и $(eNd)^t$, составляющие в кварцевых диоритах Вознесенского массива 0.703790 и 4.4 соответственно, отвечают верхнемантийно-нижнекоровому источнику.

Для определения вклада флюидов и расплавов в метасоматоз мантийного субстрата обычно используются отношения некогерентных элементов, имеющих разную подвижность во флюидной фазе. Весьма информативными являются парные отношения Ba/La и La/Yb (Castillo et al., 1999), U/Th и Th/Yb (Мартынов и др., 2007). Ba и U являются элементами весьма мобильными в водном флюиде. La относится к элементам слабо мобильным, а Yb – к наиболее инертным (при отсутствии в респите граната). Th содержится в океанических осадках в относительно повышенных концентрациях и является умеренно консервативным элементом в субдукционных условиях (Plank, Langmuir, 1998).

Для известково-щелочных пород Вознесенского массива характерны повышенные значения Ba/La (28.8–130) и невысокие величины La/Yb (1.9–8.5). На диаграмме Ba/La–La/Yb точки значений этих отношений концентрируются вдоль линии смешения MORB–флюид/осадок (рис. 12а), что свидетельствует о существенном вкладе в магмагенезис известково-щелочных пород элементов, мобильных во флюидной фазе. По сравнению с ними адакитоподобные гранитоиды отличаются повышенными значениями La/Yb (7.1–30.2) и более низкими Ba/La (4.9–29.6). На диаграмме Ba/La–La/Yb фигуративные точки располагаются вблизи или на линии смешения MORB–плавление слэба. Это указывает на участие в магматических процессах продуктов плавления базальтов слэба.

На диаграмме U/Th–Th/Yb (рис. 12б) точки известково-щелочных пород Вознесенского массива образуют субвертикальный тренд параллельно оси U/Th, отражающий ведущую роль водных флюидов в метасоматозе мантийного субстрата.

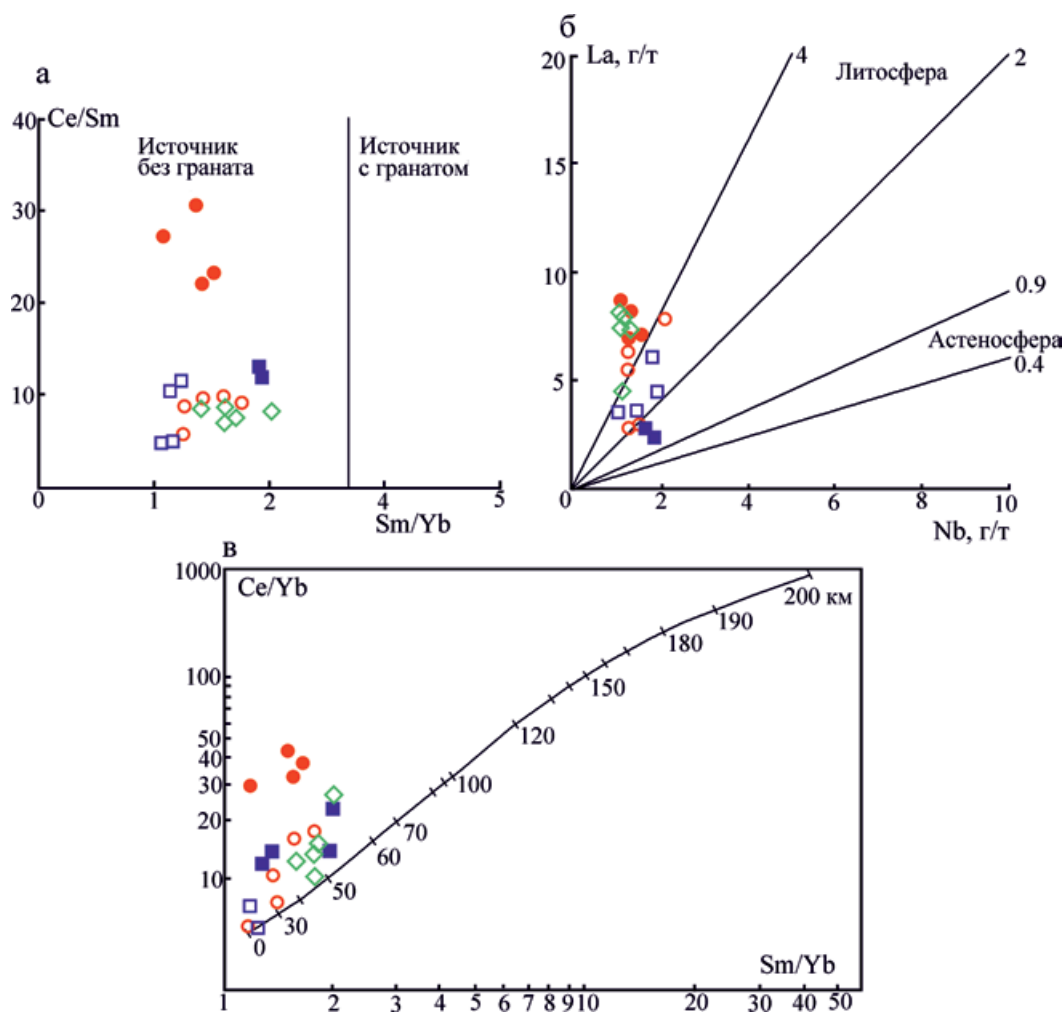


Рис. 11. Диаграммы Ce/Sm–Sm/Yb (а) (Coban, 2007), La–Nb (б) (Putrika, Busby, 2007) и корреляции между значениями Ce/Yb и Sm/Yb (в) в магматических породах, имеющих мантийный источник, и мощностью литосферы (Wu et al., 2018) для пород Вознесенского массива и гранитоидов дайковых серий.

Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 11. Diagrams Ce/Sm – Sm/Yb (a) (Coban, 2007), La–Nb (б) (Putrika, Busby, 2007) and the correlations between Ce/Yb and Sm/Yb (v) values in igneous rocks with mantle source and the thickness of the lithosphere (Wu et al., 2018) for the rocks of the Voznesensky massif and granitoids of the dyke series.

For legend see Fig. 4.

В противоположность этому точки адakitоподобных гранитоидов смещены в область высоких значений Th/Yb и низких величин U/Th, что связано с участием в их образовании компонентов плавления осадочных пород слэба.

Таким образом, петро-геохимические данные дают основание предполагать, что основным мантийным источником расплавов для пород Вознесенского массива и его дайковых серий, скорее всего, служили шпинелевые перидотиты надсубдукционной литосферной мантии, имевшей, как отмечалось выше, в начале девона в рассматриваемой части уральского региона относительно слабо деплетированный состав. При образовании из-

вестково-щелочных магм плавлению подвергался мантийный субстрат, предварительно метасоматизированный водными флюидами, а при формировании магм с адakitоподобными свойствами – расплавами базальтов и осадочных пород слэба. По данным Т.А. Емельяновой и Е.П. Леликовой (2016), шпинелевые перидотиты надсубдукционной литосферной мантии являлись основным мантийным источником для позднемезозойско-раннекайнозойских вулканитов Охотского и Японского окраинных морей.

Плавление пород холодной океанической плиты предполагает ее дополнительный разогрев (Авдейко и др., 2011). Вопрос о том, какое геодинамиче-

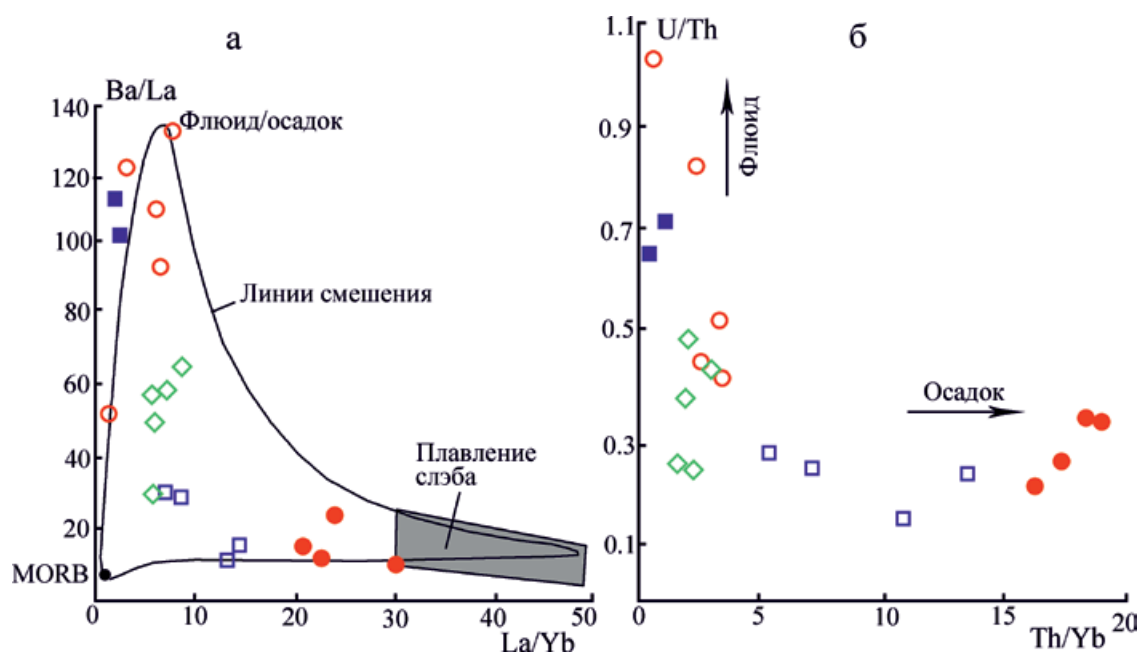


Рис. 12. Диаграммы Ba/La–La/Yb (a) (Castillo et al., 1999) и U/Th–Th/Yb (б) (Мартынов, 2009) для пород Вознесенского массива и гранитоидов дайковых серий.

Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 12. Diagrams Ba/La – La/Yb (a) (Castillo et al., 1999) and U/Th – Th/Yb (б) (Martynov, 2009) for the rocks of the Voznesensky massif and granitoids of the dyke series.

For legend see Fig. 4.

ское событие вызвало дополнительный разогрев и плавление раннепалеозойских пород слэба на Южном Урале на относительно небольшой глубине (в области шпинелевой фации глубинности), остается нерешенным. В обзорной работе Г.П. Авдейко с соавторами (2011) показано, что в современных островодужных системах дополнительный разогрев древней океанической плиты чаще всего происходит при наличии субдукционных окон. В этом случае формирующиеся в островных дугах адakitы обычно ассоциируют с базальтами NEB типа, обладающими внутриплитными геохимическими характеристиками. Однако раннедевонские базальты такого состава в зоне ГУР и в сопряженных с ней структурах пока не установлены. Возможно, для Южного Урала больше подходит модель, предусматривающая косую субдукцию, как это имело место, например, при формировании адakitов в Андо-Австралийской вулканической зоне (Stern, Kilian, 1996). Дополнительный разогрев мог произойти из-за трения при изменении скорости и/или направления субдукции. Косой характер девонской субдукции на Южном Урале предполагается многими исследователями (Серавкин и др., 1992; Пучков, 2010; Иванов, 1998). Субдукционная зона, по-видимому, была пологой, а ман-

тийный клин имел небольшую мощность. Поэтому магматогенез вознесенских пород происходил без участия или при минимальном участии пород мантийного клина.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных исследований подтверждают принадлежность пород Вознесенского массива и его дайковых серий к надсубдукционным образованиям, среди которых присутствуют разновидности с известково-щелочными и адakitоподобными геохимическими характеристиками. Габбро-диориты и диориты главной фазы массива относятся к известково-щелочным магматитам. Габбро-диориты, диориты и гранодиориты, слагающие рудоносные дайки Большекаранского месторождения, имеют известково-щелочной состав. Адakitоподобными характеристиками на этом месторождении обладают послерудные гранодиориты и плагиограниты. Рудоносная дайковая серия Вознесенского месторождения представлена известково-щелочными диоритами и адakitоподобными гранодиоритами и плагиогранитами. На металлогеническую специализацию даек оказали влияние кремнекислотность и окислительно-

восстановительное состояние рудогенерирующих расплавов. Гранитоиды с Cu-порфировым оруденением, по сравнению с золотоносными, кристаллизовались из более кислых расплавов с большей степенью окисленности.

Основной мантийной составляющей магм для вознесенских пород, скорее всего, были относительно слабо деплетированные шпинелевые перидотиты надсубдукционной литосферной мантии. Известково-щелочные магмы выплавлялись из мантийного субстрата, предварительно метасоматизированного водными флюидами, а магмы с адакитоподобными свойствами – из метаморфизованного расплавами базальтов и осадочных пород слэба. Плавление раннепалеозойских пород слэба, возможно, было связано с дополнительным разогревом из-за трения, возникшего при изменении направления и/или скорости косой субдукции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдейко Г.П., Палуева А.А., Кувиас О.В. (2011) Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца: обзор и анализ геодинамических условий образования. *Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле*, 17(1), 45-60.
- Грабежев А.И. (2009) Sr-Nd-C-O-H-S изотопно-геохимическая характеристика медно-порфировых флюидно-магматических систем Южного Урала: вероятные источники вещества. *Литосфера*, (6), 66-89.
- Грабежев А.И., Белгородский Е.А. (1992) Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. Екатеринбург: Наука, Урал. отд., 199 с.
- Грабежев А.И., Шардакова Г.Ю., Ларионов А.Н. (2008) Рудно-магматическая система Вознесенского медно-порфирового месторождения. *Ежегодник-2007. ИГГ УрО РАН*, 253-259.
- Грабежев А.И., Шардакова Г.Ю., Ронкин Ю.Л. (2017) Систематика U-Pb возрастов цирконов из гранитоидов медно-порфировых месторождений Урала. *Литосфера*, (5), 113-126.
- Емельянова Т.А., Леликов Е.П. (2016) Геохимия и петрогенезис позднемезозойско-раннекайнозойских вулканитов Охотского и Японского окраинных морей. *Геохимия*, 6, 522-535.
- Знаменский С.Е. (1994) Позднеордовикско-раннесилурийский вулcano-интрузивный комплекс северной части Магнитогорского мегасинклинория и связанное с ним оруденение (Ю. Урал). Уфа: УНЦ РАН, 20 с.
- Знаменский С.Е. (2019) Позитивная цветочная структура Яльчигуловского разлома на Южном Урале. *Геол. вестник*, 2, 24-31.
- Знаменский С.Е., Анкушева Н.Н., Артемьев Д.А. (2020) Условия образования, состав и источники рудообразующих флюидов золото-порфирового месторождения Большой Каран (Южный Урал). *Литосфера*, 20(3), 397-410.
- Знаменский С.Е., Косарев А.М., Знаменская Н.М., Тимофеев С.П., Шафигуллина Г.Т. (2017) Структурный контроль и геохимия даек золото-порфирового месторождения Большой Каран (Южный Урал). *Геология. Изв. Отд-я наук о Земле и природных ресурсов АН РБ*, 24, 39-46.
- Знаменский С.Е., Косарев А.М., Шафигуллина Г.Т. (2019а) Фациальный состав, геохимические особенности и геодинамические обстановки образования позднеэзмских островодужных комплексов зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале. *Вестн. Пермского университета. Геология*, 18(1), 1-16.
- Знаменский С.Е., Шафигуллина Г.Т., Знаменская Н.М., Косарев А.М. (2019б) Вознесенское медно-порфировое месторождение (Южный Урал): структурный контроль и геохимия интрузивных пород. *Вестн. Академии наук Республики Башкортостан*, 2, 25-35.
- Иванов К.С. (1998) Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строение Урала: Дис. д-ра геол.-мин. наук в форме научного доклада / ИГиГ УНЦ РАН. Екатеринбург, 252 с.
- Косарев А.М. (2015) Геология и геохимические особенности раннепалеозойских вулканитов Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зон на Южном Урале. *Литосфера*, (2), 40-64.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М. (2018) Цирконы и цирконовая геохронология габбро Нуралинского массива (Южный Урал). *Литосфера*, 18(4), 574-584.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Перчук А.Л. (2018) Ордовикский возраст дунит-верлит-клинопироксенитового полосчатого комплекса массива Нурали (Южный Урал, Россия) по данным SHRIMP U-Pb датирования цирконов. *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология*, 1, 60-70.
- Кривцов А.И. (1983) Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М.: Недра, 256 с.
- Магматические горные породы (1983). М.: Наука. Т. 1, 367 с.
- Мартынов Ю.А., Чашин А.А., Симаненко В.П., Мартынов А.Ю. (2007) Маастрихт-датская андезитовая серия Восточного Сихотэ-Алиня: минералогия, геохимия и вопросы петрогенезиса. *Петрология*, 15(3), 295-316.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В. (2010) Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 288 с.
- Мишин Л.Ф. (2010) Геохимия европия в магматических породах окраинно-континентальных вулканогенных поясов. *Геохимия*, 6, 618-631.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Савельева Г.Н. (1987) Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: ГИН АН СССР, 246 с.
- Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н., Знаменский С.Е., Родичева З.И., Рыкус М.В., Сначев В.И. (1992) Вулканизм Южного Урала М.: Наука, 197 с.
- Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 368 с.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф. (1996) Геохимическая типизация уральских офиолитов. *Геохимия*, 3, 195-218.
- Castillo P.R., Janney P., Solidum R.U. (1999) Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines:

- Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **134**(1), 33-51.
- Chappell B.W., White A.J.R. (1992) I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **83**, 1-26.
- Coban H. (2007) Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension provinces: a comparison between eastern, central western Anatolia. *Earth Sci. Rev.*, **80**, 219-239.
- Defant M.J., Drummond M.S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, **347**, 662-665.
- Ellam R.M. (1992) Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology*, **20**(2), 153-156.
- Ishihara S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Min. Geol.*, **27**, 293-305.
- Kay S.M., Mpodozis C. (2001) Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction system and thickening crust. *GSA today*, **11**, 4-9.
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B., Kholodnov V.V., Grabezhev A.I., Ronkin Y.L. (2014) New data on the age and geodynamic position of copper-porphyry mineralization in the Main Uralian Fault zone (Southern Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **495**(1), 1317-1321.
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champiron D. (2005) An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, **79**(1-2), 1-24.
- McCoy D., Newberry R.J., Lyster P., D'Archi J.J., Bakke A., Mastermann J.S., Minehane D.L. (1997) Plutonic-Related Gold Deposits of Interior Alaska. *Econ. Geol. Monograph*, **9**, 191-241.
- McDonough W.F., Sun S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253.
- Middlemost E.A.K. (1994) Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth Sci. Rev.*, **37**, 215-224.
- Pearce J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins (Eds. C.J. Hawkesworth and M.J. Norry). *Continental basalts and mantle xenoliths*. Cambridge, Massachusetts: Shiva Publications, 230-249.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**(4), 956-983.
- Peccerillo A., Taylor S.R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **58**, 63-81.
- Plank T., Langmuir C.H. (1998) The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.*, **145**, 325-394.
- Plotinskaya O.Yu., Grabezhev A.I., Tesselina S., Seltmann R., Groznova E.O., Abramov S.S. (2017) Porphyry deposits of the Urals: Geological framework and metallogeny. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 153-173.
- Putrka K., Busby C. (2007) The tectonic significance of high-K₂O volcanism in the Sierra Nevada, California. *Geology*, **35**(10), 923-926.
- Richards J.P., Spell T., Rameh E., Razique A., Fletcher T. (2012) High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu $\pm$ Mo $\pm$ Au potential: examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. *Econ. Geol.*, **107**, 295-332.
- Shand S.J. (1949) The study of rocks. N.Y.: The MacMillan Company, 236 p.
- Sillitoe R.H. (2010) Porphyry Copper Systems. *Econ. Geol.*, **105**, 3-41.
- Sinclair W.D. (2007) Porphyry deposits. Mineral deposits Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces and exploration methods. *Geol. Assoc. Can., Miner. Depos. Divis., Spec. Publ.*, **5**, 223-243.
- Stern C.R., Kilian R. (1996) Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **123**, 263-281.
- Sylvester G. (1988) Strike-slip faults. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **100**(11), 1666-1703.
- Wu Z., Barosh P., Zhang Q., Wu J., Yang Y. (2018) A thickness Gauge for the lithosphere based on Ce/Yb and Sm/Yb of mantle-derived magmatic rocks. *Acta Geologica Sinica*, **92**(6), 2120-2135.
- Yang X.M., Lentz D.R., Chi G., Thome K.G. (2004) Petrochemical characteristics of gold-related granitoids in southwestern New Brunswick, Canada. *Explor. Min. Geol.*, **31**, 34-47.

REFERENCES

- Avdeiko G.P., Palueva A.A., Kuvikas O.V. (2011) Adakites in the subduction zones of the Pacific Ring: a review and analysis of geodynamic conditions of formation. *Vestn. KRAUNTS. Nauki o Zemle*, **17**(1), 45-60. (In Russian)
- Castillo P.R., Janney P., Solidum R.U. (1999) Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **134**(1), 33-51.
- Chappell B.W., White A.J.R. (1992) I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **83**, 1-26.
- Coban H. (2007) Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension provinces: a comparison between eastern, central western Anatolia. *Earth Sci. Rev.*, **80**, 219-239.
- Defant M.J., Drummond M.S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, **347**, 662-665.
- Ellam R.M. (1992) Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology*, **20**(2), 153-156.
- Fershtater G.B. (2013) Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and South Urals. Ekaterinburg, RIO UB RAS, 368 p. (In Russian)
- Fershtater G.B., Bea F. (1996) Geochemical typification of the Ural ophiolites. *Geokhimiya*, **3**, 195-218. (In Russian)
- Grabezhev A.I. (2009) Sr-Nd-C-OHS isotope-geochemical characteristics of copper-porphyry fluid-magmatic systems of the Southern Urals: probable sources of matter. *Lithosfera*, (6), 66-89. (In Russian)
- Grabezhev A.I., Belgorodsky E.A. (1992) Productive granitoids and metasomatites of copper-porphyry deposits. Ekaterinburg, Nauka Publ., Ural. otd-e, 199 p. (In Russian)
- Grabezhev A.I., Shardakova G.Yu., Larionov A.N. (2008) Ore-magmatic system of the Voznesensky copper-porphyry deposit. *Ezhegodnik-2007. Ekaterinburg, IGG UrO RAN*, 253-259. (In Russian)
- Grabezhev A.I., Shardakova G.Yu., Ronkin Yu.L. (2017)

- Systematics of U-Pb ages of zircons from granitoids of porphyry copper deposits of the Urals. *Lithosfera*, (5), 113-126. (In Russian)
- Emel'yanova T.A., Lelikov E.P. (2016) Geochemistry and petrogenesis of Late Mesozoic-Early Cenozoic volcanics of the Okhotsk and Japan marginal seas. *Geokhimiya*, **6**, 522-535. (In Russian)
- Igneous rocks (1983). Moscow, Nauka Publ., V.1, 367 p. (In Russian)
- Ivanov K.S. (1998) Main features of geological history (1.6–0.2 billion years) and the structure of the Urals: Dr. geol. and min. sci. diss. in the form of a scientific report IGG UC RAS. Ekaterinburg, 252 p.
- Ishihara S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Min. Geol.*, **27**, 293-305.
- Kay S.M., Mpodozis C. (2001) Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction system and thickening crust. *GSA today*, **11**, 4-9.
- Kosarev A.M. (2015) Geology and geochemical features of the Early Paleozoic volcanics of the Sakmara and Voznesensk-Prisakmar zones in the South Urals. *Lithosfera*, **2**, 40-64. (In Russian)
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B., Kholodnov V.V., Grabezhev A.I., Ronkin Y.L. (2014) New data on the age and geodynamic position of copper-porphyry mineralization in the Main Uralian Fault zone (Southern Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **495**(1), 1317-1321.
- Krasnobaev A.A., Valizer P.M. (2018) Zircons and zircon geochronology of the gabbro of the Nuralinsky massif (South Urals). *Lithosfera*, **18**(4), 574-584. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Valizer P.M., Perchuk A.L. (2018) Ordovician age of the dunite-wehlite-clinopyroxenite banded complex of the Nurali Massif (South Ural, Russia) according to SHRIMP U-Pb zircon dating. *Vestn. MGU. Ser. 4. Geologiya*, **1**, 60-70. (In Russian)
- Krivtsov A.I. (1983) Geological foundations of forecasting and prospecting for porphyry copper deposits. Moscow, Nedra Publ., 256 p. (In Russian)
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champiron D. (2005) An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, **79**(1-2), 1-24.
- Martynov Yu.A., Chashchin A.A., Simanenko V.P., Martynov A.Yu. (2007) Maastricht-Danish andesite series of the Eastern Sikhote-Alin: mineralogy, geochemistry and questions of petrogenesis. *Petrologiya*, **15**(3), 295-316. (In Russian)
- Maslov V.A., Artyushkova O.V. (2010) Stratigraphy and correlation of Devonian deposits of the Magnitogorsk megazone of the Southern Urals. Ufa, DesignPoligraf-Service Publ., 288 p. (In Russian)
- McCoy D., Newberry R.J., Layer P., D.Marchi J.J., Bakke A., Mastermann J.S., Minehane D.L. (1997) Plutonic-Related Gold Deposits of Interior Alaska. *Econ. Geol. Monograph*, **9**, 191-241.
- McDonough W.F., Sun S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253.
- Middlemost E.A.K. (1994) Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth Sci. Rev.*, **37**, 215-224.
- Mishin L.F. (2010) Geochemistry of europium in igneous rocks of continental marginal volcanic belts. *Geokhimiya*, **6**, 618-631. (In Russian)
- Pearce J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins (Eds C.J. Hawkesworth and M.J. Norry). *Continental basalts and mantle xenoliths*. Cambridge, Massachusetts: Shiva Publ., 230-249.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**(4), 956-983.
- Peccerillo A., Taylor S.R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **58**, 63-81.
- Plank T., Langmuir C.H. (1998) The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.*, **145**, 325-394.
- Plotinskaya O.Yu., Grabezhev A.I., Tessalina S., Seltmann R., Groznova E.O., Abramov S.S. (2017) Porphyry deposits of the Urals: Geological framework and metallogeny. *Ore Geol. Rev.*, **85**, 153-173.
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and the Cis-Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DesignPoligrafService Publ, 280 p. (In Russian)
- Putrica K., Busby C. (2007) The tectonic significance of high-K₂O volcanism in the Sierra Nevada, California. *Geology*, **35**(10), 923-926.
- Richards J.P., Spell T., Rameh E., Raziqie A., Fletcher T. (2012) High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu ± Mo ± Au potential: examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. *Econ. Geol.*, **107**, 295-332.
- Savel'eva G.N. (1987) Gabbro-ultramafic complexes of the Urals ophiolites and their analogues in the modern oceanic crust. Moscow, GIN AN SSSR, 246 p. (In Russian)
- Seravkin I.B., Kosarev A.M., Salikhov D.N., Znamenskii S.E., Rodicheva Z.I., Rykus M.V., Snachev V.I. (1992) Volcanism of the Southern Urals. Moscow, Nauka Publ., 197 p. (In Russian)
- Shand S.J. (1949) The study of rocks. N.Y., The MacMillan Company, 236 p.
- Sillitoe R.H. (2010) Porphyry Copper Systems. *Econ. Geol.*, **105**, 3-41.
- Sinclair W.D. (2007) Porphyry deposits. Mineral deposits Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces and exploration methods. *Geol. Assoc. Can., Miner. Depos. Divis., Spec. Publ.*, **5**, 223-243.
- Stern CR, Kilian R (1996) Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **123**, 263-281.
- Sylvester G. (1988) Strike-slip faults. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **100**(11), 1666-1703.
- Wu Z., Barosh P., Zhang Q., Wu J., Yang Y. (2018) A thickness Gauge for the lithosphere based on Ce/Yb and Sm/Yb of mantle-derived magmatic rocks. *Acta Geologica Sinica*, **92**(6), 2120-2135.
- Yang X.M., Lentz D.R., Chi G., Thome K.G. (2004) Petrochemical characteristics of gold-related granitoids in southwestern New Brunswick, Canada. *Explor. Min. Geol.*, **31**, 34-47.
- Znamenskii S.E. (1994) Late Ordovician-Early Silurian volcano-intrusive complex of the northern part of the Magnitogorsk megacyclorium and associated mineralization (South Ural). Ufa, Ufa SC of the RAS, 20 p. (In Russian)

- Znamenskii S.E. (2019) Positive flower structure of the Yalchigulovsky fault in the South Urals. *Geol. Vestnik*, **2**, 24-31. (In Russian)
- Znamenskii S.E., Ankusheva N.N., Artem'ev D.A. (2020) Formation conditions, composition and sources of ore-forming fluids of the Bolshoi Karan gold-porphyry deposit (South Urals). *Lithosfera*, **20**(3), 397-410. (In Russian)
- Znamenskii S.E., Kosarev A.M., Znamenskaya N.M., Timofeev S.P., Shafigullina G.T. (2017) Structural control and geochemistry of dikes of the Bolshoi Karan gold-porphyry deposit (South Urals). *Geologiya. Izv. Otd-ya nauk o Zemle i prirodnikh resursov Akademii Nauk Respubliki Bashkortostan*, **24**, 39-46. (In Russian)
- Znamenskii S.E., Kosarev A.M., Shafigullina G.T. (2019a) Facial composition, geochemical features and geodynamic settings of the formation of the Late Emsk island arc complexes of the Main Ural fault zone in the Southern Urals. *Vestn. Perm. Univ. Geologiya*, **18**(1), 1-16. (In Russian)
- Znamenskii S.E., Shafigullina G.T., Znamenskaya N.M., Kosarev A.M. (2019b) Voznesenskoe porphyry copper deposit (South Urals): structural control and geochemistry of intrusive rocks. *Vestn. Akad. Nauk Resp. Bashkortostan*, **2**, 25-35. (In Russian)

УДК 552.11 (470.55)

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-386-408

Энстатитовые нодули в гарцбургитах Южного Урала

В. Г. Кориневский

Институт минералогии УрО РАН, 456317, г. Миасс, Челябинская обл., e-mail: vgkor@mineralogy.ru

Поступила в редакцию 11.12.2019 г., принята к печати 28.01.2021 г.

Объекты исследования. В тектонических линзах серпентинитового меланжа среди гранат-биотитовых гнейсов Ильменогорско-Вишневогорского комплекса на Южном Урале в двух пунктах на северном побережье оз. Увильды обнаружены выходы редких пород – нодулярных гарцбургитов. Они слагают крутопадающие тела мощностью около 9 м среди амфиболитизированных ортопироксенитов. **Главные результаты.** Мелкозернистая серпентинизированная энстатит-оливиновая матрица гарцбургитов включает в себе многочисленные сферические образования (нодулы) диаметром 2–7 см, сложенные сростками крупных кристаллов энстатита с редкими выделениями форстерита. По составу и строению эти сфероиды очень напоминают энстатитовые хондры из каменных метеоритов, отличаясь от них размерами (в десятки раз крупнее). **Выводы.** Подобные структуры в гипербазитах очень редки и встречаются в малоизмененных разновидностях. По микроструктурным особенностям и взаимоотношениям главных минералов сделан вывод об их кристаллизации из магматического расплава

Ключевые слова: гарцбургиты, энстатитовые нодулы, Южный Урал

Enstatite nodules in the harzburgites of the Southern Urals

Victor G. Korinevsky

Institute of Mineralogy UB RAS, Miass, Chelyabinsk oblast 456317 Russia, e-mail: vgkor@mineralogy.ru

Received 11.12.2019, accepted 28.01.2021

Research subject. At two points on the northern shore of Lake Uvil'dy in the Southern Urals, two outcrops of unique rocks – nodular harzburgites – were discovered in the tectonic lenses of serpentinite melange among garnet-biotite gneisses of the Ilmenogorsko-Vishnevogorsky Complex. These outcrops form a body of about 9 m in thickness among amphibolized orthopyroxenites. **Results.** The fine-grained serpentinitized enstatite-olivine matrix of the harzburgites under study contains numerous spherical formations (nodules) 2–7 cm in diameter, composed of large enstatite crystals and rare forsterite grains. The composition and structure of these spheroids are highly similar to the enstatite chondrules from stony meteorites, although differing in size (ten times larger). **Conclusions.** Such structures are very rare in hyperbasites and occur in slightly altered varieties. Judging by the microstructural features and relationships of the main minerals, it is concluded that these minerals were crystallized from a magmatic melt.

Keywords: harzburgites, enstatite nodules, the Southern Urals, Russia

ВВЕДЕНИЕ

Хондры – это небольшие (до 1–5 мм) шаровидные или эллипсоидальные минеральные агрегаты, состоящие из энстатита и оливина, реже – стекла, анортита, железоникелевых минералов. Они встречаются только в каменных метеоритах (Левин,

1965; Mueller, Saxena, 1977; Петрографический словарь, 1981). Далее описываются морфологически сходные образования (нодулы), впервые встреченные в составе отдельных тел гарцбургитов на Южном Урале. Эти уникальные породы были обнаружены минералогом-любителем В.М. Лежневым в двух пунктах на северном побережье оз. Увильды

Для цитирования: Кориневский В.Г. (2021) Энстатитовые нодулы в гарцбургитах Южного Урала. *Литосфера*, **21**(3), 386–408. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-386-408

For citation: Korinevsky V.G. (2021) Enstatite nodules in the harzburgites of the Southern Urals. *Litosfera*, **21**(3), 386–408. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-386-408

в Кыштымском районе Челябинской области. При активном содействии С.В. Колисниченко нами были отобраны образцы пород и произведено дальнейшее их изучение. Полученные результаты могут изменить современные представления о состоянии вещества в момент формирования гарцбургитов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Аналитические работы выполнялись в Институте минералогии УрО РАН, г. Миасс. Образцы горных пород были отобраны В.Г. Кориневским. Петрографические исследования проводились на микроскопе “Олимпус” в шлифах и полированных образцах. Отбор минералов для анализов проводился вручную под бинокулярным микроскопом. Микрондовый анализ всех минералов проведен В.А. Котляровым с использованием сканирующего электронного микроскопа REMMA-202M, оборудованного LZ-5 Link Systems EDS, с ускоряющим напряжением 25 кВ и сфокусированного пучка диаметром 2 мкм. В качестве стандартов применялись препараты из шашки ASTM JMEX Scientific Limited MJNM 25-53, серия Mineral Mount № 01-044 и минералы известного состава. Коррекция аналитических данных произведена с использованием программ Magallanes и ZAF. Химический анализ горных пород проводился силикатным методом (аналитик М.Н. Маляренко). Определение редкоземельных элементов в гарцбургитах методом ICP-MS выполнено К.А. Филипповой в Институте минералогии УрО РАН, Миасс. Кислотное разложение горных пород осуществляли в микроволновой системе разложения SpeedWave (Berghoff, Германия) во фторопластовых автоклавах с двухстадийным нагревом до 180 °С в течение 40 мин со смесью кислот HF, HCl и HNO₃. Для метрологического контроля качества анализа использовался международный стандарт базальта BCR-2. Прибор калибровали с применением стандартных многоэлементных растворов Agilent для всей шкалы массы анализируемых элементов. Анализ приготовленных растворов проводился методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на приборе Agilent 7700x (Япония). Видовой состав амфиболов определялся в соответствии с рекомендациями (Hawthorne et al., 2012) с помощью компьютерной программы (Locock, 2014). Аббревиатуры для названий минералов использованы согласно рекомендациям (Whitney, Evans, 2010). Расчет содержаний FeO и Fe₂O₃ в хромшпинелидах произведен по предоставленной A.L Locock (University of Alberta, Canada) программе https://www.eas.ualberta.ca/eml/files/16-oxide_charge_balance_spreadsheet_Jul30-2019.xlsx.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

В восточном обрамлении Ильменогорско-Вишневогорского магматометаморфического комплекса на Южном Урале среди гнейсов, кварцитов и амфиболитов кыштымской толщи вдоль линий локальных тектонических разломов нередко отмечаются неравномерно рассредоточенные линзовидные участки распространения серпентинитового меланжа с включениями глыб и блоков габброидов, пироксенитов, горнблендитов, перидотитов, дунитов. Протяженность таких тел редко превышает 1 км, а мощность иногда достигает нескольких сотен метров. Набор пород из включений в разных линзах меланжа нередко существенно различается. Важно, что в окружающих толщах эти породы не образуют сколь-нибудь заметных выходов. Это свидетельствует о чужеродном по отношению к вмещающим геологическим образованиям более древнем происхождении пород меланжа, их глубинных источниках (Кориневский, Кориневский, 2006; Рязанцев и др., 2007). Обращает на себя внимание нахождение среди них удивительно свежих разновидностей анортитовых габбро, пироксенитов, слабоизмененных перидотитов, пироксенитов, горнблендитов (Кориневский, Кориневский, 2006, 2014; Кориневский и др., 2017).

В одной из таких меридиональных линз серпентинитового меланжа, расположенной среди гранат-биотитовых гнейсов, на северном побережье оз. Увильды В.М. Лежнев обнаружил два выхода редкой породы, описываемой далее (рис. 1, точки 1, 3). Ее визитной карточкой является наличие светлых изометричных или эллипсоидальных образований (нодулей), сложенных преимущественно разноориентированными крупными кристаллами энстатита, заключенными в темной серовато-зеленой серпентинизированной матрице, по минеральному и химическому составу соответствующей гарцбургиту (табл. 1, ан. 1–4) (Магматические горные породы, 1983), в котором нормативное содержание энстатита составляет 36–55 мол. %, а оливина – 23–40 мол. %.

Эти округлые обособления по составу и строению напоминают так называемые радиальные энстатитовые хондры из каменных метеоритов (Mueller, Saxena, 1977; Chondrules..., 2019), отличающиеся от них гигантскими размерами (до 5–7 см в поперечнике) по сравнению с 1–5 мм у типичных хондр из метеоритов (Левин, 1965; Петрографический словарь, 1981; Chondrules..., 2019). Эта необычная порфировидная структура является разновидностью редко наблюдаемых в гипербазах гломеропорфировых структур. Их присутствие в ряде массивов Урала (Крака, Нуралинского, Баженовского) проиллюстрировано Б.Н. Лапиным (2005) и отмечено в работах (Варлаков, 1978; Ферштатер, Пушкарев, 1991). Они сформированы



Рис. 1. Упрощенная геологическая схема Тайгинского участка Ильмено-Вишневогорского комплекса Южного Урала. Составлена на основе геологической карты масштаба 1 : 50 000 В.Н. Юрецкого, В.И. Петрова и др. 1982 г.

1 – протерозойская селянкинская толща силлиманит-гранатовых гнейсов с прослоями кварцитов, амфиболитов, плагиомигматитов, зонами бластомилонитов; 2 – позднепалеозойские гранат-биотитовые гнейсы, кристаллосланцы, кварциты и амфиболиты кыштымской толщи с зонами бластомилонитов и жилами пегматитов; 3 – позднепалеозойские гнейсовидные граниты и монзонитоиды с жильными телами гранитных пегматитов; 4 – участки проявления серпентинитового меланжа с блоками габбро, клино- и ортопироксенитов, ультрабазитов; 5 – разрывные нарушения; 6 – местонахождения нодулярных гарцбургитов (1, 3) и сапфиринодержащих пород (2).

Fig. 1. Simplified geological sketch of the Taiginsky area in Ilmen-Vishnevogorsky complex of the South Urals. Compiled on the basis of a geological map at a scale of 1 : 50 000 by V.N. Yuretsky, V.I. Petrov et al., 1982.

1 – Proterozoic Selyankino stratum of sillimanite–garnet gneisses with interlayers of quartzites, amphibolites, plagiomigmatites and blastomylonite zones; 2 – Late Paleozoic garnet-biotite gneisses, crystalline schists, quartzites and amphibolites of the Kyshtym sequence with blastomylonite zones and pegmatite veins; 3 – Late Paleozoic gneiss-like granites and monzonitoids with vein bodies of granite pegmatites; 4 – areas of occurrence of serpentinite melange with blocks of gabbro, clino- and orthopyroxenites, ultrabases; 5 – lines of discontinuities; 6 – localities of nodular harzburgites (1, 3) and sapphirine-bearing rocks (2).

Таблица 1. Химический состав нодулярных гарцбургитов и вмещающих их ортопироксенитов Тайгинского участка Урала и гарцбургитов из лавовых потоков Корякского нагорья, мас. %

Table 1. Chemical composition of nodular harzburgites and host orthopyroxenites of the Taiginka area of the Urals and harzburgites from lava flows of the Koryak Upland, wt %

Компо- нент	Номера проб												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	40.16	41.36	42.84	41.40	53.32	54.08	53.18	50.84	53.62	58.20	39.74	40.68	41.32
Al ₂ O ₃	0.87	0.75	2.07	0.63	1.16	0.78	1.63	1.83	1.42	0.66	2.24	0.77	1.03
Fe ₂ O ₃	5.23	6.24	5.23	5.75	2.27	1.76	3.71	3.56	2.78	2.11	5.42	4.13	2.07
Cr ₂ O ₃	0.42	0.08	0.17	0.14	0.27	0.18	0.20	0.18	0.17	–	0.29	0.32	0.27
FeO	2.45	1.90	2.30	3.24	4.45	4.97	3.22	3.48	4.44	4.37	1.94	2.73	4.27
MnO	0.09	0.10	0.11	0.12	0.12	0.12	0.12	0.14	0.13	0.07	0.04	0.08	0.09
MgO	37.79	36.08	35.43	37.91	33.88	34.48	33.99	34.07	33.08	32.01	36.78	39.88	43.03
CaO	0.32	0.40	0.24	0.42	0.51	0.20	0.19	0.10	0.12	0.10	0.40	–	0.57
NiO	0.34	0.77	0.63	0.81	0.36	0.17	0.16	0.20	0.17				
Na ₂ O	0.11	0.10	0.04	0.10	0.13	0.06	0.04	0.02	0.03	0.16	0.05	0.03	0.03
H ₂ O ⁺	11.78	12.28	10.89	9.56	3.30	2.92	3.38	5.08	3.46	2.20	11.76	10.41	6.85
H ₂ O [–]	1.10	0.50	0.48	0.42	0.26	0.24	0.20	0.38	0.30	0.16	0.82	0.54	0.15
CO ₂	<0.10	0.10	0.23	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	0.10	0.33	–	–
Сумма	100.71	100.55	100.66	100.68	100.21	99.96	100.11	99.97	99.69	100.14	99.61	99.57	99.68
Нормативное содержание (по CIPW) минералов (мол. %)													
En	35.99	44.45	54.91	38.54	84.35	87.95	87.34	82.15	88.10	86.01	37.75	35.12	22.08
Ol	40.74	31.83	23.56	39.75	4.30	3.85	–	4.22	–	–	38.02	45.98	64.07
Mag	7.11	6.0	7.15	8.34	3.29	2.55	5.38	5.16	4.03	3.06	5.81	5.99	3.00
Chr	0.62	0.12	0.25	0.21	0.40	0.27	0.29	0.27	0.25	0.18	0.43	0.47	0.40

Примечание. Здесь и в табл. 2–5 прочерк – не обнаружено, пустая клетка – нет данных. 1–4 – нодулярные гарцбургиты: 1, 2 – Тайгинский участок, 3, 4 – Увильдинский; 5–9 – энстатитовые нодулы из гарцбургитов: 5, 6 – Тайгинский участок, 7–9 – Увильдинский участок; 10 – антофиллитизированные ортопироксениты; 11–13 – массивные гарцбургиты из внутренней части лавовых потоков из вулканоструктуры горы Длинной на Корякском нагорье (Белый, Гельман, 1983). Содержания P₂O₅, K₂O, CoO, V₂O₃ и TiO₂ < 0.01–0.05 мас. %.

Note. In Tables 1–5 dash – not found, empty cell – no data. 1–4 – nodular harzburgites: 1, 2 – Taiginka area, 3, 4 – Uvildinsky area; 5–9 – enstatite nodules from harzburgites: 5, 6 – Taiginka area, 7–9 – Uvildinsky; 10 – anthophyllitized orthopyroxenites; 11–13 – massive harzburgites from the inner part of lava flows from the volcano structure of Mount Dlinnaya in the Koryak Upland (Belyi, Gel'man, 1983). The contents of P₂O₅, K₂O, CoO, V₂O₃ and TiO₂ < 0.01–0.05 wt %.

небольшими скоплениями более крупных, чем в основной массе породы, гипидиоморфных кристаллов энстатита до 3–5 мм в поперечнике. Окружных сгущений таких зерен энстатита с резкими границами с окружающей оливин-серпентиновой массой здесь не зафиксировано.

Нодулярные гарцбургиты в окрестностях пос. Тайгинка (см. рис. 1, точка 1) обнажены на гребне невысокой (около 4 м) грядки, прослеженной среди березово-соснового леса по азимуту 70° на 18 м. Координаты западной части выходов этих пород, вскрытых закопашкой, 55°36'33.9" с. ш., 60°27'48.6" в. д. На северо-восточном окончании грядки нодулярные гарцбургиты сменяются выходами массивных крупнозернистых антофиллитизированных энстатитовых пород (метаорто-

пироксенитов, см. табл. 1, ан. 10). Эти же породы слагают южный склон грядки, где зачисткой был вскрыт почти вертикальный контакт их с нодулярными гарцбургитами. Контакт отчетливый, но без зон закалки и проявлений тектоники. Таким образом, в плане нодулярные гарцбургиты обнажаются среди амфиболитизированных ортопироксенитов на площади 9 × 18 м. Все эти породы располагаются в пределах меридиональной полосы выходов преимущественно амфиболитизированных ортопироксенитов, в которой по простиранию южнее (см. рис. 1, точка 2) обнажаются оливинсодержащие амфиболовые ортопироксениты с блоком также уникальных для Урала сапфиринов-шпинелевых горн-блендитов и дайкой гигантозернистых ортопироксенитов (Кориневский и др., 2017).

Выходы тремолитизированных и антофиллитизированных ортопироксенитов непрерывно прослеживаются в виде меридиональной полосы шириной 200–300 м от Тайгинского участка, где впервые встречены нодулярные гарцбургиты (см. рис. 1, точка 1), на юг вплоть до Увильдинского участка (см. рис. 1, точка 3). В пределах меридиональной полосы гривки ортопироксенитов в большинстве своем вытянуты субшироко. Это свидетельствует о тектонических ограничениях полосы их выходов. Вмещающие их породы обнажены плохо, обычно это щебенка биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов под слоем дерна или в выворотах корней деревьев.

В 2.4 км южнее Тайгинского участка на северном побережье оз. Увильды в пределах поселка у санатория “Лесное озеро” В.М. Лежнев отыскал еще одно обнажение нодулярных гарцбургитов. Оно представляет собой южный склон холма высотой около 3 м у проулка между зданиями. Координаты обнажения – 55°34'48.7" с. ш., 60°28'07.4" в. д. (см. рис. 1, точка 3). Гарцбургиты здесь более крупнозернистые (кристаллы энстатита достигают 1 см), но участками сильно брекчированы и изменены. Порода приобретает вид брекчии, в которой темные угловатые обломки серпентинизированного гарцбургита сцементированы буровато-серой массой халцедона, хлорита, талька и флогопита. В нижней части склона сохранились выходы нодулярных гарцбургитов с необычно большими по размерам (до 5–7 см) изометричными и овальными энстатитовыми сростками (меганодулями).

ПЕТРОГРАФИЯ НОДУЛЯРНЫХ ГАРЦБУРГИТОВ

Пятнистые породы темного зеленовато-серого цвета имеют отчетливо выраженную порфировидную структуру. Она проявлена в виде овальных или округлых в сечении пятен светлого зеленовато-белого цвета с кремовым оттенком поперечником от 2 до 7 см, относительно равномерно распределенных в темной мелкозернистой матрице (рис. 2). В элювиальной дресве этим пятнам соответствуют изометричные сфероподобные образования с относительно гладкой или шероховатой поверхностью серовато-коричневого или зеленовато-серого цвета (рис. 3). Сложены эти сфероподобные тела (нодули) сростками крупных кристаллов энстатита длиной 3–7 см, в которых отчетливо проявлена призматическая спайность (рис. 4). Большинство сфер образованы сростками нескольких кристаллов энстатита произвольной ориентировки (см. рис. 4а, б, г), некоторые – единичными кристаллами (см. рис. 4в), которые аналогичны по строению “радиальным энстатитовым хондрам” каменных метеоритов (Mueller, Saxena, 1977; Chondrules..., 2019). Торцы кристаллов энстатита ограничены округлыми поверхностями сфе-

рических образований, но в шлифах видно, что эти кристаллы отделены от окружающего мелкозернистого энстатит-оливин-серпентинового агрегата мелкозубчатыми границами (рис. 5а, б) и каймой, где появляются мелкие выделения магнезиогорнбленда. Эту кайму можно рассматривать как продукт реакционного взаимодействия вещества нодулей и окружающей матрицы породы. Подобное явление нередко отмечается на границе фенокристаллов-вкрапленников и основной массы в излившихся лавах. Границы нодулей с окружающей их массой повсеместно резкие, без взаимопереходов и зоны закалки. Местами цементирующая масса образует заливы в нодулях. Можно считать, что округлые сростки кристаллов энстатита по отношению к окружающей цементирующей массе проявляют себя как обычные гломеропорфировые образования в магматических породах, в частности в гарцбургитах (Белый, Гельман, 1983; Лапин, 2005). Их специфика заключается в сферической форме и больших размерах индивидов энстатита. Нодули нередко своим удлинением располагаются субпараллельно (см. рис. 2а, в, г). Их приуроченности к трещинам в породе или определенным направлениям не отмечено. Подсчитанная с помощью программы *JMicroVision* (Roduit, 2014) занимаемая нодулями энстатита площадь в образцах гарцбургитов на рис. 2а составляет 13%, 2в – 44, 2г – 49, 7а – 10%.

В пределах энстатитовых нодулей нередко наблюдаются голубовато-зеленые кристаллы вторичных амфиболов (тремолита, магнезиогорнбленда) длиной до 1–5 мм (см. рис. 4б). Состав тремолита (табл. 2, ан. 13) аналогичен составу тремолита из вмещающей нодули породы (табл. 3, ан. 10, 11). Иногда магнезиогорнбленд (см. табл. 2, ан. 11) образует скопления в виде более темной каймы вокруг нодулей (см. рис. 2а, б). В виде отдельных кристаллов среди зерен энстатита в нодулях изредка наблюдается паргасит (см. табл. 2, ан. 12). Помимо тремолита вдоль трещин спайности в энстатите из нодулей часто развивается тонкозернистый листоватый агрегат талька, нередко – светлый флогопит, реже – хлорит (см. табл. 2, ан. 2б). Редкие мелкие (0.1–0.6 мм) идиоморфные выделения внутри энстатита образуют хромшпинелиды, среди которых в пределах одного зерна можно видеть переходы от хромита к хромшпинели до хроммагнетита в краевых частях (см. табл. 2, ан. 20–27). По номенклатурной диаграмме (Павлов и др., 1979) среди хромшпинелидов в нодулях определены алюмохромиты, пикотиты, хромпикотиты, ферриалюмохромиты, субферриалюмохромиты. Преимущественно в нодулях встречаются редкие зерна пентландита размером 0.2×0.4 мм, имеющие следующий состав – $(\text{Ni}_{4.43}\text{Fe}_{4.20}\text{Co}_{0.02})_{8.65}\text{S}_8$. Кристаллы оливина (форстерита) в составе нодулей встречаются крайне редко (см. рис. 5в). Их состав (см. табл. 2, ан. 6–9) практически не отличается

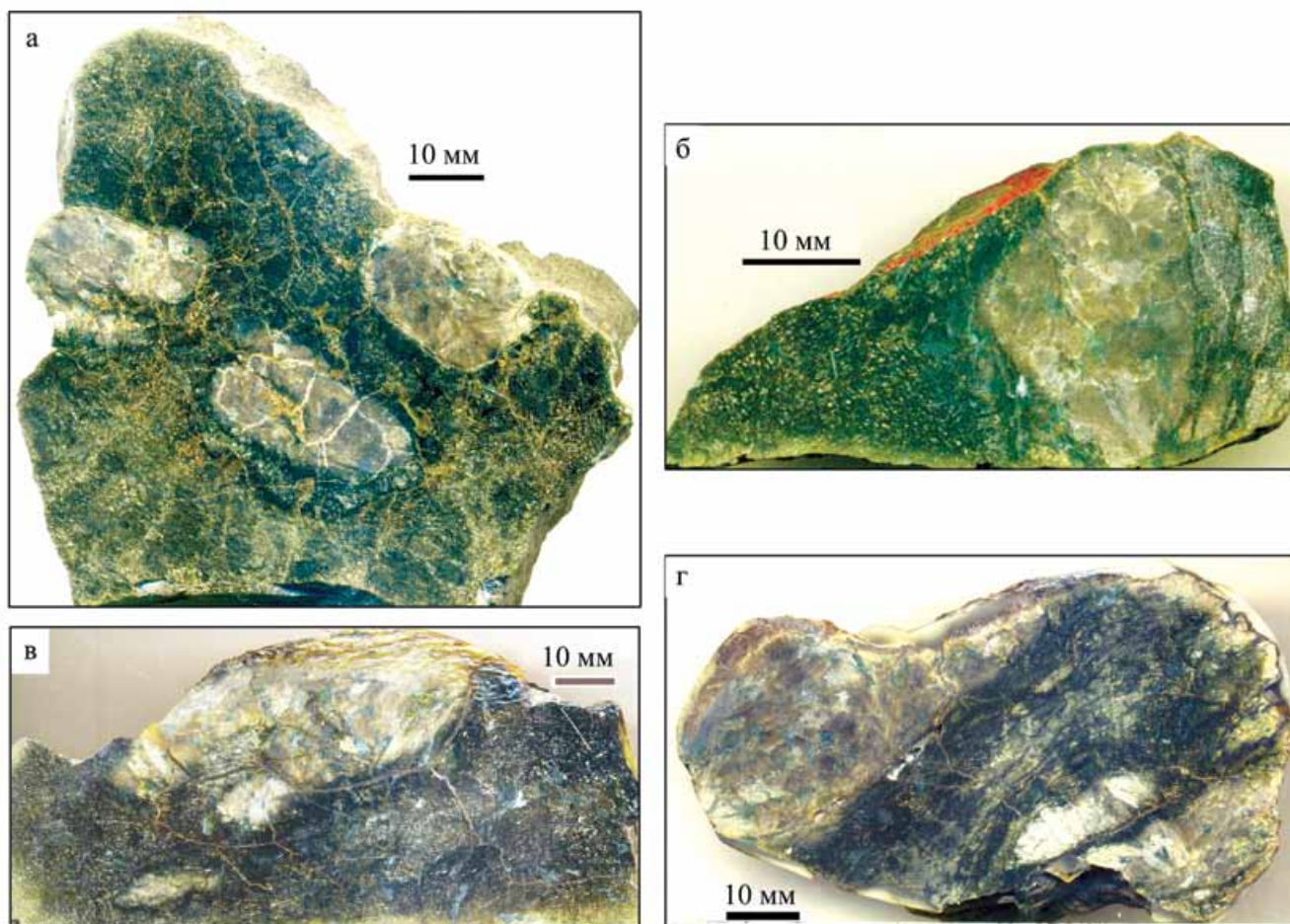


Рис. 2. Распределение энстатитовых нодулей (светлое) в серпентинизированной матрице гарцбургитов Тайгинского участка. Фото полированных поверхностей образцов пород.

Fig. 2. Distribution of enstatite nodules (light) in the serpentinized matrix of harzburgites from the Taiginsky area. Photo of polished surfaces of rock samples.

ся от такового у зерен оливина среди серпентинизированной матрицы гарцбургита (см. табл. 3, ан. 1–3). Те и другие обладают одинаково низкой железистостью (0.09), которая мало отличается от железистости энстатитов (0.08–0.09).

Основной объем гарцбургитов Тайгинского участка сложен серпентином. Его светло-зеленые прожилки иногда образуют прямоугольную сеть, в ячейках которой располагаются слабо просвечивающие участки (рис. 6а). В большинстве случаев прожилки (шнуры) располагаются субпараллельно (рис. 6б). По оптическим данным и химическому составу (см. табл. 3, ан. 6–8) серпентин представлен лизардитом (Варлаков, 1999).

Между шнурами и образованными ими ячейками серпентина наиболее часто встречаются прозрачные осколчатые изометричные или брусковидные блоки неизменного оливина (см. рис. 6б, г) размером 0.1–0.3 мм. По одновременно гаснущим

реликтовым блокам установлено, что они принадлежат кристаллам оливина, размер которых редко превышает 2–3 мм (рис. 7а). Судя по линзовидной форме таких блоков (рис. 7в), кристаллы оливина подверглись динамическому воздействию. По их границам наблюдаются тонкие пластинки флогопита, а в поперечных трещинках – чешуйки талька. В отдельных образцах фрагменты зерен оливина окружены тонкими каймами магнетита. Реликтовые оливиновые зерна от серпентиновой массы нередко отделяются тонкозернистым агрегатом кальцита (см. табл. 2, ан. 25) и доломита. Первичные зерна оливина в серпентиновой матрице располагаются беспорядочно, часто не соприкасаясь. По химическому составу, низкой железистости (0.09) оливины соответствуют форстериту (см. табл. 3, ан. 1–3), содержащему 0.49–0.51 мас. % NiO. Заметные количества Ni отличают зерна оливина от редких выделений этого минерала в энстатитовых нодулях.

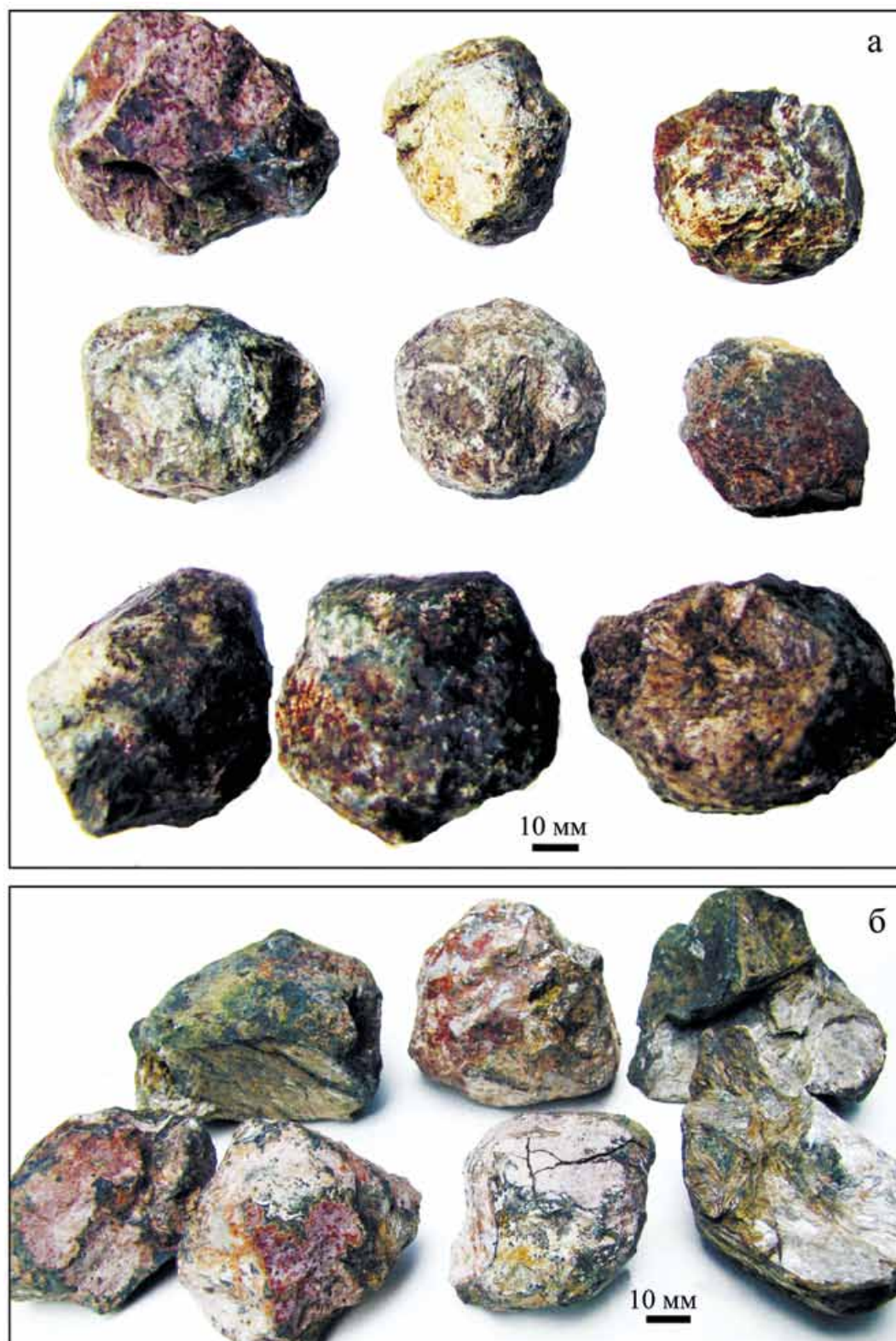


Рис. 3. Изометричная форма энстатитовых нодулей.
а – из Тайгинского участка, б – из Увильдинского участка.

Fig. 3. Isometric shape of enstatite nodules.
а – from the Taiginsky area, б – from the Uvildinsky area.

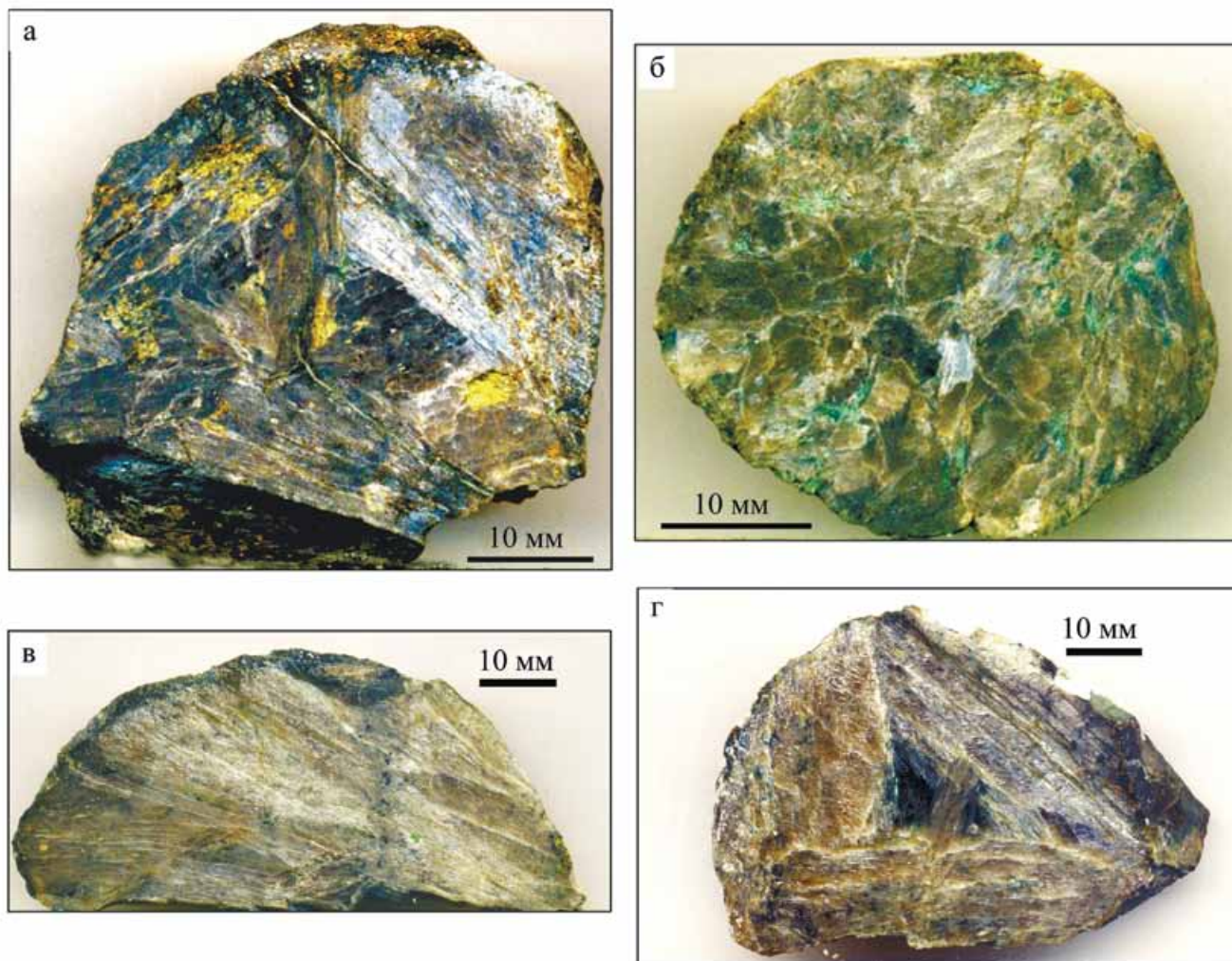


Рис. 4. Гигантозернистая внутренняя структура энстатитовых нодулей из гарцбургитов Увильдинского участка.

Fig. 4. Giant-grained internal structure of enstatite nodules from harzburgites of the Uvildinsky area.

Значительно реже в серпентиновой массе встречаются реликтовые блоки энстатита, которые имеют низкую интерференционную окраску и такие же размеры, как и выделения оливина (2–3 мм). Химический состав зерен энстатита из нодулей (см. табл. 2, ан. 1–5) и реликтов в цементирующей массе породы (см. табл. 3, ан. 4) практически одинаков. Энстатит обладает низкой железистостью (0.08–0.09), в нем не содержится Cr_2O_3 и NiO . Довольно часто в породе наблюдаются призматические выделения голубовато-зеленого тремолита, местами содержащие оставшиеся от замещения реликтовые участки энстатита (см. рис. 6в). По отсутствию в тремолите NiO и наличию Cr_2O_3 можно предположить, что он замещал как энстатит, так и оливин. В отличие от нодулей в основной массе гарцбургитов выделений магнезиогорнбленда и паргасита не обнаружено.

Серпентинизация в виде прожилков затронула все первичные минералы, в том числе хромшпинеле-

лиды (см. рис. 7г), а также новообразованные зерна тремолита (см. рис. 6б). Энстатитовые нодули серпентинизация затрагивает слабо. В свою очередь, в брекчированных гарцбургитах Увильдинского участка в виде пещеристых масс по серпентинизированной матрице породы развиваются сноповидные агрегаты пластинок хлорита, флогопита, скопления мелколистоватого талька. Эти минералы совместно с тонкозернистыми выделениями халцедона цементируют сохранившиеся угловатые частицы породы. Как правило, сферические энстатитовые тела при таких тектонических деформациях остаются довольно “свежими”. Из сказанного следует, что серпентинизация (лизардитизация) является поздним метаморфическим процессом, наложенным на порообразующие минералы гарцбургита (форстерит и энстатит, хромшпинелиды) и замещающий их тремолит. Мы не видим минералогических признаков метасоматического образо-

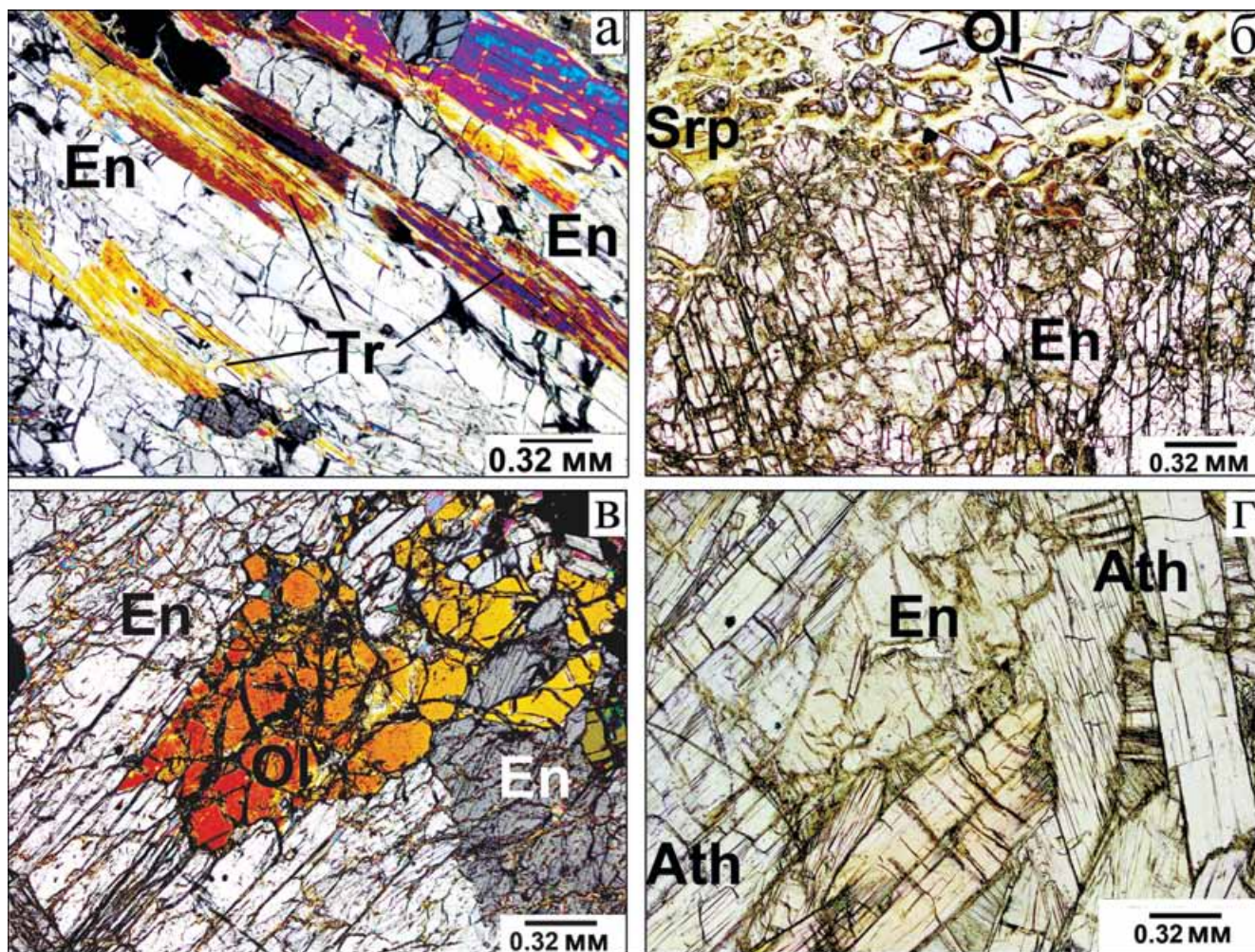


Рис. 5. Призмы тремолита (*Tr*) вдоль плоскостей спайности энстатита (*En*) (а); границы энстатитовых нодулей с вмещающей мелкозернистой энстатит-оливин(*Ol*)-серпентиновой (*Srp*) породой (б); кристалл оливина в энстатите из нодули (в); реликтовое зерно энстатита среди вторичного агрегата кристаллов антофиллита (*Ath*) (г). Фото шлифов в проходящем свете (г) и скрещенных николях (а–в).

Fig. 5. Tremolite prisms (*Tr*) along the cleavage planes of enstatite (*En*) (a); boundaries of enstatite nodules with host fine-grained enstatite-olivine(*Ol*)-serpentine (*Srp*) rock (б); olivine crystal in enstatite from nodule (в); relict enstatite grain among secondary aggregate of anthophyllite crystals (*Ath*) (г). Photo of thin sections in transmitted light (г) and in crossed nicols (а–в).

вания оливина и энстатита по серпентиновой матрице, как это предполагается рядом исследователей (Варлаков, 1978; Ферштатер, Пушкарев, 1992; и др.). Картина получается обратной. Судя по форме реликтовых зерен в серпентинизированной матрице, их расположению, порода имела первичную равномерно мелкозернистую (гипидиоморфную) структуру с размером индивидов до 2–3 мм, характерную для гарцбургитов. На ее фоне выделяются округлые гломеропорфировые сростки кристаллов энстатита, имеющие сходство с хондрами метеоритов и фенокристаллами в лавах.

Тело нодулярных гарцбургитов располагается среди крупнозернистых темных зеленовато-серых

пород, состоящих из различно ориентированных призматических кристаллов антофиллита с совершенной спайностью (см. рис. 5г, табл. 4, ан. 1–5). Изредка среди них встречаются реликтовые прозрачные светло-зеленые зерна энстатита, занимающие менее 1% объема породы. Отдельные мелкие черные зерна принадлежат хроммагнетиту. По минеральной ассоциации и химическому составу энстатит-антофиллитовые породы являются метаморфизованными ортопироксенитами (см. табл. 1, ан. 10). Энстатит из вмещающих пород по составу близок к энстатиту из нодулярных гарцбургитов (см. табл. 2) и энстатиту из амфиболизированных оливинсодержащих ортопироксенитов Тайгинского

Таблица 2. Химический состав минералов из гломеропорфировых сростков (нодулей) из гарцбургитов Тайгинского участка Урала и вкрапленников из лавовых потоков гарцбургитов Корякского нагорья, по данным микрозондового анализа, мас. %

Table 2. Chemical composition of minerals from glomero-porphury aggregates (nodules) from harzburgites of the Taiginka area of the Urals and phenocrysts from lava flows of harzburgites of the Koryak Upland according to microprobe analyses, wt %

Компонент	En								Ol								Ol				En			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21			
SiO ₂	56.24	56.33	57.01	57.11	57.06	55.21	56.16	55.05	37.35	39.04	39.63	41.37	41.75	41.73	41.85	40.11	40.94	42.14	54.76	54.38	55.11			
TiO ₂	—	0.04	0.01	—	—	0.15	0.09	0.33	—	—	0.03	—	—	—	—	—	—	0.02	0.10	0.05	—			
Al ₂ O ₃	1.37	1.52	1.29	0.36	0.26	0.13	0.08	0.40	—	—	—	—	—	—	—	0.77	0.74	0.04	4.08	3.78	3.29			
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0.14	0.16	0.26	0.11	—	0.03	—	—	—	—	—	—	—	0.79	0.77	0.76			
FeO*	5.14	5.66	6.35	5.59	5.68	16.02	12.32	12.41	26.66	19.02	16.66	8.88	8.68	8.56	8.51	9.16	8.71	9.53	6.06	6.10	5.67			
MnO	—	0.04	—	0.14	0.12	0.37	0.47	0.46	0.46	0.47	0.42	0.33	—	0.12	0.02	0.23	0.05	—	0.08	0.26	0.22			
MgO	36.25	35.77	36.02	36.61	36.03	26.94	30.17	29.95	34.77	41.42	43.14	49.02	49.12	49.22	49.10	49.58	49.70	46.46	33.55	33.20	33.83			
CaO	0.16	0.12	0.17	0.17	0.15	0.83	0.64	0.75	0.03	0.03	0.03	—	—	—	—	—	—	—	0.60	1.22	0.97			
Na ₂ O	0.15	—	—	0.05	0.05	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
NiO	—	—	—	—	—	0.02	—	0.09	0.11	—	0.03	0.10	0.30	0.11	0.36	—	—	—	—	—	—			
Сумма	99.31	99.48	100.85	100.03	99.35	99.83	100.09	99.70	99.49	99.98	99.97	99.70	99.85	99.74	99.84	99.83	100.14	98.19	100.02	99.76	99.85			
Формульные коэффициенты (a.p.f.u.)																								
Si	1.944	1.947	1.949	1.964	1.975	1.998	1.992	1.967	1.000	1.000	1.003	1.012	1.01	1.017	1.019	0.982	0.995	1.043	1.892	1.891	1.908			
Ti	—	0.001	0.0003	—	—	0.004	0.002	0.009	—	—	0.0006	—	—	—	—	—	—	0.0003	0.003	0.001	—			
Al	0.056	0.062	0.052	0.015	0.011	0.006	0.003	0.017	—	—	—	—	—	—	—	0.022	0.021	0.001	0.166	0.155	0.134			
Cr	—	—	—	—	—	0.004	0.004	0.007	0.002	—	0.0006	—	—	—	—	—	—	—	0.022	0.021	0.021			
Fe	0.148	0.164	0.182	0.161	0.164	0.485	0.365	0.371	0.597	0.407	0.353	0.182	0.177	0.174	0.173	0.188	0.177	0.197	0.175	0.177	0.164			
Mn	—	0.001	—	0.004	0.003	0.011	0.014	0.014	0.010	0.010	0.009	0.007	—	0.002	0.0004	0.005	0.001	—	0.002	0.008	0.006			
Mg	1.868	1.843	1.836	1.877	1.859	1.453	1.595	1.595	1.387	1.581	1.628	1.786	1.783	1.787	1.782	1.810	1.800	1.714	1.728	1.721	1.746			
Ca	0.006	0.004	0.006	0.006	0.006	0.032	0.024	0.029	0.0002	0.0002	0.0002	—	—	—	—	—	—	—	0.022	0.045	0.036			
Na	0.01	—	—	0.003	0.003	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
Ni	—	—	—	—	0.003	0.0006	—	0.03	0.002	—	0.0006	0.002	0.006	0.002	0.007	0.09	0.09	0.10	0.09	0.10	0.09			
f	0.07	0.08	0.09	0.08	0.08	0.25	0.19	0.19	0.30	0.20	0.18	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.10	0.09	0.10	0.09			

Таблицы 2. Окончание
Table 2. Ending

Компонент	Srp	Mhb	Prg	Tr	Chr-Spl										Cal	Chl	Cr-Spl		
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	
SiO ₂	42.51	50.76	46.36	56.58	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	30.57	—	—	—	
TiO ₂	—	0.14	0.31	—	—	—	—	—	—	—	0.71	—	—	—	—	0.08	—	1.65	
Al ₂ O ₃	—	9.00	13.01	2.49	21.91	26.55	57.26	52.62	44.40	10.36	9.78	25.78	—	—	20.36	33.94	28.63	19.29	
Cr ₂ O ₃	—	0.40	0.61	—	41.33	37.12	10.78	14.95	21.44	44.23	32.93	35.17	—	—	0.36	33.85	39.40	42.30	
Fe ₂ O ₃ расч	—	—	—	—	5.47	4.22	0.66	0.90	1.57	15.00	24.36	8.11	—	—	—	15.83	18.10	23.25	
FeO расч	—	—	—	—	23.34	23.19	12.37	13.98	18.72	26.33	27.50	22.34	—	—	—	—	—	—	
FeO*	6.40	2.91	2.95	2.08	28.26	26.99	12.96	14.79	20.13	39.83	49.42	29.64	—	0.34	2.83	16.29	17.26	20.92	
MnO	—	—	0.10	—	0.16	0.12	—	0.01	—	0.08	—	—	—	—	—	0.15	—	0.35	
MgO	36.61	20.33	20.08	23.44	7.82	8.33	18.64	17.14	13.06	4.84	4.04	9.03	—	2.87	33.50	15.40	14.39	14.06	
CaO	—	12.23	11.25	12.51	—	—	—	—	—	—	—	—	—	52.82	—	—	—	—	
Na ₂ O	—	1.16	2.44	0.66	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
K ₂ O	—	0.14	0.41	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
NiO	—	—	—	—	—	—	0.14	—	0.13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	33.89	—	—	—	—	—	
Fe	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	30.96	—	—	—	—	—	
Co	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.19	—	—	—	—	—	
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	34.34	—	0.21	—	—	—	
Сумма	85.52	97.07	97.52	99.76	100.19	99.53	99.85	99.60	99.32	100.84	99.32	100.43	99.38	56.03	87.83	99.71	99.68	98.57	
Формульные коэффициенты (a.p.f.u.)																			
Si	4.102	7.038	6.472	7.706	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.852	—	—	—	
Ti	—	0.015	0.033	—	—	—	—	—	—	—	0.019	—	—	—	—	0.002	—	0.037	
Al	—	1.471	2.141	0.400	0.824	0.981	1.765	1.665	1.486	0.417	0.405	0.945	—	—	2.240	1.133	0.970	0.678	
Cr	—	0.044	0.067	—	1.042	0.920	0.223	0.317	0.481	1.195	0.914	0.865	—	—	0.027	0.758	0.895	0.996	
Fe ³⁺	—	0.224	0.251	0.158	0.131	0.099	0.013	0.018	0.033	0.386	0.644	0.190	—	—	—	0.337	0.391	0.521	
Fe ²⁺ расч	0.517	0.113	0.093	0.079	0.623	0.608	0.270	0.314	0.444	0.753	0.807	0.581	—	0.05	0.220	—	—	—	
Mn	—	—	0.012	—	0.004	0.003	—	0.0004	—	0.002	—	—	—	—	—	0.004	—	0.009	
Mg	5.267	4.202	4.179	4.759	0.371	0.389	0.726	0.686	0.552	0.947	0.211	0.419	—	0.07	4.659	0.650	0.616	0.624	
Ca	—	1.817	1.683	1.826	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.925	—	—	—	—	
Na	—	0.312	0.661	0.174	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
K	—	0.025	0.073	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Ni	—	—	—	—	—	—	0.003	—	0.003	—	—	—	—	—	0.016	—	—	—	
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4.428	—	—	—	—	—	
Fe	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8.00	—	—	—	—	—	
Co	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4.196	—	—	—	—	—	
f	0.09	0.07	0.08	0.05	0.67	0.64	0.28	0.33	0.46	0.82	0.87	0.65	0.024	0.42	0.04	0.34	0.38	0.45	

Примечание. 1–5 – энстатиты из нодулей в гарцбургитах (наши данные); 6–8 – энстатиты из хондр в метеоритах Челябинск (Берзин и др., 2013), 7 – метеорит Яраткулова (Шарыгин, Колисниченко, 2017), 8 – метеорит Северный Колчим (Ерохин и др., 2019); 9–11 – оливины из хондр в метеоритах Урала: 9 – метеорит Челябинск (Берзин и др., 2013), 10 – метеорит Яраткулова (Шарыгин, Колисниченко, 2017), 11 – метеорит Северный Колчим (Ерохин и др., 2019); 12–15 – оливины из нодулей в гарцбургитах (наши данные); 20, 21 – аллюмохромит; 22, 23 – пикотит; 24 – хромпикотит; 25, 26 – ферриаллюмохромит; 27 – субферриаллюмохромит; 31–33 – хромшпинелиды массивных гарцбургитов из внутренней части лавовых потоков из вулканоструктуры горы Длинной на Корякском нагорье (Белый, Гельман, 1983); 31 – хромпикотит, 32, 33 – субферриаллюмохромит.

K, Co, V – не обнаружены; f – железистость (Fe/Fe + Mg); En – энстатит, Ol – оливин, Srp – серпентин, Mhb – магнезиогорнбленд, Prg – паргасит, Chl – хлорит, Pn – пентландит, Cal – кальцит, Chr-Spl – хромшпинелиды. Расчет ф. к. минералов произведен для En – на 6 атомов кислорода, для Ol, Chr-Spl, Chr, Chr-Mag – на 4, для Mhb, Prg, Tr – на 46 зарядов (Лоскок, 2014), для Srp, Chl – на 14, для Pn – на 8 атомов S, для Cal – на 1 катион.

* Суммарное содержание Fe.

Note. 1–5 – enstatites from nodules in harzburgites (our data); 6–8 – enstatites from chondrules in Ural meteorites: 6 – Chelyabinsk meteorite (Berzin et al., 2013), 7 – Yaratkulova meteorite (Sharygin, Kolisnichenko, 2017), 8 – Severnyi Kolchim meteorite (Erokhin et al., 2019); 9–11 – olivines from chondrules in Ural meteorites: 9 – Chelyabinsk meteorite (Berzin et al., 2013), 10 – Yaratkulova meteorite (Sharygin, Kolisnichenko, 2017), 11 – Severnyi Kolchim meteorite (Erokhin et al., 2019); 12–15 – olivines from nodules in harzburgites (our data); 20, 21 – aluminosilicates; 22, 23 – picotite; 24 – chrompicotite; 25, 26 – ferrialluminosilicates; 27 – subferrialluminosilicates; 31–33 – Cr-spinels of massive harzburgites from the inner part of lava flows from the volcano structure of Mount Dlinnaya in the Koryak Upland (Belyi and Gel'man, 1983); 31 – chrompicotite, 32, 33 – subferrialluminosilicates.

K, Co, V – not found; f – Fe content (Fe / Fe + Mg); En – enstatite, Ol – olivine, Srp – serpentine, Mhb – magnesiohornblende, Prg – pargasite, Chl – chlorite, Pn – pentlandite, Cal – calcite, Chr-Spl – chromspinelides. Calculation of *a.p.f.u.* minerals were produced for En – by 6 oxygen atoms, for Ol, Chr-Spl, Chr, Chr-Mag – by 4, for Mhb, Prg, Tr – by 46 charges (Lоскок, 2014), for Srp, Chl – by 14, for Pn – by 8 S atoms, for Cal – by 1 cation.

* Total Fe content.

участка (см. рис. 1, точка 2 (Кориневский и др., 2017)), в которых располагается тело уникальных шпинель-сапфириновых горнблендитов.

С помощью шпинель-оливинового (Fabries, 1979) и ортопироксенового (Brey, Kohler, 1990) геотермометров Д.Е. Савельев определил температуру равновесия оливина, хромшпинелей и энстатита, входящих в состав нодулей и цементирующей их мелкозернистой серпентинизированной матрицы (табл. 5). Значения эти оказались велики (в пределах 600–690 °C) и близкими для минералов как матрицы, так и нодулей. Это подтверждает одинаковые температурные условия образования тех и других. Е.В. Кориневский по амфиболовым геобарометрам (Hammarström, Zen E-A., 1986; Schmidt, 1991) выяснил, что первичный паргасит из нодулей образовался при давлении 6.76–6.98 кбар. Очевидно, первичный парагенезис минералов нодулей возник при таких высоких давлениях и температурах выше 600–690 °C, тогда как явно новообразованный магнезиогорнбленд из внешней каймы нодулей формировался при давлении 3.46–3.80 кбар. Видимо, таковы были условия наложенного метаморфизма и преобразования минералов матрицы. Этому соответствуют лизардитовый (а не антиго-ритовый) состав серпентинов, присутствие в матрице хроммагнетита (а не хромшпинелидов), развитие здесь тремолита, замещающего энстатит, появление пластинок флогопита и чешуек талька, хлорита, зерен карбоната. Из этого можно заключить, что первичный нодулярный гарцбургит подвергся регрессивному, а не прогрессивному метаморфизму. Это противоречит попыткам объяснить появление нодулей энстатита с хромшпинелидами и форстеритом в результате прогрессивной десерпентинизации, как это постулируется в ряде работ (Варлаков, 1978; Ферштатер, Пушкарев, 1992; и др.).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Несмотря на морфологическое сходство энстатитовых округлых обособлений (округлая форма и лучистые индивиды энстатита) в гарцбургитах Тайгинского участка, содержащих редкие выделения оливина (нодулей) с энстатитовыми хондрами из каменных метеоритов Урала, составы их главных минералов (энстатита и оливина) разнятся довольно сильно. Энстатиты из нодулей в гарцбургитах (см. табл. 2, ан. 1–5) содержат заметно меньше Ti, Cr, Fe, V, Mn, Ca, Ni и заметно больше Al, Mg, Na, нежели энстатиты из хондр в метеоритах Урала (см. табл. 2, ан. 6–8). Оливины из нодулей в гарцбургитах (см. табл. 2, ан. 12–15) содержат в 2–3 раза меньше Fe и Mn, больше Mg и Ni, чем оливины из хондр в метеоритах Урала (см. табл. 2, ан. 9–11). Следовательно, земные минералы значительно менее железисты и более магнезиальны, чем их космические аналоги.

Таблица 3. Химический состав минералов из серпентинизированной матрицы нодулярных гарцбургитов Тайгинского участка по данным микрозондового анализа, мас. %**Table 3.** Chemical composition of minerals from the serpentinized matrix of nodular harzburgites of Taiginka area according to microprobe analyse, wt %

Компонент	<i>Ol</i>			<i>En</i>	<i>Chr-Mag</i>	<i>Srp</i>			<i>Tlc</i>	<i>Tr</i>		<i>Chl</i>
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	41.02	41.14	41.04	56.95	—	41.81	43.62	42.02	62.95	53.06	54.21	30.47
Al ₂ O ₃	—	—	—	0.44	2.31	—	—	—	0.63	5.20	4.72	19.15
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	39.91	—	—	—	—	0.37	0.39	0.78
Fe ₂ O ₃ расч					28.39							
FeO расч					28.61							
FeO*	8.77	8.83	9.01	5.36	54.16	7.46	5.22	6.05	1.57	3.37	2.92	2.53
MnO	—	0.41	0.26	0.06	0.08	0.21	0.08	—	—	—	—	—
MgO	49.67	48.53	49.04	36.37	2.57	37.50	37.80	39.05	30.91	22.43	23.67	34.22
CaO	—	—	—	0.14	—	—	—	—	—	12.78	11.28	—
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.10	1.02	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.19	0.20	—
NiO	0.51	0.49	0.49	—	—	0.13	—	0.38	—	—	—	0.21
Сумма	99.97	99.40	99.84	99.32	99.03	87.11	87.04	87.50	96.06	98.50	98.41	87.36
Формульные коэффициенты (<i>a.p.f.u.</i>)												
Si	1.002	1.011	1.004	1.958	—	4.008	4.126	3.985	3.974	7.259	7.374	2.862
Al	—	—	—	0.018	0.098	—	—	—	0.030	0.838	0.757	2.121
Cr	—	—	—	—	1.134	—	—	—	—	0.040	0.042	0.058
Fe ³⁺ расч				0.067	0.768					0.339	0.253	
Fe ²⁺ расч	0.179	0.181	0.184	0.087	0.860	0.598	0.413	0.480	0.083	0.046	0.079	0.199
Mn	—	0.009	0.005	0.002	0.002	0.017	0.006	—	—	—	—	—
Mg	1.808	1.778	1.789	1.864	0.138	5.369	5.329	5.521	2.909	4.575	4.800	4.792
Ca	—	—	—	0.005	—	—	—	—	—	1.873	1.644	—
Na	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.292	0.269	—
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.033	0.035	—
Ni	0.010	0.010	0.003	—	—	0.010	—	0.029	—	—	—	0.016
f	0.09	0.09	0.09	0.08	0.92	0.10	0.07	0.08	0.03	0.08	0.06	0.04

Примечание. Ti, K, Co, V – не обнаружены; f – железистость; *Ol* – оливин, *En* – энстатит, *Chr-Mag* – хроммагнетит, *Tlc* – тальк, *Tr* – тремолит, *Srp* – серпентин, *Chl* – хлорит. Расчет ф. к. минералов произведен для *Ol*, *Chr-Mag* – на 4 атома кислорода, для *Srp*, *Chl* – на 14, для *En* – на 4, для *Tlc* – на 11, для *Tr* – на 46 зарядов (Locock, 2014).

* Суммарное содержание Fe.

Note. Ti, K, Co, V – not found; f – ferruginosity; *Ol* – olivine, *En* – enstatite, *Chr-Mag* – chrommagnetite, *Tlc* – talc, *Tr* – tremolite, *Srp* – serpentine, *Chl* – chlorite. Calculation of *a.p.f.u.* minerals were produced for *Ol*, *Chr-Mag* – by 4 oxygen atoms, for *Srp*, *Chl* – by 14, for *En* – by 4, for *Tlc* – by 11, for *Tr* – by 46 charges (Locock, 2014).

* Total Fe content.

Вопреки обычному (боуэновскому) порядку кристаллизации основных магм в нашем случае первыми начали выделяться кристаллы энстатита, как это наблюдалось и в ряде ультраосновных массивов Урала (Лапин, 2005). Овальные выделения сегрегаций энстатита уже отмечались в некоторых гипербазитовых массивах Урала (Хабарнинский, Нуралинский). В отличие от нашего случая они имели небольшие размеры (1–2 см). Их принято считать вторичными новообразованиями, возникшими при региональном кремнекислом мета-

соматозе предварительно серпентинизированных гипербазитов (Варлаков и др., 1998). Это утверждение повторяется и в других публикациях (Ферштатер, Пушкарев, 1991, 1992), но минералогических и петрографических доказательств этому не приводится. В частности, не показаны случаи развития оливина и энстатита по серпентиновой матрице породы, не доказана приуроченность овоидов энстатита к прожилкам и трещинам в породе. Как признак метасоматической природы выделений ортопироксена приводится радиально-лучи-

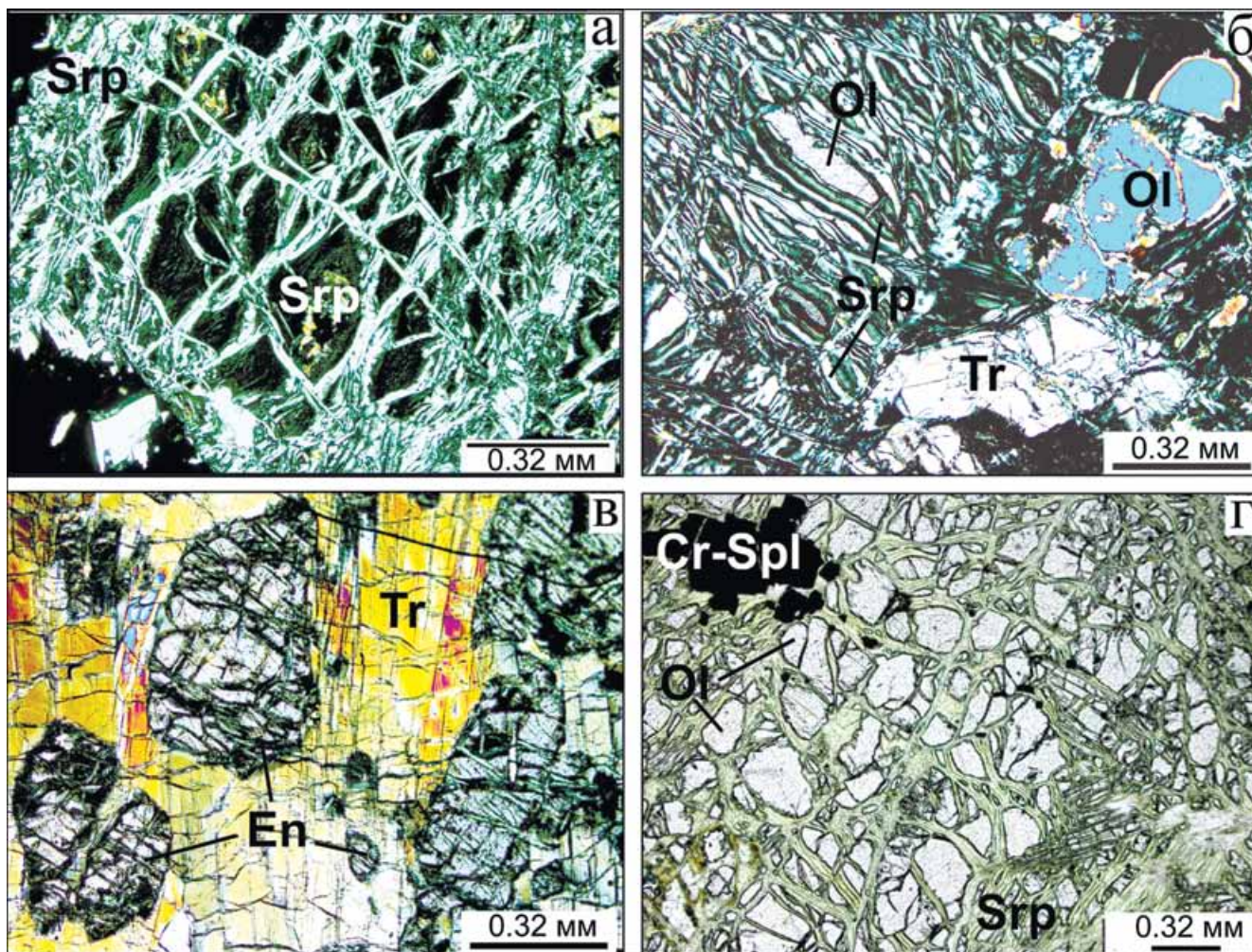


Рис. 6. Характер проявления вторичных изменений в гарцбургитах. Фото шлифов в проходящем (а–в) и отраженном (г) свете.

а – ячеисто-петельчатая серпентинизация (*Srp*) основной массы породы; б – реликтовые участки зерен оливина, разделенные шнурами серпентина с отдельными выделениями тремолита (*Tr*); в – в крупных кристаллах тремолита иногда сохраняются реликтовые зерна энстатита; г – скопления мелких зерен хромшпинелидов (*Chr-Spl*) в кристаллах оливина, рассеянных шнурами серпентина.

Fig. 6. The character of the manifestation of secondary alterations in harzburgites. Photo of thin sections in transmitted (a–в) and reflected (г) light.

а – cellular-loop serpentinization (*Srp*) of the bulk of the rock; б – relict areas of olivine grains separated by serpentine cords with separate segregations of tremolite (*Tr*); в – в крупных кристаллах тремолита иногда сохраняются реликтовые зерна энстатита; г – accumulations of small Cr-spinel grains (*Chr-Spl*) in olivine crystals dissected by serpentine cords.

стое строение их агрегатов. Однако эта структура характерна для роста расщепленных кристаллов в магматическом расплаве (Попов, 1984). Она проявлена в энстатитовых хондрах метеоритов (Mueller, Saxena, 1977; Chondrules..., 2019), которые никогда не подвергались серпентинизации. Естественно, не может быть и речи о вторичном образовании лучистых агрегатов энстатита в ходе десерпентинизации вещества метеоритов. Это находится в противоречии с реально наблюдаемыми протяженными дайками (более 70 м) мощностью 2–10 м гиганто-

зернистых ортопироксенитов, для которых трудно отрицать магматическое происхождение, среди линз гарцбургитов и вмещающих метаморфических сланцев в Тайгинском участке Ильменогорско-Вишневогорского комплекса (рис. 8). Радиально-лучистые кристаллы ортопироксена в них достигают в поперечнике 8–10 см. Наблюдения над морфологией границ соприкосновения крупных индивидов оливина и радиально-лучистого ортопироксена в таких телах (обнажение Гранатовая горка на северном берегу оз. Бол. Миассово) позво-

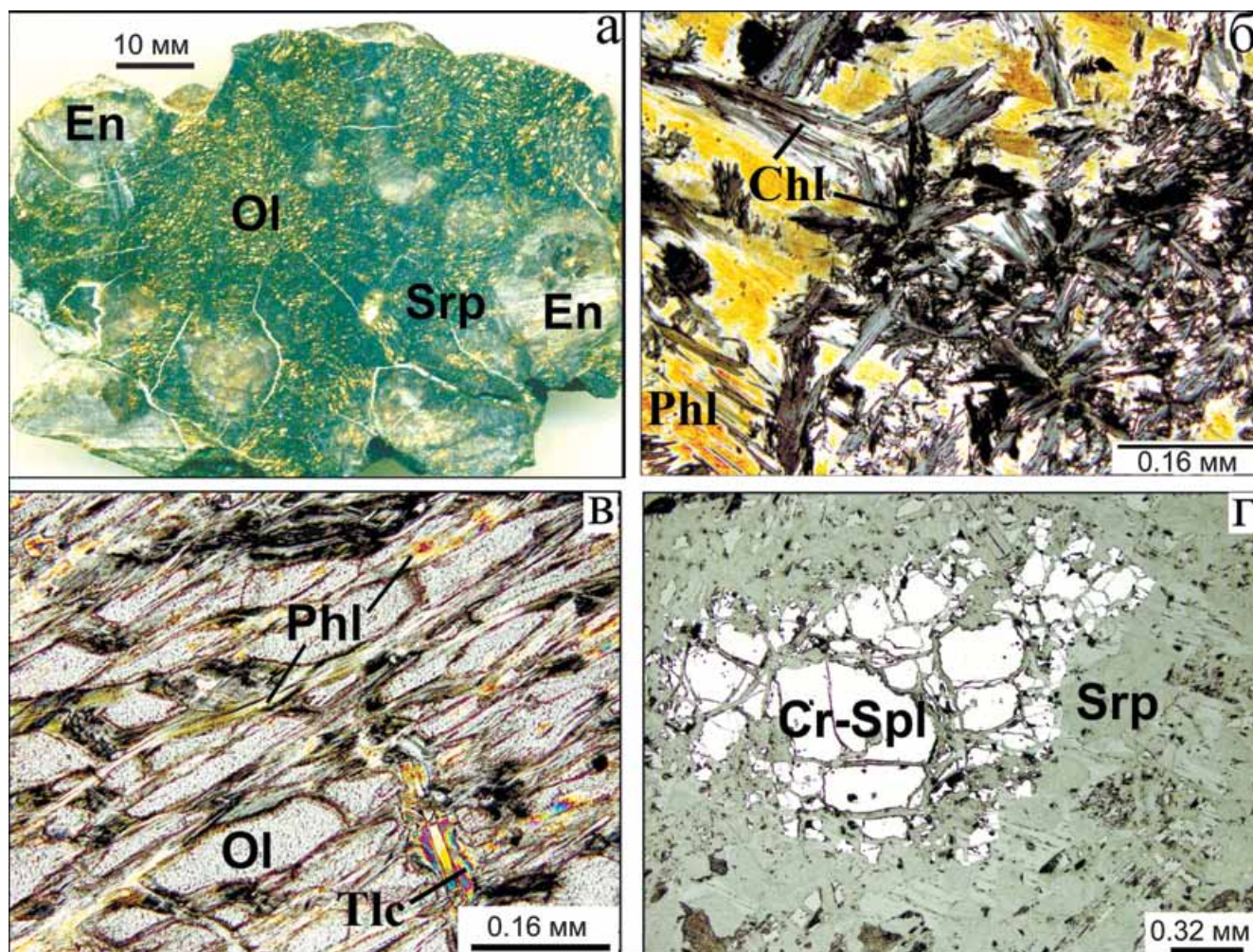


Рис. 7. Состав и строение матрикса гарцбургитов Тайгинского участка. Фото полированной поверхности образца (а) и шлифов пород (б–г).

а – оливин (*Ol*)-серпентиновая (*Srp*) масса цементирует округлые выделения энстатита (*En*); б – скопления пластинчатых кристаллов хлорита (*Chl*) и флогопита (*Phl*); в – пластинчатые выделения флогопита вдоль поверхностей спайности кристаллов оливина (*Ol*) и поперечные трещинки, заполненные чешуйками талька (*Tlc*); г – зерна хромшпинели (*Chr-Spl*), разбитые серпентиновыми жилками.

Fig. 7. Composition and structure of the harzburgite matrix of the Taiginsky area. Photo of the polished surface of the sample (a) and thin sections of rocks (б–г).

а – olivine (*Ol*)-serpentine (*Srp*) mass cements rounded enstatite (*En*) grains; б – accumulations of lamellar crystals of chlorite (*Chl*) and phlogopite (*Phl*); в – lamellar phlogopite segregations along the cleavage surfaces of olivine (*Ol*) crystals and transverse cracks filled with talc (*Tlc*) flakes; г – grains of chrome spinel (*Chr-Spl*), broken by serpentine veins.

лили В.А. Попову заявить, что эти минералы росли одновременно, а не замещали друг друга.

Порфириовидные выделения ортопироксена вообще характерны для гарцбургитов (Заварицкий, 1956; Саранчина, Шинкарев, 1967; Лапин, 2005; Магматические горные породы, 1983, 1988), но их округлые обособления встречаются действительно редко (Варлаков, 1978; Ферштатер, Пушкарев, 1991). Наш пример с нодулями в этом смысле уникален. Крупнозернистые перидотиты (С-тип) из ксенолитов в андезитовых лавах влк. Ирая на Фи-

липпинах, которые авторами описания считаются мантийными (Arai, Kida, 2000), тоже имеют порфирикластическую структуру, где ортопироксен вырастает до 1 см. Предполагается, что встречающихся совместно с ними тонкозернистые (0.1 мм) перидотиты (F-тип) возникли при метасоматозе десерпентинизированных перидотитов С-типа. Отличия в составе между энстатитами обоих типов (Al, Cr, Ca больше в первых) сходны с теми, что указаны для первичных и вторичных энстатитов в Хабаровинском массиве (Ферштатер, Пушка-

Таблица 4. Микрозондовые анализы минералов из метаортопироксенитов, вмещающих тело нодулярных гарцбургитов, мас. %

Table 4. Microprobe analyses of minerals from metaorthopyroxenites containing the body of nodular harzburgites, wt %

Минерал	<i>Ath</i>	<i>Ath</i>	<i>Ath</i>	<i>Ath</i>	<i>Ath</i>	<i>Chr-Mag</i>
№ пробы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	60.43	59.56	58.68	59.82	60.78	–
TiO ₂	0.10	–	–	–	–	–
Al ₂ O ₃	0.58	0.43	0.49	0.54	0.43	6.65
Cr ₂ O ₃	0.15	0.18	1.28	0.28	0.30	62.75
Fe ₂ O ₃ расч						0.32
FeO расч						23.00
FeO*	5.08	4.71	4.55	5.27	5.59	23.29
MgO	31.68	30.31	31.26	32.09	29.79	6.22
CaO	0.44	0.21	0.37	0.32	–	–
ZnO						0.36
NiO	0.18	0.27	0.12	–	–	–
Na ₂ O	–	0.66	–	0.16	–	–
Сумма	98.64	96.33	96.75	98.48	96.89	99.27
Формульные коэффициенты (<i>a.p.f.u.</i>)						
Si	7.9777	8.044	7.909	7.911	8.139	–
Ti	0.01	–	–	–	–	–
Al	0.091	0.068	0.078	0.084	0.068	0.272
Cr	0.016	0.019	0.136	0.029	0.032	1.721
Fe ³⁺ расч	–	–	–	0.059		0.008
Fe ²⁺ расч	0.561	0.532	0.513	0.519	0.626	0.667
Mg	6.235	6.103	6.282	6.320	5.946	0.322
Ca	0.062	0.030	0.053	0.045		–
Ni	0.019	0.029	0.013	–		–
Zn	–	–	–	–		0.009
Na	–	0.173	–	0.041		–
f	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.68

Примечание. Mn, K, V, F, Cl, S – не обнаружены; f – железистость; *Ath* – антофиллит, *Chr-Mag* – хроммагнетит. Расчет ф. к. минералов произведен для *Chr-Mag* – на 4 атома кислорода, для *Ath* – на 46 зарядов (Locock, 2014).

* Суммарное содержание Fe.

Note. Mn, K, V, F, Cl, S was not detected. f – iron content. *Ath* – antophyllite, *Chr-Mag* – chrommagnetite. Calculation of *a.p.f.u.* were produced for *Chr-Mag* – by 4 oxygen atoms, for *Ath* – by 46 charges (Locock, 2014).

* Total Fe.

рев, 1992). Это подтверждает гипотезу о возможности возникновения вторичных *Ol* и *En* при десерпентинизации. Состав энстатита и оливина из нодулей в гарцбургитах Тайгинского участка (см. табл. 2, 3) отвечает составу “первичных” *Ol* и *En* (С-тип (Arai, Kida, 2000)) (Ферштатер, Пушкарев,

Таблица 5. Анализы минералов из нодулярных гарцбургитов, использованные для определения температур их равновесия

Table 5. Analyses of minerals from nodular harzburgites used to determine their equilibrium temperatures

Порода	Нодули				Матрица		
№ таблицы	2				3		
№ анализа	13	20	2	18	1	5	4
Минерал	<i>Ol</i>	<i>Cr-Spl</i>	<i>En</i>	<i>Prg</i>	<i>Ol</i>	<i>Cr-Mag</i>	<i>En</i>
SiO ₂	41.75	–	56.33	46.32	41.02	–	56.95
TiO ₂	–	–	0.04	0.31			–
Al ₂ O ₃	–	21.91	1.52	13.01	–	2.31	0.44
Cr ₂ O ₃	–	41.33	–	0.61	–	39.91	–
Fe ₂ O ₃ расч		5.47				28.39	
FeO расч		23.34				28.61	
FeO _{общ}	8.88	28.26	5.66	2.95	8.77	54.16	5.36
MnO	–	0.16	0.04	0.10	–	0.08	0.06
MgO	49.12	7.82	35.77	20.08	49.67	2.57	36.37
CaO			0.12	11.25			0.14
Na ₂ O			–	2.44			–
K ₂ O			–	0.41			–
NiO	0.30	–	–	–	0.51	–	–
Сумма	99.85	100.19	99.48	97.52	99.97	99.03	99.32
T 1	603 °C				617 °C		
T 2			666 °C				690 °C

Примечание. Табл. 1 – по геотермометру (Fabries, 1979), табл. 2 – по геотермометру (Brey, Kohler, 1990). Расчеты выполнены Д.Е. Савельевым.

Note. Tabl. 1 – according to the geothermometer (Fabries, 1979), tabl. 2 – according to the geothermometer (Brey, Kohler, 1990). The calculations were performed by D.E. Saveliev.

1992). Показано (Trommsdorff et al., 1998), что разложение серпентина (антигорита) на оливин и энстатит может иметь место, но при этом образуются специфические древовидные структуры оливина, чего в нашем случае не наблюдается.

Тектонические линзы серпентинизированных гипербазитов и полимиктового серпентинитового меланжа среди гнейсов, кристаллосланцев и кварцитосланцев Ильмено-Вишневогорского комплекса – явление обычное. Необычно нахождение среди них блоков разнообразных магматических пород кайнотипного облика, практически не затронутых вторичными изменениями (В.Г. Кориневский, Е.В. Кориневский, 2006, 2014; Кориневский и др., 2017). К их числу следует отнести находки сапфирин-шпинелевых горнблендитов и нодулярных гарцбургитов на Тайгинском участке, глыбы разнообразных габброидов, горнблендитов и пироксенитов на западном побережье оз. Садок в окрестностях оз. Увильды (см. рис. 8). Все упомянутые

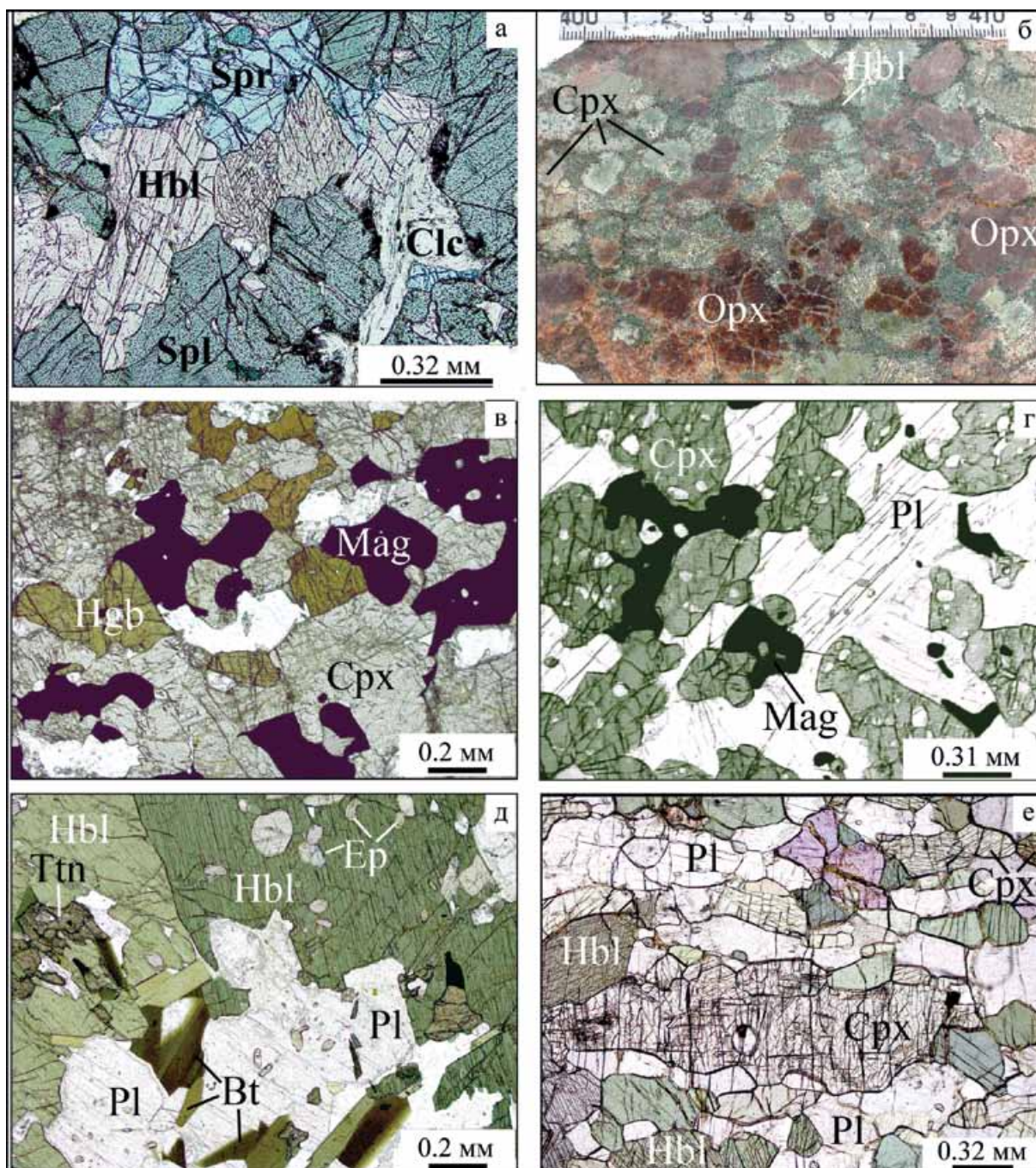


Рис. 8. Разновидности магматических пород, встречающихся совместно в виде глыб в линзах серпентинитового меланжа в Ильмено-Вишневогорском комплексе. Фото штуфа (б) и шлифов при скрещенных николях (а, в–е).

а – сапфирин-шпинелевый горнблендит из Тайгинского участка (см. рис. 1, точка 2) (Кориневский и др., 2017); б – порфировидный амфиболовый вебстерит, Осиновый мыс на оз. Бол. Ишкуль (В.Г. Кориневский, Е.В. Кориневский, 2006); в – хегбомит-титаномангнетитовый клинопироксенит, западное побережье оз. Садок (Кориневский и др., 2016); г – магнетит-клинопироксеновое анортитовое габбро, Осиновый мыс на оз. Бол. Ишкуль (Кориневский, Кориневский, 2006); д – биотит-амфиболовое лабрадорное габбро, Осиновый мыс на оз. Бол. Ишкуль (Кориневский, Кориневский, 2006); е – амфибол-пироксеновое анортитовое габбро, западное побережье оз. Садок (В.Г. Кориневский, Е.В. Кориневский, 2014). *Hbl* – амфибол, *Cpx* – клинопироксен, *Opx* – ортопироксен, *Spl* – шпинель, *Bt* – биотит, *Pl* – плагиоклаз (анортит, лабрадор), *Mag* – магнетит, титаномангнетит, *Ep* – эпидот, *Ttn* – титанит, *Ccl* – клинохлор, *Hgb* – хегбомит.

Fig. 8. Varieties of igneous rocks occurring together in the form of blocks in lenses of serpentinite melange in the Ilmeno-Vishnevogorsky complex. Photos of the hand specimen (б) and thin sections with crossed nicols (а, в–е).

a – sapphirine-spinel hornblende from the Taiginsky area (Fig. 1, point 2) (Korinevsky et al., 2017); 6 – porphyric amphibole websterite, Osinovyy Cape on Lake Bol. Ishkul (V.G. Korinevskii, E.V. Korinevskii, 2006); в – h  gbomite-titanomagnetite clinopyroxenite, western coast of Lake Sadok (Korinevsky et al., 2016); г – magnetite-clinopyroxene anorthite gabbro, Osinovyy Cape on Lake Bol. Ishkul (Korinevsky, Korinevsky, 2006); д – biotite-amphibole labradorite gabbro, Osinovyy Cape on Lake Bol. Ishkul (Korinevskii, Korinevskii, 2006); е – amphibole-pyroxene anorthite gabbro, western coast of Lake Sadok (V.G. Korinevskii, E.V. Korinevsky, 2014). *Hbl* – amphibole, *Cpx* – clinopyroxene, *Opx* – orthopyroxene, *Spl* – spinel, *Bt* – biotite, *Pl* – plagioclase (anorthite, labradorite), *Mag* – magnetite, titanomagnetite, *Ep* – epidote, *Ttn* – titanite, *Ccl* – clinocllore, *Hgb* – h  gbomite.

породы встречены в виде редких изолированных глыб в серпентинизированной матрице. Их обнажений не встречено в окружающих толщах, поэтому можно предполагать глубинное происхождение этих пород как фрагментов пород из низов земной коры, выведенных на поверхность серпентинитовыми протрузиями (В.Г. Кориневский, Е.В. Кориневский, 2014). К таким образованиям относятся и описанные нодулярные гарцбургиты северного побережья оз. Увильды и Тайгинского участка. Затронувшие их процессы серпентинизации (лизардит, а не антигорит) служат проявлением более поздних процессов регрессивного метаморфизма. Минералогических признаков образования энстатита (в том числе в нодулях) и оливина по предшествовавшим продуктам десерпентинизации (антигоритизации (Варлаков, 1978)) в породе не наблюдается. Особенности химического состава энстатита и оливина из описанных нами гарцбургитов аналогичны таковому у этих минералов из известных тел гарцбургитов, не подверженных метаморфическим преобразованиям (Заварицкий, 1956; Магматические горные породы, 1983, 1988; Mueller, Saxena, 1977).

Химический состав описанных пород (см. табл. 1, ан. 1–4) согласно классификационным критериям (Магматические горные породы, 1983) соответствует перидотитам, а их минеральный нормативный и модальный состав (*Ol* 23–40 мол. %, *En* 36–55 мол. %) характерен для гарцбургитов. В.В. Ревердатто с соавторами (2005) поддержали разделение перидотитов (Brueckner, Medaris, 2000) на мантийные и коровые и привели геохимические критерии для мантийных перидотитов: *MgO* – 26–49 %, *Cr* > 900 г/т, пониженные количества *FeO* – 7.0–13.5 мас. %, *TiO₂* < 0.4 мас. %, *Sm* < 0.5 г/т, *La* и *Yb* < 1.2 г/т, сумма *P3Э* < 10 г/т. Всем этим условиям отвечают описанные нодулярные серпентинизированные гарцбургиты северного побережья оз. Увильды. С ними ассоциируют меридиональные дайки гигантозернистых ортопироксенитов мощностью 1–10 м и протяженностью до 70 м (рис. 9). Они занимают секущее положение по отношению к перидотитам и окружающим гранат-биотитовым кристаллосланцам, что доказывает их более позднее внедрение. О подобной ситуации с дайками гигантозернистых ортопироксенитов сообщается в работе о Джидинской зоне палеозойд южного обрамления Сибирской платформы (Горнова, 2011). Считается, что мантийные (абис-

сальные) перидотиты, залегающие в фундаменте островных дуг, пересекаются транспортными каналами просачивания новообразованного расплава ортопироксенитового состава. Вероятно, и подобные южно-уральские дайки по времени становления очень оторваны от располагающихся рядом мантийных перидотитов и принадлежат уже к поздним островодужным образованиям.

По содержаниям *Sr*, *Ba*, *Rb* гарцбургиты Тайгинки близки к гарцбургитам Войкарского массива (Сначев и др., 2001, с. 155). Распределение в них *P3Э*, нормированных по хондриту (Sun, 1982) (табл. 6, рис. 10), носит U-образный характер, что типично для гипербазитов зоны Главного Уральского разлома. Выявленная *Eu*-аномалия аналогична таковой некоторых гарцбургитов Нуралинского (см. рис. 10, кривая 3) и Хабаровинского (см. рис. 10, кривая 8) массивов. В других пробах уральских гарцбургитов такая аномалия не отмечена. В целом содержания и распределение *P3Э* в нодулярных гарцбургитах укладываются в пределы колебаний *P3Э* в остальных гарцбургитах Урала.

Приведенные нами петрографические наблюдения свидетельствуют в пользу существования магматического расплава ультраосновного состава. Они подтверждают заключение А.А. Маракушева (1994) о том, что интрузии дунит-гарцбургитовой формации образуются при кристаллизации расплава, отделившегося от мантийного субстрата при полном его плавлении. Этим автором подчеркивается особая роль при этом процессов ликвации. Об этом говорится и в работе (Hatch et al., 1972), где описаны трубчатые тела и дайки дунитов, пересекающие горизонты расслоенного Бушвельдского лополита. По мнению этих авторов, все структурные признаки указывают на то, что данные породы образовались в результате прямой кристаллизации из расплава. Ксенолиты ультрамафитов в базальтоидах островных дуг содержат минералы (шпинели, клинопироксены), в которых имеются первичные расплавные включения. Это также доказывает магматическое (расплавное) происхождение вмещающих их пород.

Яркий пример справедливости мнения о существовании расплавов гарцбургитового состава привели в давней работе В.Ф. Белый и М.Л. Гельман (1983). В изометричной вулканоструктуре поперечником около 10 км горы Длинной на Корякском нагорье (п-ов Валижген) среди терригенных слабо деформированных пород верхнего мела они описа-



Рис. 9. Гигантозернистая структура дайки энстатитов среди гранат-биотитовых гнейсов в 3.5 км северо-западнее пос. Тайгинка. Координаты южного выхода – 55°38'46.8" с. ш., 60°29'14.9" в. д., северного – 55°38'48.4" с. ш., 60°29'16.2" в. д. Фото В.М. Лежнева.

Fig. 9. Giant-grained structure of enstatite dyke among garnet-biotite gneisses in 3.5 km to northwest of Taiginka. The coordinates of the southern outcrop are 55°38'46.8" N, 60°29'14.9" E, the north – 55°38'48.4" N, 60°29'16.2" E. Photo by V.M. Lezhnev.

Таблица 6. Содержание редкоземельных элементов в некоторых гарцбургитах Урала, г/т

Table 6. REE in some harzburgites of the Urals, ppm

№	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE
1	0.64	0.75	0.1	0.37	0.09	0.02	0.13	0.02	0.13	0.03	0.1	0.02	0.18	0.03	2.61
2	0.63	1.13	0.13	0.56	0.09	0.06	0.22	0.04	0.23	0.06	0.18	0.03	0.21	0.04	3.61
3	0.02	0.05	0.01	0.07	0.03	0.01	0.06	0.01	0.07	0.02	0.05	0.01	0.05	0.01	0.47
4	0.08	0.15	0.02	0.10	0.02	0.01	0.03	0.004	0.04	0.01	0.03	0.004	0.04	0.01	0.58
5	0.06	0.14	0.02	0.08	0.02	0.04	0.03	0.01	0.04	0.01	0.02	0.004	0.03	0.005	0.51
6	0.002	0.01	0.001	0.01	0.003	0.002	0.01	0.003	0.03	0.01	0.04	0.01	0.05	0.01	0.19
7	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01	0.005	0.02	0.005	0.04	0.01	0.04	0.01	0.07	0.01	0.30
8	0.04	0.13	0.02	0.11	0.04	0.01	0.06	0.02	0.14	0.04	0.10	0.02	0.12	0.02	0.87

Примечание. 1 – нодулярный гарцбургит Тайгинского участка (наши данные); 2 – гарцбургит массива Южный Крака (Сначев и др., 2001); 3 – гарцбургит Нуралинского массива (Spadea et al., 2003); 4, 5 – гарцбургиты Миндякского массива (Spadea et al., 2003); 6 – гарцбургит Войкарского массива (Sharma et al., 1995); 7, 8 – гарцбургиты Хабаровинского массива (Пушкарев, 1998).

Note. 1 – nodular harzburgite of the Taiginka area (our data); 2 – harzburgite from the South Kraka massif (Snachev et al., 2001); 3 – harzburgite of the Nuralinsky massif (Spadea et al., 2003); 4, 5 – harzburgites of the Mindyak massif (Spadea et al., 2003); 6 – harzburgite of the Voikar massif (Sharma et al., 1995); 7, 8 – harzburgites of the Khabarnyi massif (Pushkarev, 1998).

ли согласные лавовые потоки и рвущие экструзивные тела гарцбургитового состава. Лавовые потоки гарцбургитов имеют массивную сердцевину и лавобрекчиевую оторочку в кровле, подошве и на выклинке. Мощности таких потоков находятся в

пределах 2.5–15.0 м. Наиболее характерной структурой для них является порфировая, при которой вкрапленники оливина и ортопироксена имеют поперечник до 1–3 мм и цементируются более тонкозернистым серпентинизированным агрегатом этих

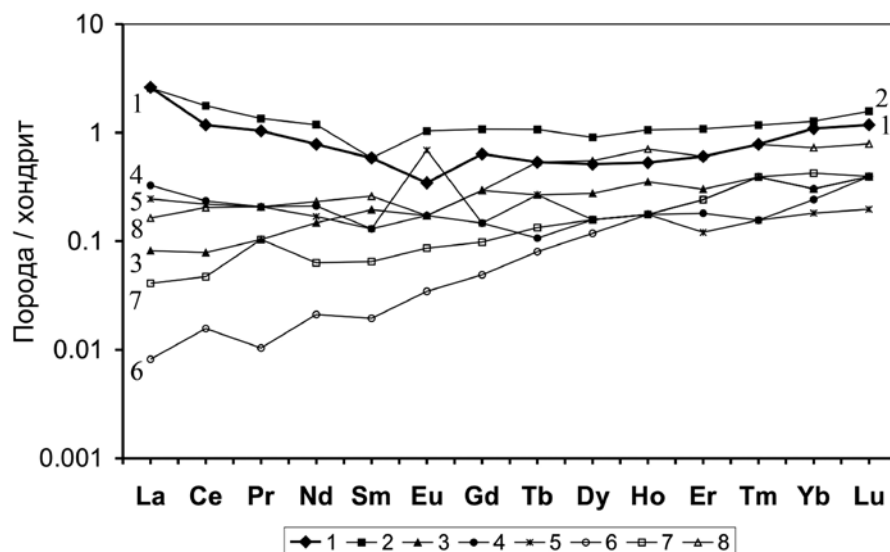


Рис. 10. Диаграмма распределения РЗЭ в гарцбургитах Урала (по данным табл. 5).

Fig. 10. Diagram of REE distribution in harzburgites of the Urals (according to Table 5).

же минералов. Эти данные являются неоспоримым доказательством существования расплава гарцбургитового состава, сложенного кристаллами оливина (до 50% объема), ортопироксена (15–25%), а также хромшпинелей (до 1%) и клинопироксена (до 3%). Породы серпентинизированы, но первоначальная форма кристаллов сохраняется. Они образуют гломеропорфировые сростки до 3 мм в поперечнике, довольно равномерно распределенные в мелкозернистой основной массе породы. В сростках участвуют кристаллы оливина (форстерита), ортопироксена (энстатита), клинопироксена (диопсида) и хромшпинелидов. Состав пород и минералов был проанализирован современными методами, в том числе на микрозонде. Для сравнения наряду с нашими породами и минералами мы привели (см. табл. 1, 2) часть анализов из цитированной работы (Белый, Гельман, 1983). Из сравнения следует вывод о полной аналогии составов упомянутых пород Корякского нагорья и нодулярных гарцбургитов Южного Урала. Те и другие по составу не отличаются от гарцбургитов складчатых поясов (Магматические горные породы, 1988), обладая низкой железистостью и тем же набором хромшпинелидов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На северном побережье южно-уральского оз. Увильды в последние годы среди линз серпентинитового меланжа выявлены крупные выходы амфиболитовых ортопироксенитов. Участками они содержат тела редких разновидностей ультраосновных пород: описанных ранее (Кориневский и др., 2017) сапфирин-шпинелевых горнблендитов и недав-

но обнаруженных нодулярных ультрабазитов. Последние обладают необычной структурой – хондровой, аналогичной той, что характерна для каменных метеоритов (Левин, 1965). Огромные, по сравнению с метеоритными, изометричные образования диаметром 2–7 см сложены скоплениями очень крупных кристаллов энстатита, частично замещенных тремолитом, тальком, флогопитом, хлоритом. По морфологии и составу эти сферические тела (нодулы) подобны радиальным энстатитовым хондрам метеоритов (Mueller, Saxena, 1977). Описаний подобных структур в зарубежной литературе по ультраосновным породам Земли неизвестно (Wolff, 1978; Paktunç, 1984; Johnson et al., 2004; Магматические горные породы, 1988). На Урале они лишь упоминаются (Варлаков, 1978; Ферштатер, Пушкарев, 1991; Лапин, 2005).

Цементирует нодулы серпентинизированная мелкозернистая масса, содержащая многочисленные реликтовые блоки форстерита и в меньшем количестве – энстатита, а также кристаллы вторичного тремолита. В нодулях чаще, чем тремолит, развит магнезиогорнбленд, а встречающиеся иногда кристаллы паргасита можно отнести к первичным минералам. Между зернами энстатита, оливина и внутри них неравномерно распределена редкая мелкая вкрапленность характерных для перидотитов хромшпинелидов и пентландита. Взаимоотношения кристаллов энстатита из нодул с окружающими их цементирующей массой свидетельствуют о сходстве условий их кристаллизации с таковыми для гломеропорфировых сростков в разнообразных магматических породах (Заварицкий, 1956; Саранчина, Шинкарев, 1967; Белый, Гельман, 1983; Магматические горные породы, 1983, 1988; Лапин, 2005).

Наши данные являются новым доказательством правоты представлений о существовании расплавов ультраосновного состава (Hatch et al., 1972; Белый, Гельман, 1983; Магматические горные породы, 1983, 1988; Маракушев, 1994), кристаллизация которых в земной коре приводит к появлению интрузивных масс перидотитов и дунитов, к излияниям меймечитов, пикритов, коматиитов, гарцбургитовых лав. Видимо, эта точка зрения должна быть равноправной с существующими гипотезами (Bowen, 1928; Bowen, Tuttle, 1949; Ringwood, 1975) о внедрении ультрамафитов в земную кору в виде горячего диапира “кристаллической каши” или в результате застывания отделившегося кумулата при дифференциации очагов базальтовой магмы (Wager, Brown, 1968).

Описанные экзатитовые нодулы можно считать фенокристаллами и гломеропорфировыми сростками в родоначальной гарцбургитовой магме. Доказательств их вторичной природы (метасоматического образования при десерпентинизации гарцбургитов) не обнаружено.

Благодарности

Автор признателен В.М. Лежневу за обнаружение выходов уникальных пород и помощь в отборе образцов. Эта работа не была бы осуществлена без активного содействия и помощи С.В. Колисниченко. Особая благодарность специалисту по ультрамафитам Д.Е. Савельеву за ценные советы, расчеты температур равновесия минералов, информационную помощь. Благодарю за исследования коллег по Институту минералогии УрО РАН: В.А. Котлярова, К.А. Филиппову и М.С. Свиренко, а Е.В. Кориневского – за помощь в подготовке иллюстраций, расчеты давлений по геобарометрам. Автор благодарен рецензенту за замечания по оформлению рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белый В.Ф., Гельман М.Л. (1983) Ультраосновные изверженные породы в юго-западной части Корякского нагорья. *Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм*. Новосибирск: Наука, 138-149.
- Берзин С.В., Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Хиллер В.В. (2013) Особенности минерального и геохимического состава метеорита “Челябинск”. *Литосфера*, (3), 106-117.
- Варлаков А.С. (1978) Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 239 с.
- Варлаков А.С. (1999) Серпентины ультраосновных пород Урала. *Урал. минер. сборник № 9*. Миасс: ИМин УрО РАН, 78-101.
- Варлаков А.С., Кузнецов Г.П., Кораблев Г.Г., Муркин В.П. (1998) Гипербазиты Вишневогорско-Ильменогорского метаморфического комплекса (Южный Урал). Миасс: УрО РАН, 195 с.
- Горнова М.А. (2011) Геохимия и петрология надсубдукционных перидотитов. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Иркутск: Ин-т геохимии СО РАН, 42 с.
- Ерохин Ю.В., Коротев В.А., Хиллер В.В., Иванов К.С., Захаров А.В. (2019) Вещественный состав метеорита Северный Колчим. *Вестн. Перм. ун-та. Геология*, **18**(3), 194-204.
- Заварицкий А.Н. (1956) Изверженные горные породы. М.: АН СССР, 479 с.
- Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. (2006) Новое в геологии, петрографии и минералогии Ильменских гор. Миасс: ИМин УрО РАН, 102 с.
- Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. (2014) Фрагменты пород основания земной коры в структуре Ильмено-Вишневогорского комплекса. *Урал. геол. журн.*, (1), 68-72.
- Кориневский В.Г., Кориневский Е.В., Котляров В.А., Лебедева С.М., Блинов И.А., Миронов А.Б., Штенберг М.В. (2017) Сапфирин-шпинелевые горнблэндиты Ильмено-Вишневогорского комплекса. *Литосфера*, (1), 68-95.
- Кориневский В.Г., Котляров В.А., Кориневский Е.В., Миронов А.Б., Штенберг М.В. (2016) Магнезиохёгбмит $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Zn})_8(\text{Al}, \text{Ti}, \text{Fe}^{3+})_{20}\text{O}_{38}(\text{OH})_2$ из Ильмено-Вишневогорского комплекса. *Минералогия*, (2), 20-33.
- Лапин Б.Н. (2005) Атлас структур ультраосновных пород Урала. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал “ГЕО”, 184 с.
- Левин Б.Ю. (1965) Происхождение метеоритов. *Успехи физ. наук*, **86**(1), 41-67.
- Магматические горные породы. В 6 т. Гл. ред. О.А. Богатиков. Т. 1. Классификация, номенклатура, петрография (1983). М.: Наука, 367 с.
- Магматические горные породы. В 6 т. Гл. ред. О.А. Богатиков. Т. 5. Ультраосновные породы (1988). М.: Наука, 508 с.
- Маракушев А.А. (1994) Положение платиновых металлов в системе экстремальных состояний элементов и формационные типы их месторождений. *Платина России*. М.: Геоинформмарк, 206-229.
- Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В. (1979) Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей. *Условия образования магматических рудных месторождений*. М.: Наука, 65-79.
- Петрографический словарь (1981). Под ред. В.П. Петрова. М.: Недра, 496 с.
- Попов В.А. (1984) Практическая кристалломорфология минералов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 191 с.
- Пушкарев Е.В. (1998) Источенные лепролиты Хабарнинского массива на Южном Урале. *Ежегодник-1997 ИГиГ УрО РАН*. Екатеринбург: УрО РАН, 109-111.
- Реведаatto В.В., Селятицкий А.Ю., Ремизов Д.Н., Хлестов В.В. (2005) Геохимические различия “мантийных” и “коровых” перидотитов и пироксенитов высоких/сверхвысоких давлений. *Докл. РАН*, **400**(1), 93-97.
- Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Кузнецов Н.Б., Калинина Е.А., Дубинина С.В., Аристов В.А. (2007) Геодинамическая природа серпентинитовых меланжей на Южном Урале. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, **82**(1), 32-47.
- Саранчина Г.М., Шинкарев Н.Ф. (1967) Петрография магматических и метаморфических пород. Л.: Недра, 324 с.
- Сначев В.И., Савельев Д.Е., Рыкус М.В. (2001) Петрогеохимические особенности пород и руд габбро-гипербазитовых массивов Крака. Уфа: ДизайнПресс, 212 с.
- Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В. (1991) Дунит-клинопироксенит-габбровая формация Хабарнинского массива. *Петрология постгарцбургитовых интрузивов Кемпирсайско-Хабарнинской офиолитовой ассоциации*

- (Южный Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 81-160.
- Ферштатер Г.Б., Пушкарёв Е.В. (1992) Новый тип платиноидной минерализации в офиолитах Урала. *Ежегодник-1991*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 117-120.
- Шарыгин В.В., Колисниченко С.В. (2017) Яраткулова – новый H-хондрит на Урале: минералогические данные. *Минералогия*, (1), 1-15.
- Arai S., Kida M. (2000) Origin of fine-grained peridotite xenoliths from Iraya volcano of Batan island, Philippines: deserpentinization or metasomatism at the wedge mantle beneath an incipient arc? *The Island Arc*, (9), 458-471.
- Bowen N.L. (1928) The evolution of the igneous rocks. Princeton. N. Y., Princeton University Press, 332 p.
- Bowen N.L., Tuttle O.F. (1949) MgO–SiO₂–H₂O. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **60**, 439-460.
- Brueckner H.K., Medaris L.G. (2000) A general model for the intrusion and evolution of “mantle” garnet peridotites in high-pressure and ultrahigh-pressure metamorphic terranes. *J. Metamorph. Geol.*, **18**, 123-133.
- Chondrules: Records of Protoplanetary Disk Processes (2019). Ed. by S.S. Russell, H.C. Connolly Jr., A.N. Krot. Cambridge, Cambridge University Press, 450 p.
- Fabries J. (1979) Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contrib. Miner. Petrol.*, **69**(4), 329-336. DOI: 10.1007/BF00372258
- Hammarström J.M., Zen E.-A. (1986) Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Amer. Miner.*, **71**(11/12), 1297-1313.
- Hatch F.N., Wells A.K., Wells M.K. (1972) Petrology of the igneous rocks. L., Thomas Murby & Co, 512 p.
- 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.
- Johnson K.I., Brady J.B., MacFalan W.A., Thomas R.B., Poulsen C.J., Sincok M.J. (2004) Precambrian meta-ultramafic rocks from the Tobacco Root Mountains, Montana. *Spec. Pap.*, **377**. *Geol. Soc. Amer., Montana, Boulder, Colorado*, 71-87.
- Locock A.J. (2014) An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Comp. Geosci.*, **62**, 1-11.
- Mueller R.F., Saxena S.K. (1977) Chemical petrology. Springer-Verlag, N.Y.; Heidelberg; Berlin, 394 p.
- Paktunç A.D. (1984) Metamorphism of the ultramafic rocks of the Thompson mine, Thompson nickel belt, Northern Manitoba. *Canad. Miner.*, **22**, 77-91.
- Ringwood A.E. (1975) Composition and petrology of the Earth's mantle. N. Y., McGraw-Hill, 618 p.
- Roduit N. (2014) JMicroVision, Image analysis toolbox for measuring and quantifying components of high-definition images. Version 2.7. URL: <http://www.jmicrovision.com>.
- Schmidt M.W. (1991) Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650 °C, 3.5–13.0 kbar. *Terra Abstr.*, **3**(1), 30.
- Sharma M., Wasserburg G.J., Papanastassiou D.F.A., Quick J.E., Sharkov E.V., Laz'ko E.E. (1995) High ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd in extremely depleted mantle rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **135**, 101-114.
- Spadea P., Zanetti A., Vannucci R. (2003) Mineral chemistry of ultramafic massifs in the Southern Uralides orogenic belt (Russia) and the petrogenesis of the Lower Palaeozoic ophiolites of the Uralian Ocean. *Ophiol. Earth Hist. Spec. Publ.* **218**. Lond., Geol. Soc., 567-596.
- Sun S.S. (1982) Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 179-192.
- Trommsdorff V., López Sánchez-Vizcaino V., Cómez-Pugnaire M.T., Müntener O. (1998) High pressure breakdown of antigorite to spinifex-textured olivine and orthopyroxene, SE Spain. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **132**, 139-148.
- Wager L.P., Brown G.M. (1968) Layered igneous rocks. Edinburg; London, Oliver & Boyd, 588 p.
- Whitney D.L., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Amer. Miner.*, **95**, 185-187.
- Wolff R.A. (1978) Ultramafic lenses in the Middle Ordovician Partridge formation, Bronson Hill anticlinorium, Central Massachusetts. *Contribution No. 34. Department of Geology and Geography, University of Massachusetts, Amherst, Massachusetts*, 165 p.

REFERENCES

- Hammarström J.M., Zen E.-A. (1986) Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Amer. Miner.*, **71**(11/12), 1297-1313.
- Hatch F.N., Wells A.K., Wells M.K. (1972) Petrology of the igneous rocks. L., Thomas Murby & Co, 512 p.
- 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.
- Igneous rocks. Ed. by O.A. Bogatkov. V. 1. Classification, nomenclature, petrography (1983). Moscow, Nauka Publ., 367 p. (In Russian)
- Igneous rocks. Ed. by O.A. Bogatkov. V. 5. Ultrabasic rocks (1988). Moscow, Nauka Publ., 508 p. (In Russian)
- Johnson K.I., Brady J.B., MacFalcon W.A., Thomas R.B., Poulsen C.J., Sincock M.J. (2004) Precambrian meta-ultramafic rocks from the Tobacco Root Mountains, Montana. *Spec. Pap. 377. Geol. Soc. Amer., Montana, Boulder, Colorado*, 71-87.
- Korinevsky V.G., Korinevsky E.V. (2006) The new in geology, petrography and mineralogy of the Ilmeny Mountains. Miass, IMin UrO RAN Publ., 102 p. (In Russian)
- Korinevsky V.G., Korinevsky E.V. (2014) Fragments of rocks of the bottom of earth's crust in the structure of the Ilmeno-Vishnevogorsky complex. *Ural. Geol. Zhurn.*, (1), 68-72. (In Russian)
- Korinevsky V.G., Korinevsky E.V., Kotlyarov V.A., Lebedeva S.M., Blinov I.A., Mironov A.B., Shtenberg M.V. (2017) Sapphirine-spinel hornblendites of the Ilmeno-Vishnevogorsky complex. *Lithosfera*, (1), 68-95. (In Russian)
- Korinevsky V.G., Kotlyarov V.A., Korinevsky E.V., Mironov A.B., Shtenberg M.V. (2016) Magnesiohögbohmite $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Zn})_8(\text{Al}, \text{Ti}, \text{Fe}^{3+})_{20}\text{O}_{38}(\text{OH})_2$ from the Ilmeno-Vishnevogorsky complex. *Mineralogiya*, (2), 20-33. (In Russian)
- Lapin B.N. (2005) Atlas of structures of ultrabasic rocks of the Urals. Novosibirsk, GEO Publ., 184 p. (In Russian)
- Levin B.Yu. (1965) The origin of meteorites. *Uspekhi Fizicheskoi Nauki*, **86**(1), 41-67. (In Russian)
- Locock A.J. (2014) An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Comp. Geosci.*, **62**, 1-11.
- Marakushev A.A. (1994) The position of platinum metals in the system of extreme states of elements and the formation types of their deposits. *Platinum of Russia*. Moscow, Geoinformmark Publ., 206-229. (In Russian)
- Mueller R.F., Saxena S.K. (1977) Chemical petrology. Springer-Verlag. N.Y.; Heidelberg; Berlin, 394 p.
- Paktunç A.D. (1984) Metamorphism of the ultramafic rocks of the Thompson mine, Thompson nickel belt, Northern Manitoba. *Canad. Miner.*, **22**, 77-91.
- Pavlov N.V., Grigorieva I.I., Grishina N.V. (1979) Formation and genetic types of chromite deposits in geosynclinal regions. *Formation conditions for magmatic ore deposits*. Moscow, Nauka Publ., 65-79. (In Russian)
- Petrographic dictionary (1981). Ed. by V.P. Petrov. Moscow, Nedra Publ., 496 p. (In Russian)
- Popov V.A. (1984) Applied crystallomorphology of minerals. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR Publ., 191 p. (in Russian)
- Pushkarev E.V. (1998) Depleted Iherzolites of the Khabarnsky massif in the Southern Urals. *Ezhgodnik-1997 IGG UrO RAN*. Yekaterinburg, UrO RAN Publ., 109-111. (In Russian)
- Reverdatto V.V., Selyatitskii A.Yu., Remizov D.N., Khlestov V.V. (2005) Geochemical differences between "mantle" and "crustal" peridotites and high / ultrahigh pressure pyroxenites. *Dokl. RAN*, **400**(1), 93-97. (In Russian)
- Ringwood A.E. (1975) Composition and petrology of the Earth's mantle. N. Y., McGraw-Hill, 618 p.
- Roduit N. (2014) JMicroVision, Image analysis toolbox for measuring and quantifying components of high-definition images. Version 2.7. URL: <http://www.jmicrovision.com>.
- Ryazantsev A.V., Razumovskii A.A., Kuznetsov N.B., Kalinina E.A., Dubinina S.V., Aristov V.A. (2007) Geodynamic nature of serpentinite melange in the Southern Urals. *Byull. MOIP, Geol.*, **82**(1), 32-47. (In Russian)
- Saranchina G.M., Shinkarev N.F. (1967) Petrography of igneous and metamorphic rocks. L., Nedra Publ., 324 p. (In Russian)
- Schmidt M.W. (1991) Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650 °C, 3.5–13.0 kbar. *Terra Abstr.*, **3**(1), 30.
- Sharma M., Wasserburg G.J., Papanastassiou D.F.A., Quick J.E., Sharkov E.V., Laz'ko E.E. (1995) High $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in extremely depleted mantle rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **135**, 101-114.
- Sharygin V.V., Kolisnichenko S.V. (2017) Yaratkulova – new H-chondrite in the Urals: mineralogical data. *Mineralogiya*, (1), 1-15. (In Russian)
- Snachev V.I., Savel'iev D.E., Rykus M.V. (2001) Petrogeochemical features of rocks and ores of gabbro-hyperbasite massifs of Kraka. Ufa, DesignPress Publ., 212 p. (In Russian)
- Spadea P., Zanetti A., Vannucci R. (2003) Mineral chemistry of ultramafic massifs in the Southern Uralides orogenic belt (Russia) and the petrogenesis of the Lower Palaeozoic ophiolites of the Uralian Ocean. *Ophiol. Earth Hist. Spec. Publ.* **218. Lond., Geol. Soc.**, 567-596.
- Sun S.S. (1982) Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 179-192.
- Trommsdorff V., López Sánchez-Vizcaino V., Cómez-Pugnaire M.T., Müntener O. (1998) High pressure breakdown of antigorite to spinifex-textured olivine and orthopyroxene, SE Spaine. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **132**, 139-148.
- Varlakov A.S. (1978) Petrography, petrochemistry and geochemistry of hyperbasites of the Orenburg Urals. Moscow, Nauka Publ., 239 p. (In Russian)
- Varlakov A.S. (1999) Serpentines of ultrabasic rocks of the Urals. *Ural. Mineral. Sbornik No. 9*. Miass, IMin UrO RAN Publ., 78-101. (In Russian)
- Varlakov A.S., Kuznetsov G.P., Korablev G.G., Murkin V.P. (1998) Hyperbasites of the Vishnevogorsk-Ilmenogorsky metamorphic complex (South Urals). Miass, UrO RAN Publ., 195 p. (In Russian)
- Wager L.P., Brown G.M. (1968) Layered igneous rocks. Edinburg; L., Oliver & Boyd, 588 p.
- Whitney D.L., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Amer. Miner.*, **95**, 185-187.
- Wolff R.A. (1978) Ultramafic lenses in the Middle Ordovician Partridge formation, Bronson Hill anticlinorium, Central Massachusetts. *Contribution no. 34. Department of Geology and Geography, University of Massachusetts, Amherst, Massachusetts*, 165 p.
- Zavaritsky A.N. (1956) Eruptive rocks. Moscow, AN SSSR Publ., 479 p. (In Russian)

УДК 552.63+523.681.2

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-409-430

Уточнение классификации и характеристика включений в метеорите Северный Колчим (НЗ.4)

С. В. Берзин, К. А. Дугушкина, М. В. Червяковская, В. С. Червяковский, Е. А. Панкрушина,
Е. В. Бурлаков

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

Поступила в редакцию 17.07.2020 г., принята к печати 15.03.2021 г.

Объект исследования. Фрагменты метеорита Северный Колчим. **Материалы и методы.** Изучение метеорита Северный Колчим выполнено в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН. Изучение класта и включений производилось на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390LV фирмы JEOL с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 фирмы Oxford Instruments. Валовый состав анализировался при съемке ЭДС спектров с площади хондры на срезе. Состав минералов изучался на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX-100. Измерение содержаний редких элементов в оливине осуществлялось на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой NexION 300S (PerkinElmer) с приставкой для лазерной абляции NWR 213 (ESI) при диаметре кратера 25 мкм. **Результаты.** По совокупности петрографических и минералогических признаков классификация метеорита Северный Колчим была уточнена как НЗ.4. Кроме того, данный метеорит может быть также дополнительно классифицирован как геномиктовая брекчия (Genomict breccia). В метеорите Северный Колчим был изучен класт размером 6 × 6 мм, сложенный хондритом НЗ.9. Он имеет несколько более высокую степень ударных преобразований S2, чем вмещающий хондрит. В метеорите были найдены и изучены тугоплавкие богатые форстеритом включения (англ. *refractory forsterite rich objects*). Включения сложены низкожелезистым форстеритом ($f = 0.004–0.2$, где f – отношение $Fe/(Fe + Mg)_{\text{мол.}}$). **Заключение.** Предполагается, что порфировые оливиновые хондры, состоящие из тугоплавкого форстерита и высококальциевого стекла в мезостазисе, скорее всего, являются родительскими для тугоплавких богатых форстеритом включений. Найденные в матрице хондрита обогащенные Al хондры и пироксеновые хондры с тридимитом, вероятнее всего, являются ксеногенными и происходят из области формирования энстатитовых хондритов.

Ключевые слова: метеорит, хондрит, класт, брекчия, микроксенолиты, тугоплавкие богатые форстеритом включения, Al-хондры, высокомагнезиальные хондры

Источник финансирования

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-35-90059, изучение методом лазерной абляции проведено в ЦКП УрО РАН “Геоаналитик” в рамках темы № АААА-А18-118053090045-8 государственного задания ИГГ УрО РАН

Classification and characteristic of inclusions in the Severny Kolchim meteorite (H3.4)

Stepan V. Berzin, Kseniya A. Dugushkina, Maria V. Chervyakovskaya, Vasiliy S. Chervyakovskiy,
Elizaveta A. Pankrushina, Evgeniy V. Burlakov

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

Received 17.07.2020, accepted 15.03.2021

Research subject. Fragments of the Severny Kolchim meteorite. **Materials and methods.** The study was performed in the *Geoanalyst* Centre for Collective Use, Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS. The clast and inclusions were studied using a scanning electron microscope JSM-6390LV from JEOL with an energy dispersing attachment INCA Energy 450 X-Max 80. The bulk chondrule compositions were obtained by EDS analysis of whole chondrule areas in thin

Для цитирования: Берзин С.В., Дугушкина К.А., Червяковская М.В., Червяковский В.С., Панкрушина Е.А., Бурлаков Е.В. (2021) Уточнение классификации и характеристика включений в метеорите Северный Колчим (НЗ.4). *Литосфера*, 21(3), 409–430. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-409-430

For citation: Berzin S.V., Dugushkina K.A., Chervyakovskaya M.V., Chervyakovskiy V.S., Pankrushina E.A., Burlakov E.V. (2021) Classification and characteristic of inclusions in the Severny Kolchim meteorite (H3.4). *Litosfera*, 21(3), 409–430. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-409-430

© С.В. Берзин, К.А. Дугушкина, М.В. Червяковская, В.С. Червяковский, Е.А. Панкрушина, Е.В. Бурлаков, 2021

sections. The composition of minerals was studied using an electron microprobe analyser Cameca SX100 equipped with five wavelength spectrometers. The concentrations of trace elements in olivine were measured using a mass spectrometer with inductively coupled plasma NexION 300S (PerkinElmer) with a laser ablation attachment NWR 213 (ESI) at a crater diameter of 25 microns. *Results.* According to the revealed set of petrographic and mineralogical features, the meteorite was clarified as H3.4. In addition, this meteorite can be further classified as genomict breccia. In the Severny Kolchim meteorite, a 6×6 mm clast fragment composed of chondrite H3.9 was studied. This inclusion has a slightly higher degree of S2 shock transformations compared to the host rock. Refractory forsterite-rich objects were found and studied. These inclusions are composed of low-ferroan forsterite ($f = 0.004-0.2$, f – ratio $Fe/(Fe + Mg)_{mol}$). *Conclusion.* The porphyry olivine chondrules consisting of refractory forsterite and high-calcium glass in mesostasis are likely to be parental to the refractory forsterite-rich inclusions. Al-rich chondrules and pyroxene chondrule with tridymite identified in the matrix of the chondrite are likely to be xenogenic, originating from the formation area of enstatite chondrites.

Keywords: meteorite, chondrite, xenolith, breccia, microxenoliths, refractory forsterite rich objects, Al-chondrule, high-magnesian chondrule

Funding information

The study was funded by the Russian Foundation for Basic Research, project No. 19-35-90059, a study using laser ablation was performed in Centre for Collective Use “Geoanalyst” under No. AAAA A18-118053090045-8 state project IGG UB RAS

Acknowledgements

The authors are grateful to A.V. Mikheeva, S.V. Lepekha, I.A. Danilenko, L.V. Leonova and I.A. Gottman (Collective Use Centre “Geoanalyst”, IGG UB RAS) for their analytical support.

ВВЕДЕНИЕ

Метеорит Северный Колчим был найден в 1965 г. в России недалеко от пос. Северный Колчим в Пермском крае геологом В.А. Сиговым в корнях упавшего дерева (Иванов, 1969). Метеорит массой около 2 кг в настоящее время хранится в Уральском геологическом музее (г. Екатеринбург).

Первые описания метеорита Северный Колчим были составлены О.К. Ивановым (1969) и И.А. Юдиным (Юдин, 1970; Meteoritical Bulletin..., 1970). М.А. Назаровым с соавторами в 1983 г. методом электронно-зондового микроанализа получены первые данные по составу минералов, которые позволили классифицировать метеорит как неравновесный обыкновенный хондрит H3 (Назаров и др., 1983). М.А. Назаров с коллегами, а позднее В.Н. Логинов сообщили о развитии пентландита на границе зерен троилита и гипергенного гётита (Назаров и др., 1983; Логинов, 2004). Позднее в нашей совместной работе был опубликован состав пентландита из Северного Колчима и на основании, в частности, этих данных показана закономерность в изменении состава пентландита между разными группами и петрологическими типами обыкновенных хондритов (Ерохин и др., 2016). В 2018 г. Ю.В. Ерохиным и соавторами (2018, 2019) был существенно уточнен минеральный состав метеорита Северный Колчим и определен состав всех слагающих его минералов методом микрозондового анализа. Многими исследователями отмечается, что в этом метеорите преобладают облом-

ки хондр (Назаров и др., 1983; Ерохин и др., 2018, 2019). Он претерпел гипергенные изменения в виде развития гидроксидов железа по многочисленным трещинам, замещения преобладающей части металла и небольшой доли троилита гётитом (Назаров и др., 1983; Ерохин и др., 2018, 2019). В метеорите была описана хондра с каймой, обогащенной троилитом (Ерохин и др., 2019).

Первое сообщение о находке в метеорите Северный Колчим ксенолита было опубликовано М.А. Назаровым и соавторами (1983). Авторами обнаружен микроксенолит “полевошпатового ахондрита” размером 0.8 мм, имеющий субофитовую тонкозернистую структуру и состоящий из ортопироксена (60%), оливина (22%) и лейстов плагиоклаза (18%) (Назаров и др., 1983). Из опубликованных данных сложно сделать однозначный вывод о генезисе данного микроксенолита. Кроме того, сопоставимый с хондрами размер позволяет предположить, что микроксенолит может быть обломком крупной обогащенной Al хондры.

Нами в метеорите Северный Колчим были встречены богатые форстеритом включения (Берзин, 2018a; Berzin, 2018b; Берзин и др., 2019). Данные включения считаются одними из наиболее ранних минеральных образований в протосолнечной небуле (Pack et al., 2004, 2005; Scott, Krot, 2014). Тугоплавкие включения редко встречаются в обыкновенных хондритах. Поэтому целью работы стали поиск и изучение включений и микроксенолитов в метеорите Северный Колчим, а также уточнение классификации метеорита.

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучен фрагмент метеорита Северный Колчим, который был предоставлен сотрудниками Уральского геологического музея (г. Екатеринбург). Изготовлены два прозрачно-полированных шлифа общей площадью $\approx 4 \text{ см}^2$ (С-Кол, СК-02) и две полированные пластинки общей площадью $\approx 10 \text{ см}^2$. Шлиф и полированные пластины ориентированы перпендикулярно поверхности метеорита.

Изучение метеорита выполнено в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН. Анализ класта и включений производился на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390LV фирмы JEOL с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 фирмы Oxford Instruments. Валовый состав хондр исследовался при съемке ЭДС спектров с площади хондры на срезе. Изучение состава минералов осуществлялось на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX-100.

Измерение содержаний редких элементов в оливине производилось на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой NexION 300S (PerkinElmer) с приставкой для лазерной абляции NWR 213 (ESI) при диаметре кратера 25 мкм. Для транспортировки материала пробы после абляции из ячейки ЛА приставки в горелку МС использовался газ He марки А (ТУ 0271-135-31323949–2005) и Ar (ГОСТ 10157–79). Все оборудование находится в помещении класса чистоты 7 ИСО. Обработка результатов осуществлена в программе GLITTER V4.4. с применением внутреннего стандарта SiO_2 , в качестве внешнего первичного стандарта использовали стандартное стекло NIST SRM 610 (в качестве вторичного – стандартное стекло NIST SRM 612), измеренно-го методом “взятия в вилку” через 10–12 измерений. Погрешность измерения стандартного стекла NIST 610 для измеренных элементов варьируется в диапазоне от 3 до 7% (1σ), для NIST 612 – от 5 до 20% (1σ).

Возбуждение спектров рамановского рассеяния в целях идентификации фазового состава выполнено на спектрометре Horiba LabRam HR800 Evolution, оборудованном микроскопом Olympus BX-FM, дифракционной решеткой 600 шт/мм и охлаждаемым CCD-детектором. Спектры возбуждались He-Ne- и Ar-лазером (длина волны 633 и 514 нм соответственно, мощность $\approx 2 \text{ мВт}$ за объективом); использовались объективы Olympus 100X и 50X ($\text{NA} = 0.9$ и 0.7) в режиме конфокальной съемки с пространственным разрешением 1–3 мкм (Щапова и др., 2020). Аналитический сигнал собирается объективом микроскопа в геометрии 180° . Калибровка осуществлялась при помощи неоновой лампы. Для идентификации фазового состава применялась база данных KnowItAll и Ruff.info.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Метеорит Северный Колчим сложен хондрами, обломками хондр и обломочной тонкозернистой матрицей. В метеорите преобладают порфиновые оливиновые (PO) и оливин-пироксеновые хондры (POP). Также присутствуют порфиновые пироксеновые (PP), эксцентрически лучистые пироксеновые (RP), колосниковые оливиновые (BO) и скрытокристаллические (CC) хондры. Хондры варьируют по размеру от 0.1 до 0.8 мм, средний размер $\approx 0.3 \text{ мм}$, что достаточно типично для Н-хондритов, по данным (Scott, Krot, 2014). Вокруг нескольких хондр наблюдаются мелкозернистые расплавные каймы (igneous rim), обогащенные металлом. Такие каймы свидетельствуют о повторяющемся процессе хондробразования, т.е. ранее сформированные хондры обрастают хондрами более поздних генераций (Krot et al., 2018). Мезостазис хондр представлен полупрозрачным кислым стеклом. В мезостазисе некоторых пироксеновых и оливин-пироксеновых порфиновых хондр наблюдается появление субмикронных игольчатых скелетных кристаллов диопсида.

Матрица в метеорите имеет тонкозернистую структуру, местами переходящую в скрытокристаллическую, содержит многочисленные обломки хондр и более мелкие обломочные зерна оливина и пироксена. Обломочные зерна кислого стекла крайне редки. Матрица непрозрачная или практически непрозрачная в тонком шлифе, при этом на ее непрозрачность влияет и значительная степень земного выветривания. Матрица имеет следы начавшейся перекристаллизации, она пронизана тончайшими микропрожилками гидроксидов железа, доля которых доходит до 3–5% от объема метеорита. Размеры новообразованных зерен оливина и пироксена достигают первых десятков микрометров. Металл и троилит присутствуют в виде как вкрапленности в некоторых хондрах, так и отдельных зерен в матрице. Размеры зерен металла и троилита составляют 50–200 мкм. Кроме того, в метеорите встречено и крупное пластинчатое скопление зерен троилита размером $3 \times 1 \text{ мм}$.

Металл окислен более чем на 60%, зерна троилита окислены в среднем на 20–30%. Силикаты в тонком шлифе открашены в коричневый цвет.

Структура и состав хондритового включения

В одном из шлифов нами был обнаружен класт (обломок), отличающийся по структуре от вмещающего хондрита (рис. 1). Данный класт на срезе имеет остроугольную обломочную форму, близкую к трапецевидной, и размер $6 \times 6 \text{ мм}$. Границы резкие, хорошо прослеживаемые. Через класт и вмещающий его хондрит проходят насквозь трещины, заполненные земными гипергенными гидроксидами железа.

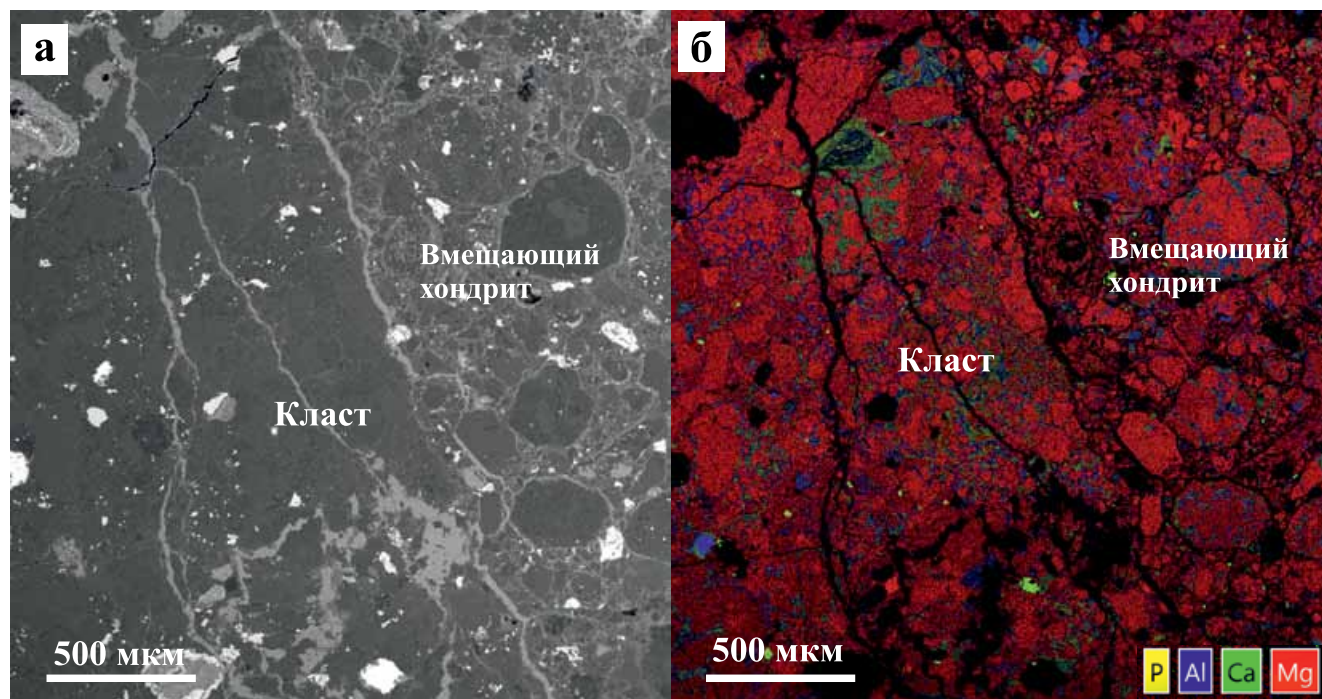


Рис. 1. Класт хондрита НЗ.9 в матрице метеорита Северный Колчим.

а – изображение в обратноотраженных электронах (BSE); б – комбинированная карта распределения элементов (Mg – красный, Ca – зеленый, Al – синий, P – желтый).

Fig. 1. Chondrite clast 3.9 in the Severny Kolchik meteorite matrix.

а – back-scattered electron image (BSE); б – combined elemental map (Mg – red, Al – blue, Ca – green, P – yellow).

Класт состоит из хондр и перекристаллизованной матрицы. По размеру и типам хондр он не отличается от вмещающего хондрита. В нем, как и в окружающем его метеорите, встречаются обломки хондр. Их границы четкие и не затронуты перекристаллизацией. Матрица класта практически прозрачная, местами хорошо просвечивающая в тонком шлифе. Матрица состоит из новообразованных индивидов оливина и пироксена размером 5–100 мкм, в интерстициях между которыми наблюдаются кислое стекло и, возможно, тонкозернистый плагиоклаз. Металл и сульфиды находятся в виде тонкой вкрапленности в некоторых хондрах и матрице, а также в виде зерен неправильной формы размером 100–700 мкм. Все это однозначно свидетельствует о большей степени высокотемпературного метаморфизма по сравнению с таковой вмещающего хондрита.

Класт затронут процессами выветривания меньше, чем вмещающий его хондрит. Металл замещен гидроксидами на 10–20%, троилит замещается гидроксидами только вблизи сквозных трещин, силикаты хондр и матрицы имеют слабый коричневый оттенок. Вероятно, это связано с тем, что более перекристаллизованная матрица обломка была менее проницаема для земных поверхностных вод по сравнению с вмещающим хондритом.

Железистость оливина в класте варьирует от 0.16 до 0.23 (табл. 1) и в целом совпадает с железистостью оливина из вмещающего хондрита, как по нашим данным, так и по данным Ю.В. Ерохина с соавторами (2018, 2019). Вариации содержания железа в оливине в класте и вмещающем хондрите оценены при помощи процентного среднего отклонения (Percent Mean Deviation, или PMD) (Dodd et al., 1967). Показатель PMD для содержания FeO в оливине из класта, по данным микрозондового анализа, равен 5% (N = 23). Аналогичный показатель для оливина из вмещающего хондрита, рассчитанный по нашим микрозондовым анализам и анализам, опубликованным Ю.В. Ерохиным с соавторами (2019), составил 35 % (N = 38). Гистограммы по железистости форстерита из вмещающего метеорита и хондритового класта изображены на рис. 2.

Ортопироксен в класте имеет железистость $f = 0.17$ (см. табл. 1). Состав ортопироксена из класта, согласно данным Ю.В. Ерохина с соавторами (2018, 2019), в целом совпадает с составом ортопироксена из вмещающего хондрита. Аналогично совпадает состав хромовой шпинели (см. табл. 1) в класте и вмещающем его метеорите.

Металл в класте представлен камаситом, тэнитом и тетратэнитом, состав этих минералов приведен в табл. 2. Состав камасита и тэнита варьирует

Таблица 1. Состав минералов в класте и вмещающем хондрите Северный Колчим, мас. %

Table 1. Composition of minerals in the clast and in the host chondrite Severny Kolchim, wt. %

№	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	f
Вмещающий хондрит													
70	<i>Ol</i>	39.5	Н. о.	Н. о.	Н. о.	16.4	0.49	44.3	Н. о.	Н. о.	Н. о.	100.8	0.17
71	<i>Ol</i>	38.9	Н. о.	Н. о.	Н. о.	16.3	0.46	43.6	Н. о.	Н. о.	Н. о.	99.6	0.17
74	<i>Ol</i>	39.0	Н. о.	0.47	0.37	17.1	0.52	41.7	0.52	0.23	0.12	100.1	0.19
58	<i>Ol</i>	39.7	Н. о.	Н. о.	Н. о.	17.6	0.48	42.5	0.05	Н. о.	Н. о.	100.4	0.19
59	<i>Ol</i>	38.9	Н. о.	0.03	Н. о.	18.3	0.45	41.6	Н. о.	Н. о.	Н. о.	99.5	0.20
65	<i>Ol</i>	39.5	Н. о.	Н. о.	Н. о.	18.4	0.46	42.1	Н. о.	Н. о.	Н. о.	100.6	0.20
78	<i>Ol</i>	39.4	Н. о.	Н. о.	Н. о.	17.4	0.47	42.9	Н. о.	Н. о.	Н. о.	100.2	0.18
67	<i>Opx</i>	56.4	Н. о.	0.48	0.87	11.0	0.20	30.4	0.62	0.05	Н. о.	100.1	0.17
68	<i>Opx</i>	55.5	Н. о.	0.45	0.69	9.9	0.53	30.7	0.68	Н. о.	Н. о.	98.5	0.15
69	<i>Opx</i>	58.1	Н. о.	0.35	0.52	3.8	0.51	35.5	0.64	Н. о.	Н. о.	99.5	0.06
111	<i>Opx</i>	57.9	Н. о.	0.17	0.41	6.4	0.33	34.6	0.23	Н. о.	Н. о.	100.1	0.09
95	<i>Opx</i>	57.5	Н. о.	0.19	0.38	6.8	0.30	34.4	0.18	0.09	Н. о.	99.8	0.10
96	<i>Opx</i>	58.7	Н. о.	0.24	0.41	2.4	0.25	37.6	0.23	Н. о.	Н. о.	99.8	0.03
90	<i>Opx</i>	56.2	Н. о.	0.46	0.56	6.6	0.29	34.5	0.36	0.07	Н. о.	99.0	0.10
75	<i>Crsp</i>	Н. о.	1.84	6.22	58.04	29.0	0.70	3.2	Н. о.	Н. о.	Н. о.	99.1	
Класт													
13	<i>Ol</i>	38.8	Н. о.	0.10	Н. о.	15.2	0.45	43.9	0.18	Н. о.	Н. о.	98.8	0.16
14	<i>Ol</i>	38.8	Н. о.	0.24	Н. о.	16.3	0.47	42.5	0.47	Н. о.	Н. о.	99.0	0.18
15	<i>Ol</i>	38.9	Н. о.	Н. о.	Н. о.	17.2	0.42	43.6	0.06	Н. о.	Н. о.	100.2	0.18
19	<i>Ol</i>	38.6	Н. о.	0.24	Н. о.	18.7	0.49	41.0	Н. о.	Н. о.	Н. о.	99.1	0.20
27	<i>Ol</i>	38.8	0.14	Н. о.	Н. о.	17.9	0.53	42.7	Н. о.	Н. о.	Н. о.	100.1	0.19
28	<i>Ol</i>	38.7	0.13	Н. о.	Н. о.	17.9	0.45	43.0	Н. о.	Н. о.	Н. о.	100.3	0.19
11	<i>Ol</i>	39.1	Н. о.	Н. о.	Н. о.	17.4	0.46	44.1	Н. о.	Н. о.	Н. о.	101.1	0.18
12	<i>Opx</i>	55.6	0.15	0.50	0.58	10.9	0.46	30.1	0.45	Н. о.	Н. о.	98.7	0.17
16	<i>Opx</i>	55.3	0.15	0.43	0.39	11.0	0.48	29.6	0.77	Н. о.	Н. о.	98.1	0.17
17	<i>Gl</i>	59.6	Н. о.	22.2	1.03	2.5	Н. о.	0.2	5.48	6.68	0.45	98.2	
25	<i>Gl</i>	62.4	0.23	9.60	Н. о.	8.3	0.16	13.5	1.17	4.77	0.07	100.3	
29	<i>Gl</i>	56.8	0.16	21.7	Н. о.	4.8	Н. о.	0.2	5.78	7.03	0.29	97.1	
30	<i>Gl</i>	58.3	0.31	21.1	1.58	2.5	Н. о.	0.6	5.72	7.16	0.30	97.7	
33	<i>Crsp</i>	Н. о.	1.31	5.59	57.8	29.7	0.82	2.4	0.32	Н. о.	Н. о.	98.0	

Примечание. Здесь и далее: *Ol* – оливин, *Opx* – ортопироксен, *Gl* – кислое стекло, *Crsp* – хромовая шпинель, сумма Fe³⁺ и Fe²⁺ представлена в виде FeO, f – отношение Fe/(Fe + Mg)_{mol} в оливине и пироксене. Здесь и далее в таблицах состав минералов определен методом EPMA на Cameca SX100 (ИГГ УрО РАН). Н. о. – содержание элемента ниже пределов обнаружения.

Note. Hereafter: *Ol* – olivine, *Opx* – orthopyroxene, *Gl* – glass, *Crsp* – chrome spinel, the sum of Fe³⁺ and Fe²⁺ is represented as FeO, f-ratio Fe/(Fe + Mg)_{mol} in olivine and pyroxene. Hereinafter in the tables, the composition of the minerals was determined by EPMA on a Cameca SX100 (IGG UB RAS). Н. о. – element content below the detection limits.

в пределах, мас. %: камасит – Ni от 3.45 до 7.13, тэ-нит – Ni от 30.49 до 45.32. Камасит и тэнит в класте попадают в соответствующие поля составов камасита и тэнита во вмещающем хондрите, однако характеризуются несколько меньшими вариациями состава. Тетратэнит в класте соответствует составу тетратэнита во вмещающем хондрите (см. табл. 2, ан. 41).

Фосфаты в класте представлены хлорапатитом и мерриллитом (табл. 3). По содержаниям F и Cl апатит из класта соответствует апатиту из вмеща-

ющего хондрита, состав которого варьирует в широких пределах (Ерохин и др., 2019).

В класте обнаружена высокомагнезиальная хондра размером 400 мкм с неровными границами. Хондра сложена преимущественно низкожелезистым ортопироксеном (f = 0.06), содержит небольшое количество кислого стекла, а также включения металла и сульфидов, частично замещенных гидроксидами железа. Состав минералов высокомагнезиальной хондры в класте приведен в табл. 4.

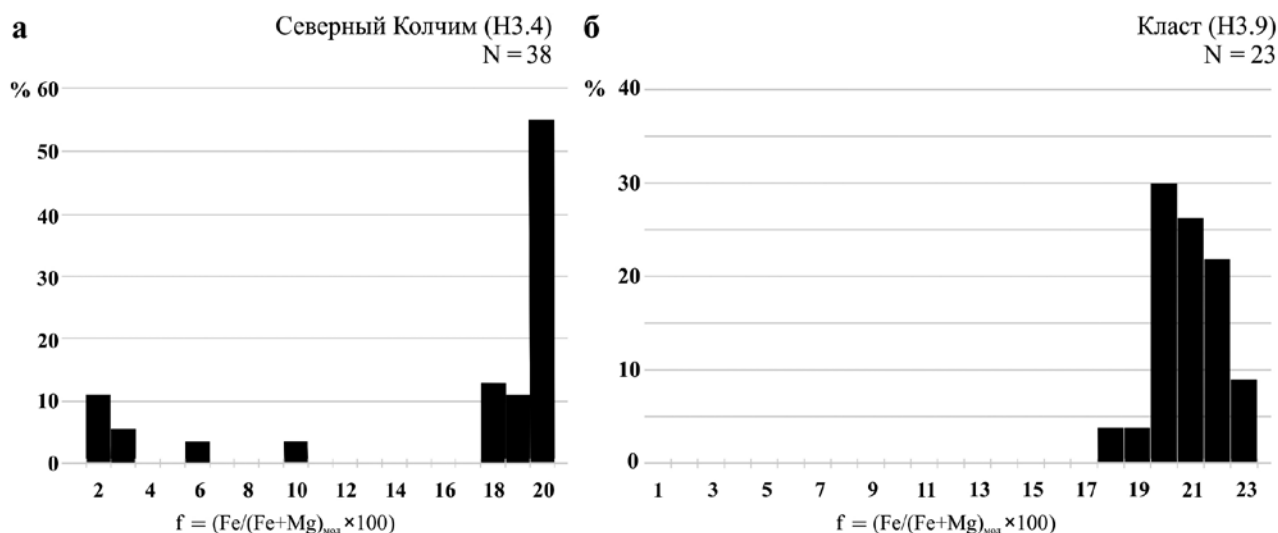


Рис. 2. Гистограммы железистости форстерита из вмещающего метеорита (а) и хондритового класта (б).

Fig. 2. Histograms of forsterite ferruginosity from the host meteorite (a) and chondrite clast (b).

Тугоплавкие, богатые форстеритом включения

Всего в метеорите было найдено 23 тугоплавких, богатых форстеритом включения. Большая их часть имеет остроугольную обломочную, реже округлую форму, размер 50–250 мкм и, по всей видимости, представлена фрагментами более крупных объектов (рис. 3а–г).

Включения сложены низкожелезистым форстеритом ($f = 0.004–0.10$) (табл. 5). При этом форстерит содержит существенную примесь “тугоплавких” элементов Са и Al ($\text{CaO} = 0.30–0.98$ и $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.11–0.37$ мас. %) и имеет аномально низкие содержания умеренно летучих Mn и Ni (ниже пределов обнаружения электронно-зондового микроанализа, см. табл. 5). В краевых частях зерен форстерита содержание железа возрастает ($f = 0.06–0.10$), при этом содержание СаО уменьшается до 0.10 мас. %, Al_2O_3 – до 0.17 мас. % и ниже, появляется примесь MnO – до 0.22 мас. % (см. табл. 5).

В некоторых тугоплавких, богатых форстеритом включениях оливин находится в срастании с энстатитом ($f = 0.01–0.07$), который содержит примеси СаО – до 0.5, Al_2O_3 – до 1.6 и пониженное содержание MnO – 0.13 мас. % и менее.

Также в некоторых включениях наблюдается присутствие высококальциевого стекла, средний состав которого, по данным ЭДС, мас. %: $\text{SiO}_2 = 46.8 \pm 1.8$, $\text{TiO}_2 = 0.8 \pm 0.6$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 29.5 \pm 1.1$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.2$, $\text{FeO} = 1.4 \pm 0.4$, $\text{MgO} = 2.1 \pm 1.7$, СаО – до 15.7, Na_2O – до 14.9, $\text{K}_2\text{O} = 1.8$ (N=4) (см. рис. 3в, г).

Микроэлементный состав оливина из тугоплавких богатых форстеритом включений (RF-20, RF-22, RF-25, RF-26) и из хондр, содержащих тугоплавкий форстерит (RCh-01, RCh-02), по данным

лазерной абляции, приведен в табл. 6, диаграмма распределения элементов показана на рис. 4. Для сравнения на спайдер-диаграмму также были вынесены данные по LA-ICP-MS низкожелезистого тугоплавкого форстерита из углистых хондритов (Pack et al., 2005). В изученных включениях форстерита прослеживаются обогащение труднолетучими элементами (Zr, Sc, Y, Ti, V) и обеднение умеренно летучими элементами (Cr, Co, Ni, Mn). В целом полученные анализы попадают в поле спектров тугоплавкого форстерита из углистых хондритов (Pack et al., 2005).

Хондры, содержащие тугоплавкий форстерит (refractory forsterite)

В метеорите Северный Колчим встречены две хондры и один обломок хондры, содержащие тугоплавкий форстерит. Хондры относятся к порфировым оливиновым (PO). Они имеют немного неровную округлую форму, размер 400 и 700 мкм соответственно.

В обеих хондрах находится практически незональный низкожелезистый тугоплавкий форстерит ($f = 0.01$, СаО – 0.4–0.6 мас. %). Мезостазис хондры RCh-02 состоит из нераскристаллизовавшегося высококальциевого стекла, средний состав которого по данным ЭДС, мас. %: $\text{SiO}_2 = 55.2 \pm 0.1$, $\text{TiO}_2 = 0.8$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 21.1 \pm 0.2$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.6$, $\text{FeO} = 0.4$, $\text{MgO} = 5.6 \pm 0.2$, MnO – н. о., СаО – 11.3 ± 0.2 , $\text{Na}_2\text{O} = 4.8 \pm 0.2$, $\text{K}_2\text{O} = 0.3\%$ (N = 2). Мезостазис хондры RCh-01 представлен девитрифицированным стеклом близкого состава со структурами распада клинопироксена в кислом стекле (см. рис. 3д, е). Размер микрокристов клинопироксена 2–5 мкм.

Таблица 2. Состав металла и троилита в класте и во вмещающем хондрите Северный Колчим (выборочные анализы), мас. %

Table 2. Composition of metal and troilite in the clast and in the host chondrite Severny Kolchim (sample analyzes), wt. %

№	Минерал	Fe	Ni	S	Co	Сумма
Вмещающий хондрит						
90	<i>Kam</i>	94.1	5.7	Н. о.	0.30	100.1
95	<i>Kam</i>	94.6	6.3	Н. о.	0.40	101.3
99	<i>Kam</i>	92.9	7.1	Н. о.	0.38	100.4
100	<i>Kam</i>	92.6	8.2	Н. о.	0.38	101.2
77	<i>Tae</i>	57.4	43.2	Н. о.	Н. о.	100.6
91	<i>Tae</i>	64.3	36.9	Н. о.	Н. о.	101.2
94	<i>Tae</i>	67.9	32.5	Н. о.	Н. о.	100.4
87	<i>Tt</i>	47.4	52.9	Н. о.	Н. о.	100.3
88	<i>Tt</i>	50.12	50.4	Н. о.	Н. о.	100.5
102	<i>Tt</i>	48.7	52.0	Н. о.	Н. о.	100.7
Класт						
40	<i>Kam</i>	93.5	5.7	Н. о.	0.46	99.7
47	<i>Kam</i>	92.9	5.5	Н. о.	0.28	98.7
54	<i>Kam</i>	91.1	6.4	Н. о.	0.31	97.8
31	<i>Kam</i>	92.8	7.1	Н. о.	0.43	100.3
33	<i>Kam</i>	94.7	6.2	Н. о.	0.37	101.3
37	<i>Kam</i>	95.7	3.5	Н. о.	0.40	99.6
39	<i>Kam</i>	95.8	5.2	Н. о.	0.28	101.3
40	<i>Kam</i>	94.3	5.5	Н. о.	0.39	100.2
44	<i>Kam</i>	94.8	6.5	Н. о.	0.45	101.8
45	<i>Kam</i>	93.9	7.0	Н. о.	0.44	101.3
46	<i>Kam</i>	93.4	7.1	Н. о.	0.39	100.9
48	<i>Kam</i>	94.9	5.9	Н. о.	0.38	101.2
50	<i>Kam</i>	96.6	5.2	Н. о.	0.42	102.2
53	<i>Kam</i>	94.4	6.6	Н. о.	0.46	101.5
54	<i>Kam</i>	93.7	6.3	Н. о.	0.39	100.4
55	<i>Kam</i>	94.4	6.1	Н. о.	0.39	100.9
46	<i>Tae</i>	68.8	30.5	Н. о.	Н. о.	99.3
35	<i>Tae</i>	59.1	39.7	Н. о.	Н. о.	98.8
43	<i>Tae</i>	65.3	34.8	Н. о.	Н. о.	100.1
41	<i>Tt</i>	48.8	50.8	Н. о.	0.50	100.1
44	<i>Tro</i>	63.6	0.1	36.3	Н. о.	100.0
Магнезиальная хондра в класте						
48	<i>Kam</i>	91.6	6.5	Н. о.	0.35	98.5
49	<i>Tro</i>	63.2	0.8	36.1	Н. о.	100.1
52	<i>Tro</i>	63.1	Н. о.	36.2	Н. о.	99.3

Примечание. *Kam* – камасит, *Tae* – тэнит, *Tt* – тетратэнит, *Tro* – троилит.

Note. *Kam* – kamacite, *Tae* – taenite, *Tt* – tetrataenite, *Tro* – troilite.

В хондре RCh-01 по всему внешнему периметру наблюдается замещение оливина низкожелезистым энстатитом. Средний состав энстатита по данным ЭДС: $\text{En}_{98 \pm 0.01} \text{Fs}_{1 \pm 0.01} \text{Wo}_{1 \pm 0.01}$ ($N = 3$). Содержание MnO ниже пределов обнаружения. Данный энстатит близок по составу к энстатиту из других включений тугоплавкого форстерита. В обоих хондрах присутствуют каплевидные включения металла и троилита, преимущественно сконцентрированные в наружной части хондр. Микроэлементный состав форстерита из хондр (RCh-01, RCh-02) по данным лазерной абляции, представлен в табл. 6, диаграмма распределения элементов показана на рис. 4. По распределению редких элементов форстерит из хондр близок по составу к обособленным обломочным зернам тугоплавкого форстерита, что свидетельствует в пользу их возможного генетического родства.

Обломок хондры имеет размер 60×25 мкм и содержит идиоморфные зерна оливина, погруженные в частично раскристаллизованное стекло. В оливине наблюдается зональность по составу. Центральная часть зерен сложена низкожелезистым форстеритом ($f = 0.01$, CaO – 0.6 мас. %), периферия более железистая ($f = 0.15$). Мезостазис состоит из кислого стекла со скелетными игольчатыми кристаллами клинопироксена. Средний состав стекла по данным ЭДС – анализов, мас. %: $\text{SiO}_2 = 64.2 \pm 0.1$, $\text{TiO}_2 = 0.8 \pm 0.2$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15.6 \pm 0.2$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.4 \pm 0.1$, $\text{FeO} = 2.8 \pm 1.7$, $\text{MnO} = 0.7 \pm 0.3$, $\text{MgO} = 2.4 \pm 0.3$, $\text{CaO} = 3.9 \pm 0.5$, $\text{Na}_2\text{O} = 9.3 \pm 0.5$, $\text{K}_2\text{O} = 0.2$ ($N = 2$).

Высокомагнезиальные хондры и их обломки

В метеорите Северный Колчим нами были найдены и изучены 11 высокомагнезиальных хондр и их обломков, а также 5 мелких фрагментов низкожелезистого энстатита.

Высокомагнезиальные хондры представлены порфиrowыми пироксеновыми и оливин-пироксеновыми разностями, состоящими из низкожелезистого энстатита ($f = 0.01\text{--}0.06$) и более железистого оливина ($f = 0.02\text{--}0.16$). Хондры имеют как округлую, так и неровную форму (рис. 5). Размер варьирует в широких пределах – от 100 до 800 мкм. Примерно в половине хондр присутствуют каплевидные включения металла и троилита. Как отмечалось ранее, одна высокомагнезиальная хондра была найдена внутри класта. Валовый состав высокомагнезиальных хондр представлен в табл. 7.

Энстатит внутри высокомагнезиальных хондр представлен слабо зональными зернами. Содержание FeO варьирует от 0.5–2.5 мас. % в центральной части зерен до 4.0–7.0 мас. % в краевых частях (см. табл. 4). Данная зональность может быть связана как с процессом кристаллизации энстатита, так и с начавшимся высокотемпературным метаморфизмом хондрита. В энстатите из высокомагнезиальной хондры внутри класта наблюдается несколько

Таблица 3. Состав мерриллита и апатита из класта в метеорите Северный Колчим, мас. %**Table 3.** Composition of merrillite and apatite from the clast in the Severny Kolchim meteorite, wt %

№	Минерал	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	F	P ₂ O ₅	Cl	Сумма
58	Мерриллит	1.2	0.09	2.4	3.53	45.3	2.87	Н. о.	44.6	Н. о.	100.20
57	Апатит	0.3	Н. о.	1.1	Н. о.	52.6	0.31	0.36	41.2	5.63	101.60
59	Апатит	0.9	Н. о.	1.1	1.14	51.6	0.39	0.47	40.2	5.58	101.60

Таблица 4. Состав силикатов в высокомагнезиальных хондрах и включениях низкожелезистого энстатита в метеорите Северный Колчим, мас. %**Table 4.** The composition of high-magnesian chondrules and the inclusions of low-Fe the enstatite in meteorite Severny Kolchim, wt %

Объект	№	Min	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	f
Высокомагнезиальные хондры														
MgCh-01	104	<i>Opx</i>	56.9	0.14	5.38	0.58	3.6	0.19	29.4	2.52	0.91	Н. о.	99.6	0.06
	105	<i>Opx</i>	59.4	0.19	1.18	0.52	0.5	Н. о.	38.2	0.57	Н. о.	Н. о.	100.6	0.01
MgCh-03	114	<i>Ol</i>	42.4	Н. о.	0.01	0.43	2.5	0.40	53.7	Н. о.	Н. о.	Н. о.	99.4	0.03
	116	<i>Ol</i>	42.6	Н. о.	0.01	Н. о.	2.4	0.36	54.2	0.05	Н. о.	Н. о.	99.6	0.02
	115	<i>Opx</i>	56.4	Н. о.	0.25	Н. о.	1.9	0.41	40.3	0.21	Н. о.	Н. о.	99.4	0.03
	117	<i>Opx</i>	58.2	Н. о.	0.28	0.48	2.1	0.34	37.1	0.25	Н. о.	Н. о.	98.6	0.03
	118	<i>Opx</i>	59.0	Н. о.	0.26	0.42	1.9	0.26	37.8	0.22	Н. о.	Н. о.	99.9	0.03
	121	<i>Opx</i>	57.7	Н. о.	0.24	0.47	7.2	0.28	34.0	0.19	Н. о.	Н. о.	100.2	0.11
	123	<i>Opx</i>	58.9	Н. о.	0.24	Н. о.	2.8	0.12	36.9	0.12	Н. о.	Н. о.	99.2	0.04
	124	<i>Opx</i>	59.2	Н. о.	0.15	0.37	4.1	0.20	36.1	0.13	Н. о.	Н. о.	100.2	0.06
	125	<i>Opx</i>	57.8	Н. о.	0.33	0.69	3.0	0.13	35.9	0.22	Н. о.	Н. о.	98.1	0.05
	119	<i>Gl</i>	58.4	0.74	21.4	0.67	4.5	Н. о.	0.5	2.79	8.51	0.45	97.9	
	120	<i>Gl</i>	60.1	0.59	19.6	0.71	3.8	Н. о.	2.3	3.13	8.41	0.42	99.0	
Высокомагнезиальная хондра внутри класта хондрита НЗ.9														
MgCh-05	21	<i>Opx</i>	57.7	Н. о.	1.56	0.48	4.0	0.35	34.0	0.96	0.24	0.09	99.5	0.06
	22	<i>Opx</i>	57.3	Н. о.	0.23	0.46	4.5	0.35	36.4	0.38	0.13	Н. о.	99.9	0.06
	23	<i>Gl</i>	69.5	0.46	17.2	Н. о.	0.7	0.19	0.82	1.13	4.80	2.93	97.9	
	24	<i>Gl</i>	68.7	0.52	16.9	0.36	0.8	0.23	2.15	3.56	4.69	2.81	100.8	
Мелкие включения низкожелезистого энстатита														
En-01	101	<i>Opx</i>	59.4	Н. о.	0.32	0.63	1.8	0.20	37.9	0.22	Н. о.	Н. о.	100.5	0.03
En-02	110	<i>Opx</i>	57.8	0.16	1.68	0.54	0.7	0.13	36.5	2.33	Н. о.	Н. о.	99.8	0.01
En-03	91	<i>Opx</i>	58.2	Н. о.	0.25	0.61	3.6	0.40	36.9	0.25	Н. о.	Н. о.	100.2	0.05
	92	<i>Opx</i>	58.4	Н. о.	0.21	0.56	3.5	0.28	37.5	0.17	Н. о.	Н. о.	100.7	0.05
En-04	94	<i>Opx</i>	57.5	Н. о.	0.20	0.47	5.1	0.29	35.7	0.20	Н. о.	Н. о.	99.5	0.07

ко более высокое содержание FeO – 4.0–4.5%, что, вероятно, связано с большей степенью уравнивания составов ортопироксена. Отличительной чертой энстатита из высокомагнезиальных хондр по сравнению с энстатитом из тугоплавких, богатых форстеритом включений, является постоянное присутствие в нем примеси MnO выше пределов обнаружения микрозондового анализа – 0.12–0.41 мас. % (см. табл. 4).

В большинстве высокомагнезиальных хондр присутствует относительно железистый оливин с содержанием FeO 11.4–13.5 мас. %. В наиболее крупной хондре MgCh-06 встречены зональные зерна

оливина с вариациями содержаний FeO T = 4.5–15.8 мас. %. И только в одной хондре MgCh-03 обнаружен относительно низкожелезистый оливин с содержанием FeO 2.4–2.5 мас. % (см. табл. 4). В низкожелезистом оливине из высокомагнезиальных хондр, в отличие от богатых форстеритом включений, наблюдаются присутствие примеси MnO (0.36–0.41 мас. %) и отсутствие заметных примесей “тугоплавких” элементов Ca, Al, Ti (см. табл. 4).

Мезостази́с в высокомагнезиальных хондрах представлен кислым стеклом, состав которого варьирует между отдельными хондрами. В стекле в целом наблюдается преобладание Na над Ca. В сте-

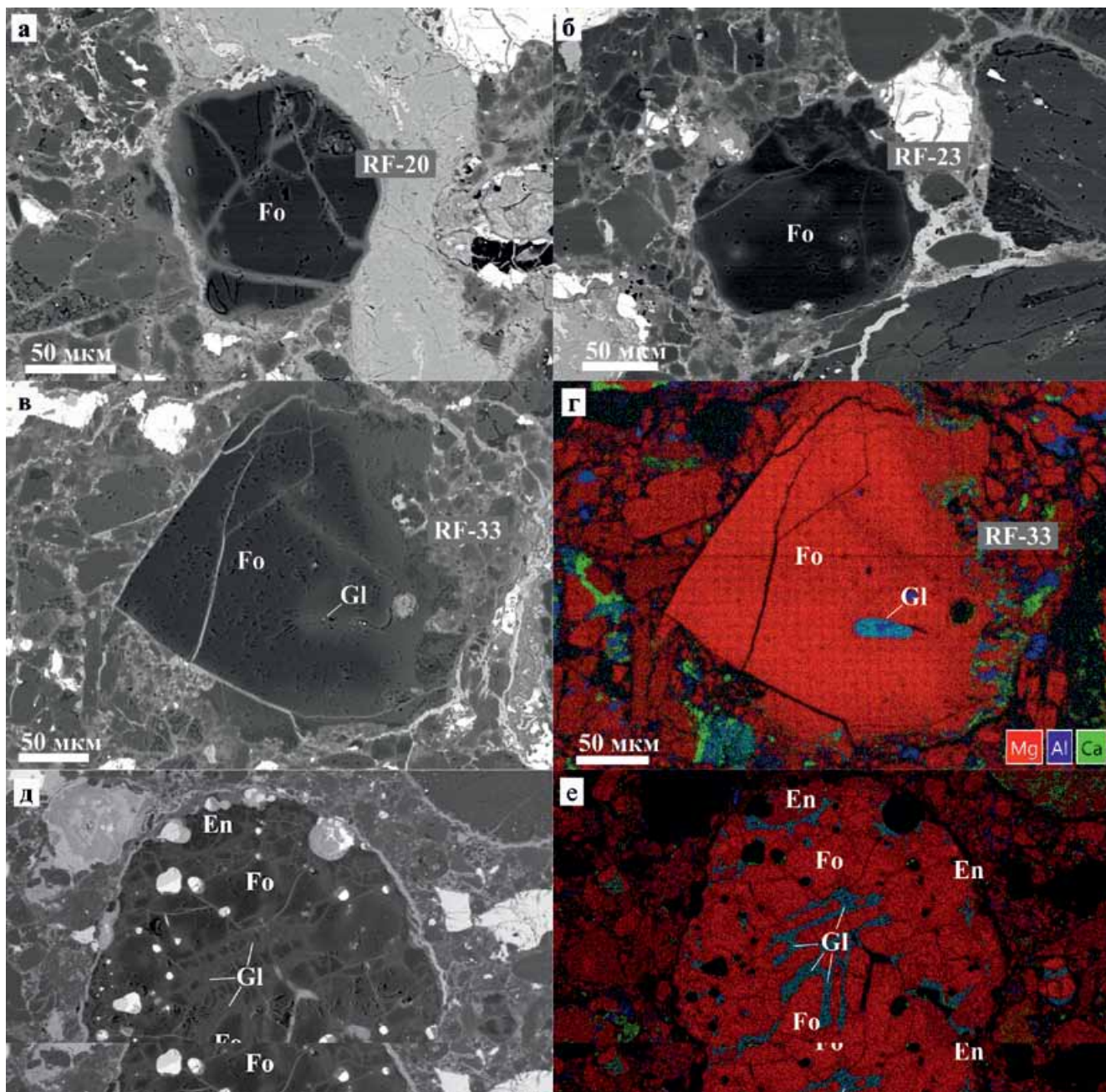


Рис. 3. Тугоплавкие, богатые форстеритом включения (а–г) и хондра, содержащая тугоплавкий форстерит (д, е), из обыкновенного хондрита Северный Колчим.

а–в, д – изображения в обратноотраженных электронах (BSE); г, е – комбинированные карты распределения элементов (Mg – красный, Ca – зеленый, Al – синий), *Fo* – форстерит ($f = 0.004–0.200$), *En* – энстатит, *Gl* – стекло.

Fig. 3. Refractory forsterite rich objects (a–г) and chondrule containing refractory forsterite (д, е) in ordinary chondrite Severny Kolchim.

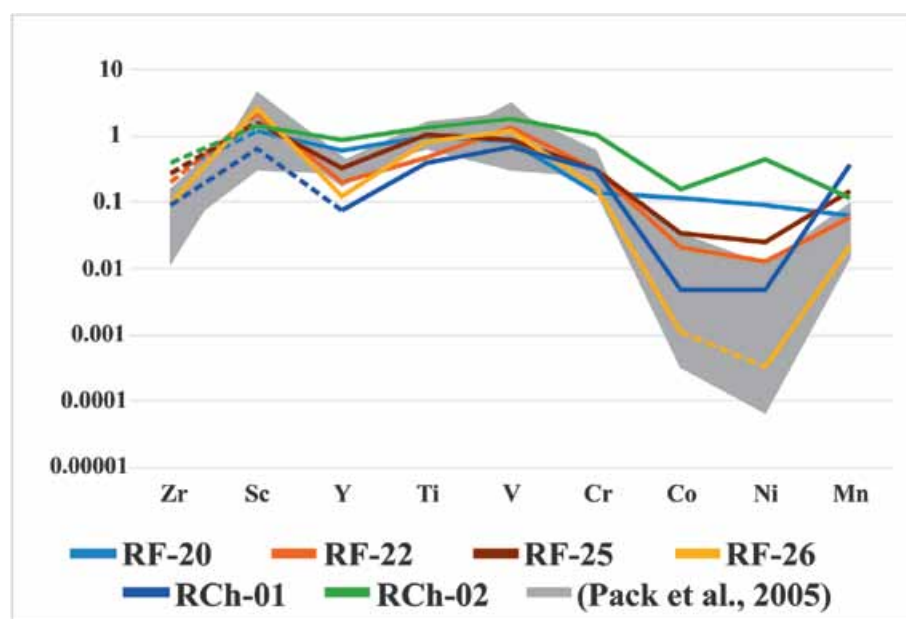
а–в, д – back-scattered electron images (BSE); г, е – combined elemental maps (Mg – red, Al – blue, Ca – green), *Fo* – forsterite ($f = 0.004–0.200$), *En* – enstatite, *Gl* – glass.

кле из высокомагнезиальной хондры MgCh-05 внутри класт отмечается содержание K_2O до 2.5 мас. %, а в стекле из крупной высокомагнезиальной хондры

MgCh-06 содержание K_2O составляет 9–10 мас. %. Из второстепенных элементов в стекле стоит выделить примесь TiO_2 0.5–0.7 мас. % (см. табл. 4).

Таблица 5. Состав оливина и ортопироксена в богатых форстеритом включениях в метеорите Северный Колчим, мас. %**Table 5.** Composition of olivine and orthopyroxene in forsterite-rich inclusions in the Severny Kolchim meteorite, wt %

Объект	№	Min	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма	f
RF-20	100	<i>Ol</i>	42.8	0.18	Н. о.	0.4	Н. о.	55.5	0.98	99.8	0.004
RF-21	102	<i>Ol</i>	42.4	0.26	Н. о.	0.6	Н. о.	55.9	0.64	99.8	0.006
	103	<i>Ol</i>	42.6	0.30	Н. о.	0.4	Н. о.	55.7	0.71	99.7	0.004
RF-22	106	<i>Ol</i>	42.8	0.16	Н. о.	0.7	Н. о.	55.5	0.47	99.6	0.01
	107	<i>Ol</i>	41.4	0.10	Н. о.	5.4	0.22	52.3	0.17	99.6	0.06
	109	<i>Ol</i>	46.7	0.29	Н. о.	8.5	0.15	44.4	0.21	100.3	0.10
	108	<i>Op_x</i>	59.1	0.55	0.55	2.5	0.13	367.0	0.36	100.1	0.04
RF-23	113	<i>Ol</i>	43.1	Н. о.	Н. о.	2.0	Н. о.	54.8	0.30	100.1	0.02
RF-24	112	<i>Ol</i>	42.7	0.27	Н. о.	0.7	Н. о.	55.8	0.55	100.1	0.01
RF-26	64	<i>Ol</i>	42.0	0.22	Н. о.	0.5	Н. о.	56.6	0.71	100.2	0.005
	65	<i>Ol</i>	42.0	0.37	Н. о.	0.7	Н. о.	56.6	0.61	100.5	0.007
	76	<i>Ol</i>	41.8	0.17	Н. о.	0.5	Н. о.	56.6	0.52	99.7	0.005
	77	<i>Ol</i>	42.3	0.26	Н. о.	0.5	Н. о.	56.3	0.74	100.1	0.005
RF-27	66	<i>Ol</i>	42.3	0.15	Н. о.	0.8	Н. о.	57.1	0.59	101.1	0.008
	78	<i>Ol</i>	41.8	0.11	Н. о.	1.0	Н. о.	56.3	0.54	100.1	0.01
RF-28	97	<i>Ol</i>	42.2	0.24	Н. о.	1.5	Н. о.	55.2	0.65	99.8	0.02
RF-29	98	<i>Ol</i>	42.0	Н. о.	Н. о.	1.3	Н. о.	55.6	Н. о.	98.8	0.01
RF-30	93	<i>Ol</i>	42.4	0.15	Н. о.	1.9	Н. о.	55.5	0.50	100.4	0.02

**Рис. 4.** Спайдер-диаграмма содержания редких элементов в тугоплавких, богатых форстеритом включениях (RF-20, RF-22, RF-25, RF-26) и тугоплавком форстерите из хондр (RCh-01, RCh-02) из метеорита Северный Колчим, нормированных по CI хондриту (Wasson, Kallemeyn, 1988).

Серая область – данные лазерной абляции (Pack et al., 2005); штриховой линией выделены минимумы для элементов, содержание которых ниже пределов обнаружения, точки минимума соответствуют ½ предела обнаружения (см. табл. 6).

Fig. 4. Spider diagram of trace element content in the refractory forsterite-rich objects (RF-20, RF-22, RF-25, RF-26) and in the refractory forsterite from the chondrules (RCh-01, RCh-02) from the Severny Kolchim meteorite, normalized by CI chondrite (Wasson, Kallemeyn, 1988).

Gray area – laser ablation data (Pack et al., 2005); the dotted line shows the minimum for elements whose content is below the detection limits; the minimum points corresponds to ½ of the detection limit (see Table 6).

Таблица 6. Микроэлементный состав форстерита в метеорите Северный Колчим (LA-ICP-MS), г/т

Table 6. Trace element composition of forsterite in the Severny Kolchim meteorite (LA-ICP-MS), ppm

Эле- мент	Содержание							Эле- мент	Содержание						
	RF-20	RF-22	RF-23	RF-25	RF-26	RCh-01	RCh-02		RF-20	RF-22	RF-23	RF-25	RF-26	RCh-01	RCh-02
Li	<2.6	1.13	<4.1	0.7	<0.4	0.67	<2.5	Te	<14.5	13.86	<23.0	<17.5	Н. о.	Н. о.	9.73
Be	<12.4	<12.3	Н. о.	6.77	0.89	1.75	<25.0	Cs	<0.51	<0.19	<0.76	<0.67	Н. о.	<0.12	<0.55
Sc	6.89	13.23	<1.9	9.67	15.16	3.88	8.41	Ba	Н. о.	0.71	11.36	Н. о.	Н. о.	Н. о.	3.86
Ti	430.0	204.1	232.6	454.1	340.2	164.6	579.4	La	Н. о.	Н. о.	0.44	<0.33	Н. о.	Н. о.	0.18
V	46.3	75.69	197.7	48.85	67.25	38.39	99.36	Ce	0.15	Н. о.	0.87	0.13	Н. о.	Н. о.	1.19
Cr	377.6	837.5	9698	820.1	445.0	836.9	2811	Pr	<0.19	Н. о.	0.12	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0.15
Mn	121.8	110.9	557.9	274.8	43.1	690.3	222.3	Nd	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0.47
Co	59.18	10.52	243.5	17.88	<1.1	2.38	82.72	Sm	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Ni	974.1	134.3	1325	275.8	<7.0	50.73	4741	Eu	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0.14
Cu	<16.5	<12.7	<26.2	<14.9	<6.0	<3.2	<24.7	Gd	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Zn	<10.9	6.4	64.71	35.34	<5.4	19.92	<19.5	Tb	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	<0.21	Н. о.	0.17
Ga	1.13	0.75	25.14	<2.5	0.77	1.07	<3.7	Dy	Н. о.	Н. о.	0.56	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Ge	<8.6	<7.1	<15.6	<6.8	<6.5	<3.8	<14.2	Ho	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0.026	Н. о.	0.26
As	<21.5	<13.5	<42.1	13.34	<16.7	<8.8	24.17	Er	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0.11	Н. о.	0.37
Se	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	<106.0	<61.41	Н. о.	Tm	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0.025	Н. о.	Н. о.
Rb	<1.7	<1.88	6.26	<2.2	0.098	<0.26	<2.2	Yb	0.63	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0.38
Sr	<1.3	<1.42	12.96	<1.29	<0.58	<0.39	5.56	Lu	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Y	0.9	0.3	2.17	<0.97	<0.36	<0.22	1.31	Hf	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0.44
Zr	<2.1	<1.5	9.56	<2.15	0.37	<0.69	<3.0	Ta	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Nb	Н. о.	0.39	<2.0	Н. о.	0.12	<0.32	<2.5	W	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Mo	<4.2	Н. о.	<6.7	1.6	0.28	Н. о.	2.16	Tl	<0.88	<0.69	<0.72	<0.77	0.039	0.077	0.37
Ag	<1.8	Н. о.	<2.9	1.41	Н. о.	<0.57	0.5	Pb	<0.91	<0.52	3.02	<1.18	<0.58	0.19	0.29
Cd	<1.7	<1.63	<3.8	<4.1	0.18	0.71	Н. о.	Bi	<0.37	<0.37	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0.1
In	<0.2	Н. о.	<0.6	<0.48	0.075	<0.135	0.093	Th	Н. о.	Н. о.	0.13	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Sn	<1.8	<1.5	<4.0	<1.86	<1.5	<0.92	<2.6	U	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
Sb	Н. о.	Н. о.	<2.9	Н. о.	<1.3	<1.1	<2.6								

Примечание. RF-20, RF-22, RF-25, RF-26 – тугоплавкие, богатые форстеритом включения; RCh-01, RCh-02 – тугоплавкий форстерит из хондр.

Note. RF-20, RF-22, RF-25, RF-26 – refractory forsterite-rich objects; RCh-01, RCh-02 – refractory forsterite from the chondrules.

Клинопироксен образует каймы вокруг зерен энстатита, а также присутствует в виде субмикронных зерен и игольчатых скелетных кристаллов в мезостазисе высокомагнезиальных хондр. В мезостазисе наиболее крупной высокомагнезиальной хондры MgCh-06 клинопироксен присутствует в виде зерен размером 10–50 мкм. Средний состав клинопироксена из этой хондры, по данным ЭДС: $\text{En}_{52 \pm 0.04} \text{Fs}_{8 \pm 0.04} \text{Wo}_{40 \pm 0.03}$ (N = 5).

Металл и троилит присутствуют в высокомагнезиальных хондрах в виде каплевидных округлых или овальных включений размером до нескольких десятков микрон. Металл преимущественно заме-

щен гидроксидами железа, как и в остальном объеме метеорита.

Среди продуктов окисления зерна металла внутри высокомагнезиальной хондры MgCh-06 нами встречено зерно вивианита, размером 80 мкм (см. рис. 5). Средний состав вивианита по данным ЭДС, мас. %: $\text{FeO} - 41.4 \pm 0.2$, $\text{P}_2\text{O}_5 - 28.8 \pm 0.3$, $\text{NiO} - 0.7 \pm 0.3$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 - 0.2 \pm 0.2$, сумма – 71.3 % (N = 3). Вероятнее всего, формирование вивианита произошло при окислении в гипергенных условиях фосфидов железа или металла с заметной примесью фосфора, поскольку фосфаты метеоритов (апатит и мериллит) достаточно устойчивы к процес-

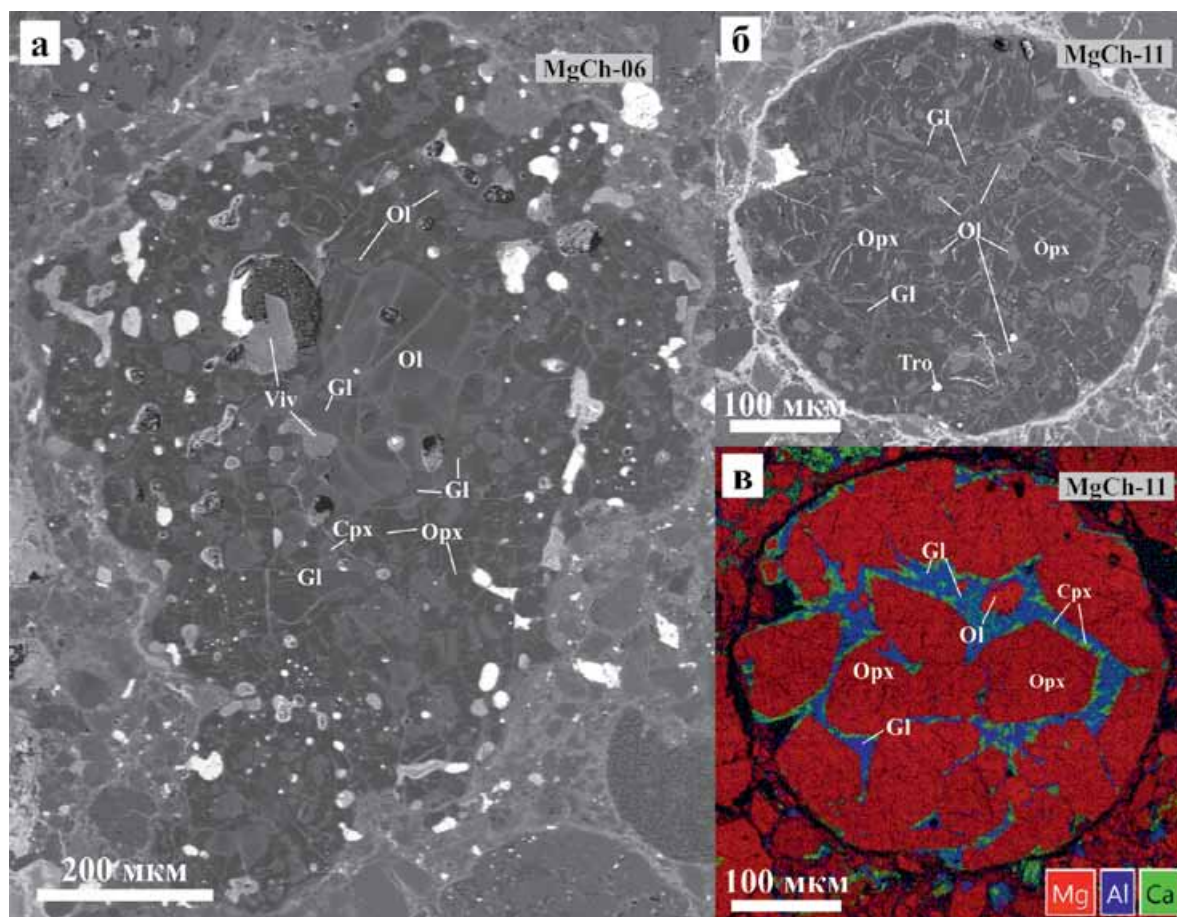


Рис. 5. Высокомагнезиальные хондры в метеорите Северный Колчим.

а, б – изображения в обратноотраженных электронах (BSE), в – комбинированная карта распределения элементов (Mg – красный, Ca – зеленый, Al – синий). *Ol* – оливин, *Cpx* – клинопироксен, *Opx* – ортопироксен, *Viv* – вивианит, *Gl* – стекло, *Tro* – троилит.

Fig. 5. High-Magnesian chondrules in the Severny Kolchim meteorite.

а, б – back-scattered electron images (BSE), в – combined elemental map (Mg – red, Al – blue, Ca – green). *Ol* – olivine, *Cpx* – clinopyroxene, *Opx* – orthopyroxene, *Viv* – vivianite, *Tro* – troilite, *Gl* – glass.

сам земного выветривания. Об этом же говорит тот факт, что зерно вивианита встречено в окисленном зерне металла внутри хондры.

Обогащенные Al хондры

В метеорите нами были встречены две обогащенные Al хондры (англ. Al-rich chondrule) диаметром 120 и 180 мкм соответственно (рис. 6).

Первая хондра имеет тонкозернистую порфировую структуру и состоит из зерен ортопироксена ($\text{En}_{89 \pm 0.04} \text{Fs}_{10 \pm 0.05} \text{Wo}_{1 \pm 0.01}$ ($N = 2$), обрастающего по периметру клинопироксеном ($\text{En}_{61 \pm 0.06} \text{Fs}_{9 \pm 0.02} \text{Wo}_{30 \pm 0.08}$ ($N = 3$), и зерен шпинели, погруженных в слабо девитрифицированное стекло (см. рис. 6а, б). Средний состав шпинели, по данным ЭДС-анализов, мас. %: $\text{SiO}_2 - 0.7 \pm 0.3$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 55.2 \pm 0.1$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 -$

12.3 ± 0.2 , $\text{FeO} - 15.2 \pm 0.3$, $\text{MnO} - 0.1 \pm 0.2$, $\text{MgO} - 15.9 \pm 0.2$ ($N = 4$). Средний состав стекла, по данным ЭДС анализов, мас. %: $\text{SiO}_2 - 42.6 \pm 2.1$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 34.7 \pm 0.9$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 - 0.3 \pm 0.3$, $\text{FeO} - 1.3 \pm 1.2$, $\text{MgO} - 0.2 \pm 0.2$, $\text{CaO} - 3.7 \pm 1.7$, $\text{Na}_2\text{O} - 13.4 \pm 2.0$, $\text{K}_2\text{O} - 3.8 \pm 0.6$ ($N = 5$). Внутри хондры находятся единичные зерна троилита и тэнита (Ni – 18 мас. %) размером 5–10 мкм. Валовый состав хондры представлен в табл. 7 (AlCh-01).

Вторая хондра имеет скрытокристаллическую структуру и сложена слабо девитрифицированным кислым стеклом (см. рис. 6в, г). В центральной части хондры различимы редкие субмикронные зерна сульфидов и Fe-Mg силикатов. Средний валовый состав хондры, по данным съемки ЭДС-спектров с площади отдельных неперекрывающихся участков хондры, представлен в табл. 7 (AlCh-02).

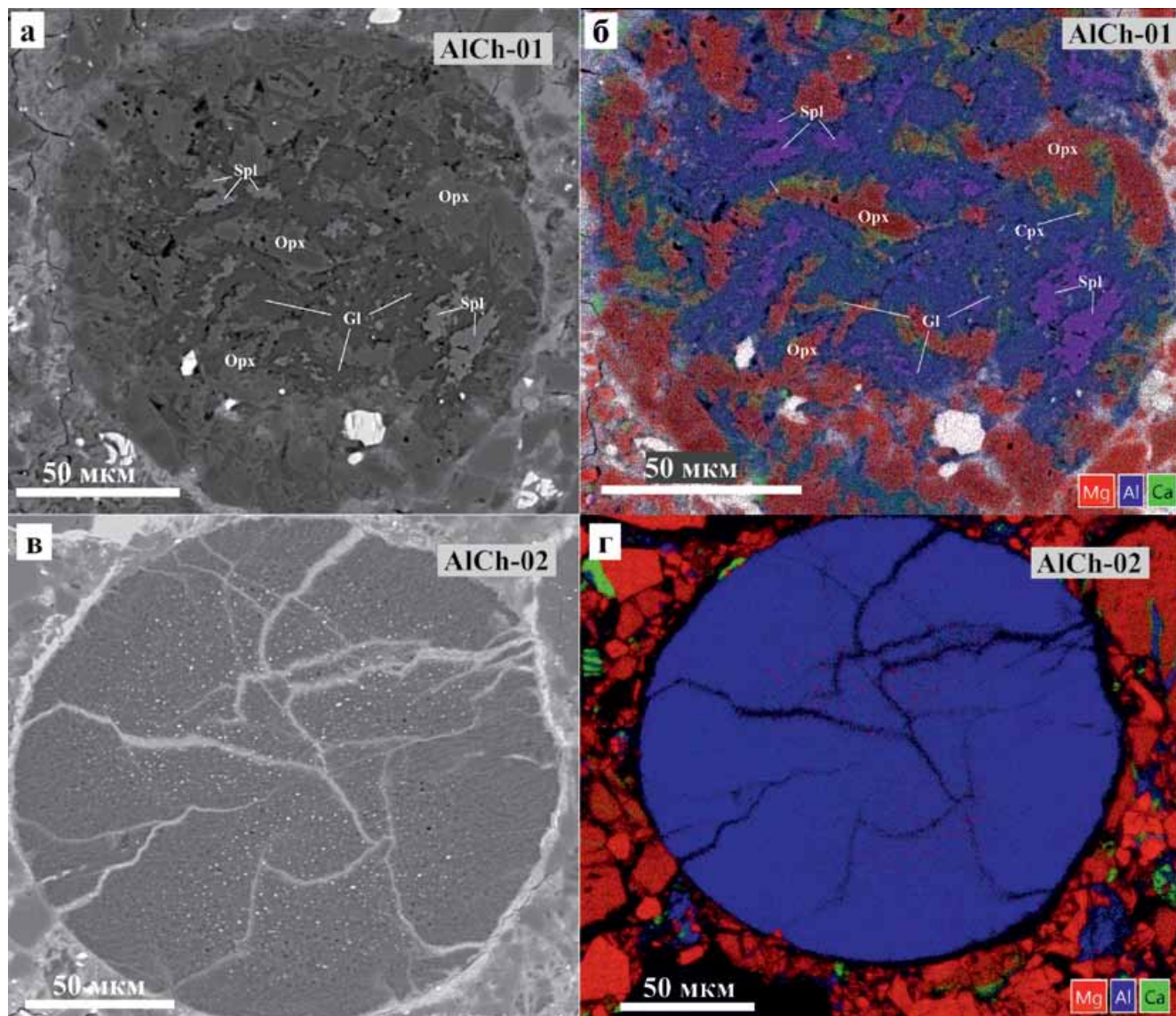


Рис. 6. Обогащенные алюминием хондры в метеорите Северный Колчим.

а, б – изображения в обратноотраженных электронах (BSE); в, г – комбинированные карты распределения элементов (Mg – красный, Ca – зеленый, Al – синий). *Opx* – ортопироксен, *Spl* – шпинель, *Gl* – стекло.

Fig. 6. Al-rich chondrules in the Severny Kolchim meteorite.

а, б – back-scattered electron images (BSE); в, г – combined elemental map (Mg – red, Al – blue, Ca – green). *Opx* – orthopyroxene, *Spl* – spinel, *Gl* – glass.

Включения тридимита

В метеорите была встречена порфировая пироксеновая хондра, состоящая из орто- и клинопироксена, центральная часть которой сложена фазой SiO_2 (рис. 7а, б). Хондра имеет диаметр 350 мкм и слегка неровные границы. Вдоль границы наблюдаются выделения гидроксидов Fe-Ni, скорее всего, гипергенного происхождения. Фаза SiO_2 по составу, по данным ЭДС, довольно чистая

($\text{SiO}_2 > 99.4\%$). Состав ортопироксена, по данным ЭДС: $\text{En}_{80}\text{Fs}_{18}\text{Wo}_2$. Состав клинопироксена, по данным ЭДС: $\text{En}_{46}\text{Fs}_{15}\text{Wo}_{41}$.

В матрице были обнаружены включения фазы SiO_2 , которые находятся в непосредственной близости с низкожелезистым ортопироксеном (рис. 7в, г). По составу ортопироксен похож на энстатит из тугоплавких включений: $\text{En}_{93 \pm 0.01}\text{Fs}_{6 \pm 0.01}\text{Wo}_{1 \pm 0.01}$ (N = 3). По данным ЭДС, фаза SiO_2 по составу чистая (до 99% SiO_2).

Таблица 7. Валовый состав высокомагнезиальных хондр, обогащенных Al хондр и хондр с тугоплавким форстеритом в метеорите Северный Колчим по данным ЭДС-анализа**Table 7.** Gross composition of high-magnesian chondrules, Al-rich chondrules and chondrule with refractory forsterite in the Severny Kolchim meteorite according to EDX analysis

Хондра	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₂	NiO	Сумма
Высокомагнезиальные хондры														
MgCh-01	56.2	Н. о.	4.3	0.4	4.1	31.5	Н. о.	3.0	0.5	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	100
MgCh-04	52.7	Н. о.	1.9	0.4	6.7	37.6	Н. о.	0.7	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	100
MgCh-06	45.4	Н. о.	3.1	1.0	12.6	30.9	Н. о.	1.2	0.8	0.5	0.4	3.3	0.8	100
MgCh-08	51.6	Н. о.	4.4	0.9	10.1	28.5	0.6	2.5	Н. о.	0.2	Н. о.	0.5	0.7	100
Хондра с тугоплавким форстеритом														
RCh-01	39.6	Н. о.	3.1	0.6	12.2	41.5	Н. о.	1.7	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0.9	0.5	100
Обогащенные Al хондры														
AlCh-01	44.9	0.5	21.0	1.1	8.0	11.9	Н. о.	4.2	5.8	1.1	Н. о.	1.1	0.3	100
AlCh-02														
Среднее, N = 7	58.5±1.3	0.9±0.1	21.5±0.5	2.3±0.4	2.9±0.7	1.3±1.1	Н. о.	3.7±0.2	8.3±0.4	0.4±0.04	Н. о.	0.1±0.1	Н. о.	100

Методом рамановской спектроскопии установлено, что в обоих объектах фаза SiO₂ представлена тридимитом (рис. 8а). Также обнаружено, что низкокальциевый пироксен представлен клиноэнстатитом (рис. 8б).

Эталонные спектры полиморфных модификаций SiO₂ приведены на рис. 8в (rruff.info). Кварц, тримидит и кристобалит однозначно различаются по рамановским спектрам. Характерный набор колебательных мод, соответствующих валентным и деформационным колебаниям связи Si–O в тетраэдре SiO₄, представлен на рис. 8в.

Эталонные спектры энстатита и клиноэнстатита (Lin, 2004) представлены на рис. 8г. Как можно видеть из указанной работы, самым характерным отличием энстатита от клиноэнстатита является спектральный диапазон в области решеточных колебаний, а именно – для энстатита характеристической является мода около 75 см⁻¹, что не свойственно клиноэнстатиту.

Некоторые отличия положений колебательных мод эталона и исследуемого образца могут быть связаны с разупорядочением или структурными напряжениями (Щапова и др., 2020).

ОБСУЖДЕНИЕ

Классификация метеорита Северный Колчим

Метеорит имеет непрозрачную матрицу без водосодержащих силикатов с признаками начала перекристаллизации, что позволяет отнести его к петрографическому типу 3.3–3.5 в соответствии с классификацией (Huss et al., 2006). Это согласуется с данными о слабо девитрифицированном изотропном стекле в мезостазисе хондр с редкими субмикронными зёрнами клинопироксена. Альбит в мезостазисе хондр выявлен не был. По вариациям содержания FeO в оливине (PMD 35% (N = 38)) метеорит Северный Колчим, по классификации (Sears et al., 1980), следует отнести к петрографическому типу 3.4. Как показали наблюдения, в метеорите присутствует даже низкожелезистый тугоплавкий оливин с содержанием FeO 0.5–1.0%, по краям зёрен возрастающим до 5–9 мас. % (см. табл. 5). Аналогичная картина с отсутствием минерального равновесия наблюдается по вариациям железистости в ортопироксене. Вариации содержания Со в камасите из вмещающего хондрита Северного Колчима, рассчитанные по небольшой выборке наших микрозондовых анализов и опубликованных анализов (Ерохин и др., 2019), характеризуются PMD 30% (N = 7), что, по классификации (Sears et al., 1980), соответствует петрографическому типу 3.5. Таким образом, по совокупности петрографических и минералогических признаков петрографический тип метеорита может быть уточнен как 3.4.

В оливине из хондр в метеорите Северный Колчим наблюдаются трещины, однако отсутствует волнообразное угасание. В ортопироксене из хондр также проявлены трещины по спайности. Ударные эффекты в тонкозернистой матрице также не проявлены. Таким образом, степень ударных преобразований может быть определена как S1 (Stoffler et al., 1991, 2019). Степень земного выветривания W3 (Wlotzka, 1993), она незначительно уменьшается от края метеорита к внутренней части в пределах площади шлифа (первые сантиметры).

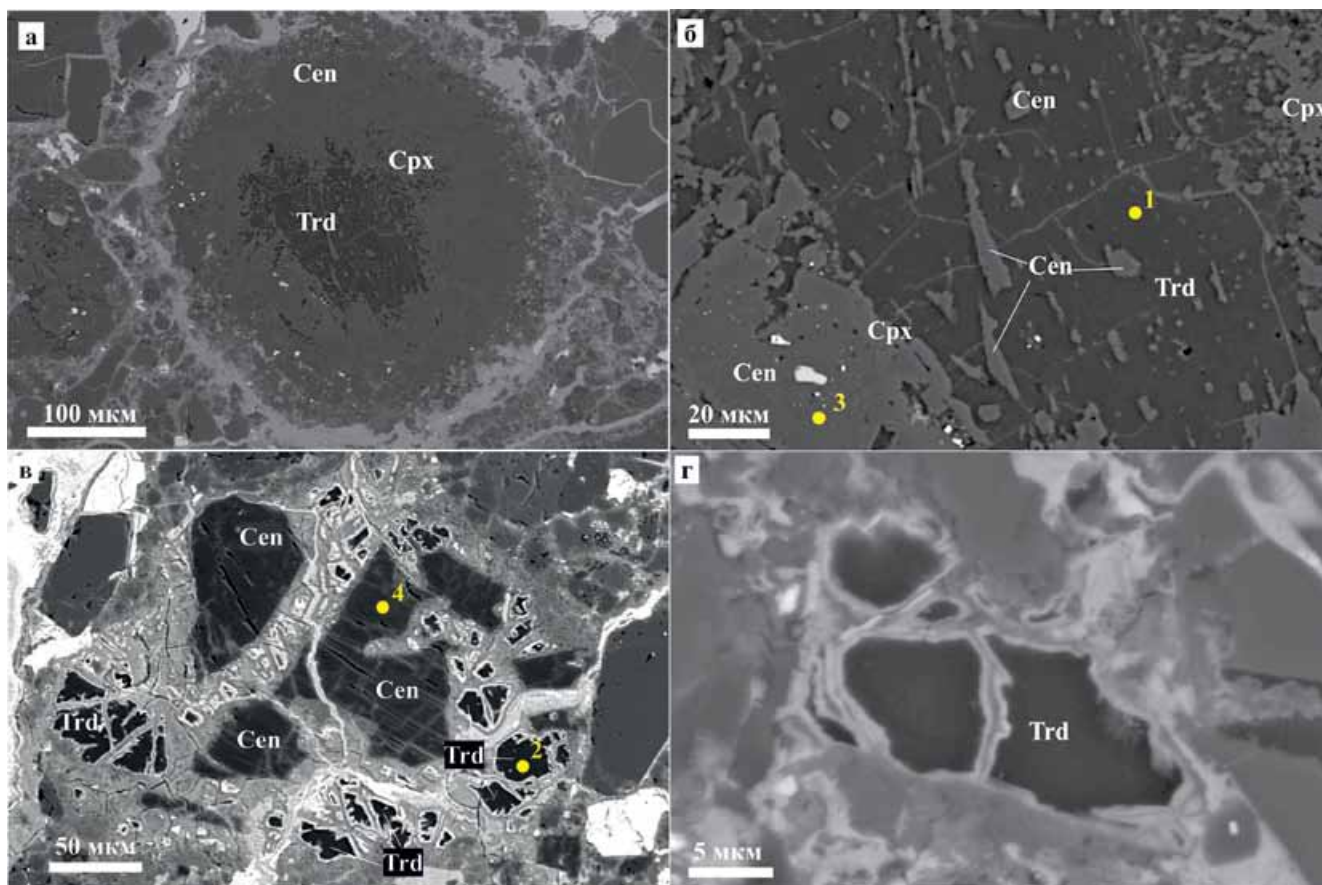


Рис. 7. Тридимит в метеорите Северный Колчим.

а, б – пироксеновая хондра, центральная часть которой сложена тридимитом (>99.4 мас. % SiO_2); в, г – включения тридимита в ассоциации с низкожелезистым клиноэнстатитом и гидроксидами железа. Изображения в обратноотраженных электронах (BSE). Cen – клиноэнстатит, Cpx – клинопироксен, Trd – тридимит, отмечены точки регистрации рамановских спектров (1–4).

Fig. 7. Tridymite inclusions in the Severny Kolchim meteorite.

а, б – pyroxene chondrule, the central part of which is composed of tridymite (>99.4 wt % SiO_2); в, г – inclusions of tridymite in association with low-Fe clinoenstatite. Images in back-reflected electrons (BSE). Cen – clinoenstatite, Cpx – clinopyroxene, Trd – tridymite, points of registration of Raman spectra (1–4).

Класт хондритового метеорита

Матрица класта почти прозрачная и состоит из новообразованных зерен преимущественно оливина и пироксена размером 5–100 мкм. Появляются обособленные зерна апатита и мерриллита. Металл и троилит присутствуют преимущественно в виде новообразованных зерен размером 100–700 мкм. Это позволяет отнести класт к петрографическому типу 3.8–4 (Huss et al., 2006). Однако отсутствие четко диагностированного плагиоклаза в хондрах и матрице не дает возможности отнести класт к равновесному петрографическому типу 4, согласно той же классификации (Huss et al., 2006).

Вариации содержания FeO в оливине (PMD 5% (N = 23) (Sears et al., 1980)) позволяют отнести класт

к петрографическому типу 3.9. При этом стоит отметить, что значение 5% является пограничным между петрографическими типами 3.9 и 4. Содержания железа в ортопироксене варьируют в более широких пределах в основном за счет присутствия в класте высокомагнезильной порфировой пироксеновой хондры с низкожелезистым энстатитом ($f = 0.06$). Однако следует учитывать, что, согласно данным (Huss et al., 2006), в отличие от оливина, некоторая неравновесность в составе ортопироксена может сохраняться в обыкновенных хондритах вплоть до петрографического типа 4 включительно.

Методом микрозондового анализа был определен состав камасита (см. табл. 2). Поскольку камасит в класте присутствует как в матрице, так и внутри хондр (Afiattalab, Wasson, 1980), в неравновес-

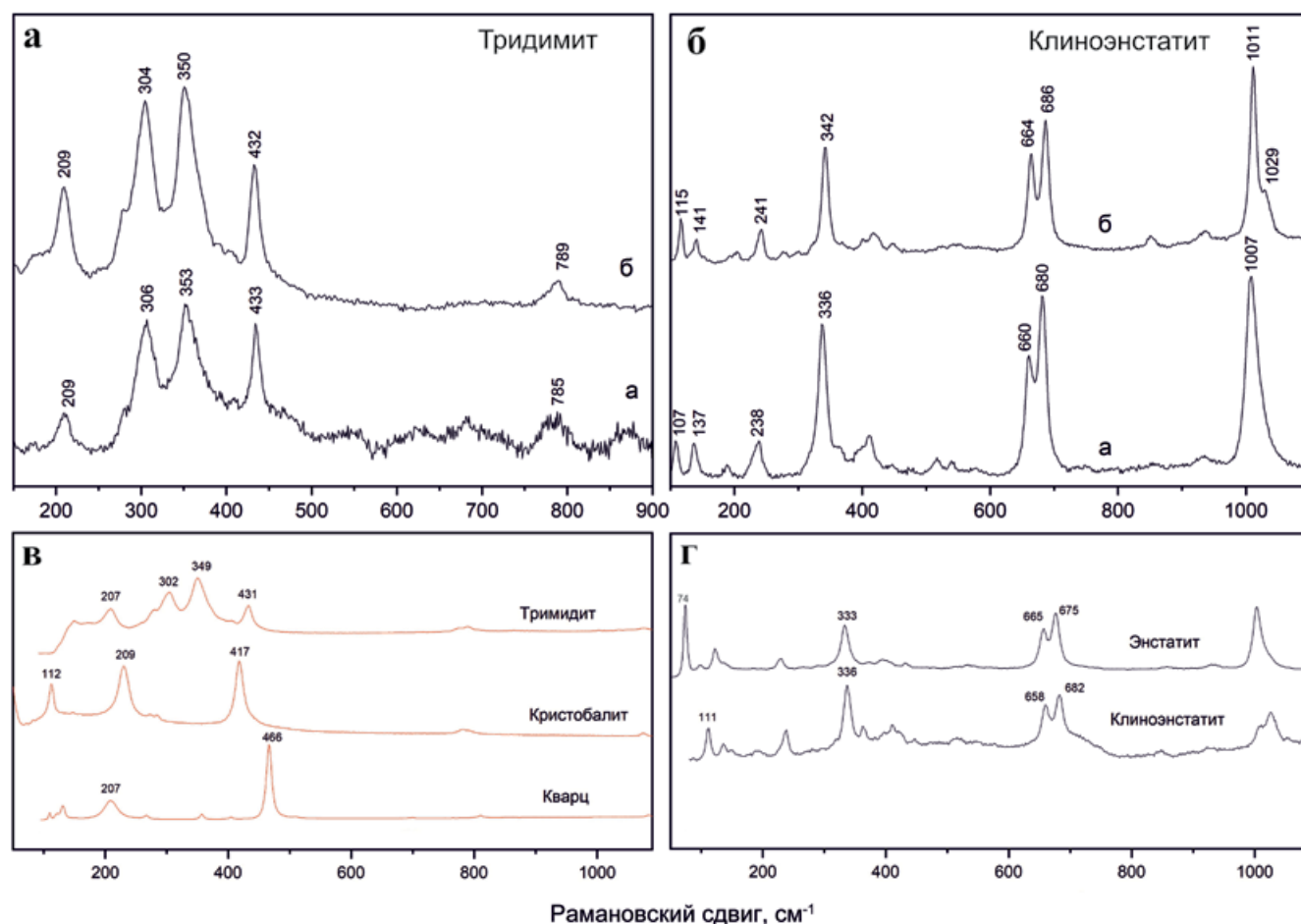


Рис. 8. Рамановские спектры.

а – тридимит (а – спектр 1 из пироксеновой хондры (см. рис. 7б), б – спектр 2 из обособленных включений (см. рис. 7в)); б – клиноэнстатит (а – спектр 3 из пироксеновой хондры (см. рис. 7б), б – спектр 4 из обособленных включений (см. рис. 7в)); в – эталонные спектры полиморфных модификаций SiO_2 (rruff.unfo) (Kimura et al., 2005); г – эталонные спектры энстатита и клиноэнстатита (Lin, 2004). Числа – положения колебательных мод.

Fig. 8. Raman spectra.

а – tridymite (а – spectrum 1 from pyroxene chondrule (fig. 7б), б – spectrum 2 from isolated inclusions (fig. 7в)); б – clinopyroxene (а – spectrum 3 from pyroxene chondrule (fig. 7б), б – spectrum 4 from isolated inclusions (fig. 7в)); в – reference spectra of polymorphic modifications of SiO_2 (rruff.unfo) (Kimura et al., 2005); г – reference spectra of enstatite and clinopyroxene (Lin, 2004). The numbers are the positions of the vibrational modes.

ных хондритах камасит в хондрах имеет большие вариации состава по сравнению с камаситом в матрице, что не позволило использовать показатель РМД для содержания Со в камасите для определения петрографического типа класта.

Таким образом, класт в метеорите был классифицирован как НЗ.9 хондрит. Он в большей степени затронут высокотемпературным метаморфизмом, чем вмещающий его хондрит. Вероятнее всего, класт сформировался на том же или родственном родительском теле Н-хондритов, но на большей глубине, откуда был выбит в результате ударного события.

В оливине и пироксене в хондрах наблюдаются трещины. В оливине местами присутствует вол-

нообразное угасание зерен (больше чем на 2°), планарные структуры не встречены, ударный расплав отсутствует. Степень ударных преобразований класта определена как S2 (Stoffler et al., 1991, 2019). Таким образом, класт в большей степени подвержен импактным преобразованиям по сравнению с вмещающим его хондритом. В класте, находящемся в центральной части обломка, степень земного выветривания составляет W2 (Wlotzka, 1993).

Поскольку найденный в метеорите класт отличается от вмещающего его хондрита только по петрографическому типу (степени метаморфизма), но при этом также относится к группе Н-хондритов, то для него не применим термин “ксенолит”. Со-

гласно устоявшейся терминологии ксенолитами принято называть обломки, имеющие генетические отличия от материала вмещающего его метеорита или метеоритной брекчии, т. е. происходящие от другого типа родительских тел (Bischoff et al., 2006; и др.).

Учитывая присутствие в Северном Колчине класта, не отличающегося от него по составу, но другого по степени метаморфизма (петрологическому типу), данный метеорит может быть также дополнительно классифицирован как геномиктовая брекчия (*Genomict breccia*) (Bischoff et al., 2006). Брекчии данного типа были описаны в метеоритах Mafra L3-4 (Lange et al., 1979), Noblesville H4-6 (Lipschutz et al., 1992), Camel Donga 040 CV3 аномальный (Zolensky et al., 2004), Cold Bokkeveld (Zolensky et al., 1997).

Включения тугоплавкого форстерита

Тугоплавкие богатые форстеритом включения (*refractory forsterite-rich objects*) являются общим компонентом для хондритов разных классов. Они известны в неравновесных углистых (Reid et al., 1970; McSween, 1977; Olsen, Grossman, 1978; Pack et al., 2005; и др.), обыкновенных (Steele, 1986; Берзин и др., 2019) и R-хондритах (Bischoff, 2000; Pack et al., 2004). Богатые форстеритом включения встречаются преимущественно в матрице, однако также известны в виде включений внутри хондр (Pack et al., 2004; Borisov et al., 2008; Gucsik et al., 2013; Krot et al., 2018; и др.). Включения в основном имеют неправильную обломочную форму, встречаются также округлые включения. Размер варьирует от 10 мкм до 1 мм. Форстерит характеризуется низкой железистостью ($Fa = 0.05\text{--}2.00$), обогащением тугоплавкими литофильными элементами (RLE), в частности CaO до 1.0%, Al_2O_3 до 0.3%, TiO_2 до 0.15%, резким дефицитом MnO и NiO , обогащением ^{16}O (Leshin et al., 1997; Pack et al., 2004; и др.). Включения обладают свойством катодolumинесценции (Steele et al., 1985; Pack et al., 2004; Gucsik et al., 2013). Тугоплавкие богатые форстеритом объекты могут содержать включения стекла, шпинели и металла (Pack et al., 2004, 2005; Дугушкина, Берзин, 2019; и др.).

Исходя из перечисленных признаков, богатые форстеритом включения наряду с богатыми кальцием и алюминием включениями (CAIs) и амебоидальными оливиновыми агрегатами (AOAs) относят к наиболее ранним минеральным образованиям протосолнечной небулы. По сравнению с другими тугоплавкими включениями (CAIs и AOAs), богатые форстеритом включения характеризуются меньшей степенью изученности.

Механизмы их формирования и дальнейшего преобразования отчасти остаются дискуссионными. Предложены две теории происхождения туго-

плавких богатых форстеритом включений. Согласно одним гипотезам, они образовались путем непосредственной конденсации из небулярного газа (Fuchs et al., 1973; Olsen, Grossman, 1978; Steele, 1986; и др.). В соответствии с другими представлениями, такой форстерит кристаллизовался в каплях расплава, обедненного FeO и обогащенного RLE, так называемых “протохондрах” или хондрах начальной генерации, с дальнейшим разрушением последних и высвобождением форстерита (McSween, 1977; Roedder, 1981; Pack et al., 2004, 2005; и др.).

Изученные нами богатые форстеритом тугоплавкие включения в метеорите Северный Колчим имеют сходство с ранее описанными. В форстерите не встречены включения металла, троилита или шпинели, описанные в тугоплавких богатых форстеритом включениях из других метеоритов в работах (Pack et al., 2004, 2005; Дугушкина, Берзин, 2019). Зональность, наблюдаемая в форстерите по Fe , является типичной для оливина из тугоплавких богатых форстеритом включений (Pack et al., 2004, 2005; и др.).

Энстатит в сростании с форстеритом по составу сходен с энстатитовой каймой в тугоплавких богатых форстеритом включениях, найденных и описанных нами в углистых хондритах (Дугушкина, Берзин, 2019; и др.).

Немаловажной особенностью фрагментов богатых форстеритом включений в метеорите Северный Колчим является то, что они представлены преимущественно остроугольными обломками. Относительно целые объекты встречаются крайне редко. Очевидно, это связано с их относительно частыми соударениями в протосолнечной небуле.

Отдельный интерес вызывают обнаруженные нами хондры, состоящие из тугоплавкого форстерита, аналогичного богатым форстеритом включениям. В таких хондрах высококальциевое стекло в мезостазисе по составу близко к включениям стекла во включениях тугоплавкого форстерита в других хондритах по данным (Pack et al., 2004, 2005; Дугушкина, Берзин, 2019). По всей видимости, данные хондры являются родительскими по отношению к богатым форстеритом включениям. Находка данных хондр подтверждает высказываемые ранее гипотезы формирования богатых форстеритом включений из “протохондр” (McSween, 1977; Roedder, 1981; Pack et al., 2004, 2005; и др.). Ранее подобные “протохондры” не были описаны в литературе. Тугоплавкий форстерит ранее отмечен в хондрах только в виде обломочных включений (предшественников хондр) (Pack et al., 2004; Krot et al., 2018). Валовый состав данных хондр, полученный методом ЭДС (см. табл. 7), позволяет оценить состав исходных капель расплава, формирование которых предшествовало образованию преобладающего большинства железомagneзиальных хондр. Однако далее логично встает вопрос об источни-

ке вещества для образования “протохондр” с тугоплавким форстеритом. На наш взгляд, это могли быть амeboидальные оливиновые агрегаты (AOAs), их обломки или срастания AOAs и CAIs в различных пропорциях. Это объяснило бы обогащение RLE и $\delta^{16}\text{O}$. Однако необходимо принимать во внимание, что находки AOAs и CAIs в обычных хондритах, пожалуй, еще более редки, чем находки богатых форстеритом включений. В изученных нами “протохондрах” с тугоплавким форстеритом не выявлены какие-либо твердые минеральные включения предшественников данных хондр.

Обогащенные Al хондры

Обогащенные Al хондры являются редкими компонентами хондритов, однако находки были описаны в большинстве групп хондритов: обычных (Bischoff, Keil, 1984; Russell et al., 2000; Krot, Keil, 2002; MacPherson, Huss, 2005), углистых (Sheng et al., 1991; Krot et al., 2002, 2006; Akaki et al., 2007; Zhang et al., 2014, 2019) и R-хондритах (Rout, Bischoff, 2008; Rout et al., 2010). Они имеют относительно высокое содержание Al_2O_3 (>10 мас. %). Характеризуются сходством текстур с текстурами железомagneзиальных хондр, но, помимо оливина и низкокальциевого пироксена, могут содержать плагиоклаз, богатый Al и Ti клинопироксен, богатую Al шпинель и часто богатое Al стекло. Обогащенные Al хондры значительно более тугоплавки, чем железомagneзиальные хондры, и некоторые из них демонстрируют композиционное сходство с богатыми кальцием и алюминием включениями (CAIs) (Scott, Krot, 2014).

Изученные нами обогащенные Al хондры по минеральному и валовому химическому составу близки к аналогичным обогащенным Al хондрам из обычных и углистых хондритов (Krot, Keil, 2002; MacPherson, Huss, 2005; Krot et al., 2006; и др.). Хондра AlCh-01 по валовому составу соответствует CAIs Типа B (MacPherson, Huss, 2005), скорее всего, является переплавленным CAI. Вторая хондра (AlCh-02) очень сильно обогащена алюминием, ее, предположительно, можно отнести к хондрам, образовавшимся при переплавке стекла (MacPherson, Huss, 2005; Chondrules, 2018). Повышенное содержание Na_2O (от 5.8 до 8.2 мас. %, см. табл. 7) может указывать на образование при совместном плавлении обогащенного Na вещества и вещества, богатого тугоплавкими элементами (Ebert, Bischoff, 2016, и ссылки в списке литературы).

Включения тридимита

Полиморфные модификации SiO_2 (кварц, тридимит, кристобалит) и кварцевое стекло встречаются в хондрах и матрице энстатитовых хондритов

(Kimura et al., 2005; Weisberg, Kimura, 2012; и др.). Находки хондр, содержащих фазу SiO_2 и включения SiO_2 в ассоциации с пироксеном и оливином, в обычных хондритах были описаны (Brigham et al., 1986).

Хондра с тридимитом и клиноэнстатитом (см. рис. 7а, б), найденная нами в матрице метеорита Северный Колчим, вероятно, имеет происхождение из резервуара энстатитовых хондритов. Тридимит является высокотемпературной низкobarической модификацией кремнезема. Скорее всего, он сформировался при кристаллизации хондры и не подвергался фазовым переходам в процессе метаморфизма в недрах родительского тела.

Включения тридимита, найденные в матрице хондры вблизи зерен клиноэнстатита (см. рис. 7в, г), по всей видимости, имеют аналогичное происхождение из области формирования энстатитовых хондритов. Нахождение в непосредственной близости обломочных зерен низкожелезистого клиноэнстатита и тридимита может указывать на их генетическую связь. Можно предположить, что это обломки аналогичной пироксеновой хондры из резервуара энстатитовых хондритов.

ВЫВОДЫ

1. Классификация метеорита Северный Колчим может быть уточнена как H3.4. Степень ударных преобразований S1. Степень земного выветривания W3. Кроме того, данный метеорит может быть также дополнительно классифицирован как геномиктовая брекчия (Genomict breccia) (Bischoff et al., 2006).

2. В метеорите Северный Колчим изучен класт размером 6×6 мм, сложенный хондритом H3.9. Он имеет более высокую степень ударных преобразований S2. Вероятнее всего, класт сформировался на том же или родственном родительском теле H-хондритов, но на большей глубине, откуда был выбит в результате ударного события.

3. Были установлены тугоплавкие богатые форстеритом включения (англ. *refractory forsterite rich objects*). Находки данных включений в обычных хондритах крайне редки. Показано их сходство с богатыми форстеритом включениями, ранее описанными в углистых хондритах. Характерной особенностью богатых форстеритом включений является то, что они представлены по большей части остроугольными обломками, что, вероятно, обусловлено их относительно частыми соударениями.

4. В метеорите Северный Колчим были изучены порфиновые оливиновые хондры, состоящие из тугоплавкого форстерита и высококальциевого стекла в мезостазисе, которые, возможно, являются родительскими для тугоплавких богатых форстеритом включений.

5. В метеорите установлена пироксеновая хондра с тридимитом. Последние, вероятнее всего, яв-

ляются ксеногенными и происходят из области формирования энстатитовых хондритов. Низкокальциевый пироксен из данной хондры определен методом рамановской спектроскопии как клиноэнстатит. В матрице встречены сгруппированные обломочные зерна тридимита и клиноэнстатита, вероятнее всего являющиеся обломками аналогичной пироксеновой хондры.

6. Северном Колчипе найдены две обогащенные Al-хондры. Судя по валовому составу, одна хондра является переплавленным CAI типа В, а другая – сформировалась при плавлении вещества, обогащенного натрием.

7. В метеорите установлен гипергенный вивианит.

Благодарности

Авторы благодарны аналитикам лаборатории ФХМИ Института геологии и геохимии УрО РАН канд. геол.-мин. наук Л.В. Леоновой, А.В. Михеевой, С.В. Лепехе, И.А. Готтман и И.А. Даниленко за помощь в проведении микрозондовых анализов и наблюдений на электронном микроскопе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Берзин С.В. (2018а) О находке тугоплавких богатых форстеритом включений в метеорите Северный Колчим (НЗ). *Минералы: строение, свойства, методы исследования*, (9), 24-25.
- Берзин С.В., Иванов К.С., Бурлаков Е.В. (2019) Находка тугоплавких включений в метеорите Северный Колчим (НЗ). *Докл. АН*, **487**(6), 650-652.
- Дугушкина К.А., Берзин С.В. (2019) Новый углистый хондрит CM2 из Северо-Западной Африки (North-west Africa 11781). *Литосфера*, **19**(4), 580-587. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-580-587
- Ерохин Ю.В., Берзин С.В., Хиллер В.В., Иванов К.С. (2016) Пентландит из обыкновенных хондритов Урала. *Литосфера*, (3), 139-146.
- Ерохин Ю.В., Коротеев В.А., Хиллер В.В., Иванов К.С., Захаров А.В. (2019) Вещественный состав метеорита Северный Колчим. *Вестн. Перм. ун-та. Геология*, **18**(3), 194-204.
- Ерохин Ю.В., Коротеев В.А., Хиллер В.В., Иванов К.С., Клейменов Д.А. (2018) Метеорит Северный Колчим: новые данные по минералогии. *Докл. АН*, **482**(2), 186-189.
- Иванов О.К. (1969) Хондрит Северный Колчим. *Метеоритика*, (29), 48-56.
- Логинов В.Н. (2004) Метеориты Урала. Екатеринбург: Урал. гос. ун-т., 80 с.
- Назаров М.А., Барсукова Л.Д., Харитонов В.Я., Ульянов А.А., Шевалеевский И.Д. (1983) Минералогия, петрография и химический состав метеорита Северный Колчим. *Метеоритика*, (42), 40-48.
- Щапова Ю.В., Вотяков С.Л., Замятин Д.А., Червяковская М.В., Панкрушина Е.А. (2020) Минералы-концентраторы d- и f-элементов: локальные спектроскопические и ЛА-ИСП-МС исследования состава, структуры и свойств, геохронологические приложения. Под ред. С.Л. Вотякова. Новосибирск: СО РАН, 424 с.
- Юдин И.А. (1970) К минералогии метеорита Северный Колчим. *Тр. ИГТ УФАИ СССР*, (86), 157-161.
- Afiattalab F., Wasson J.T. (1980) Composition of the metal phases in ordinary chondrites: implications regarding classification and metamorphism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**(3), 431-446.
- Akaki T., Nakamura K., Noguchi R., Tsuchiyama A. (2007) Multiple formation of chondrules in the early solar system: Chronology of a compound Al-rich chondrule. *Astrophys. J.*, (656), 29-32.
- Berzin S.V. (2018b) Refractory forsterite-rich objects in the meteorite Severny Kolchim (H3). *Meteor. Planet. Sci.*, **53**(S1). 81st Annual Meeting of the Meteoritical Society No. 6019.
- Bischoff A. (2000) Mineralogical characterization of primitive, type-3 lithologies in Rumuruti chondrites. *Meteor. Planet. Sci.*, **35**, 699-706.
- Bischoff A., Keil K. (1984) Al-rich objects in ordinary chondrites: Related origin of carbonaceous and ordinary chondrites and their constituents. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, 693-709.
- Bischoff A., Scott E.R.D., Metzler K., Goodrich C.A. (2006) Nature and origins of meteoritic breccias. *Meteorites and the Early Solar System II*. Tucson, University of Arizona Press, 679-710.
- Borisov A., Pack A., Kropf A., Palme H. (2008) Partitioning of Na between olivine and melt: An experimental study with application to the formation of meteoritic Na₂O-rich chondrule glass and refractory forsterite grains. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **72**, 5558-5573.
- Brigham C.A., Yabuki H., Ouyang Z., Murrell M.T., El Goresy A., Burnett D.S. (1986) Silica-bearing chondrules and clasts in ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 1655-1666.
- Chondrules: Records of Protoplanetary Disk Processes (2018). (Eds S. Russell, H. Connolly Jr., A. Krot). Cambridge, Cambridge University Press, 450 p. doi:10.1017/9781108284073
- Dodd R.T., Schmus W.R.V., Koffman D.M. (1967). A survey of the unequilibrated ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31**(6), 921-934.
- Ebert S., Bischoff A. (2016) Genetic relationship between Na-rich chondrules and Ca, Al-rich inclusions? Formation of Na-rich chondrules by melting of refractory and volatile precursors in the Solar Nebula. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **177**, 182-204.
- Fuchs L.H., Olsen E., Jensen K.J. (1973) Mineralogy, mineral chemistry and composition of the Murchison (CM2) meteorite. *Contrib. Earth Sci.*, (10), 1-39.
- Gucsik A., Endo T., Nishido H., Ninagawa K., Kayama M., Berczi S., Nagy S., Abraham P., Kimura Y., Miura H., Gyollai I., Simonia I., Rozsa P., Posta J., Apai D., Mihalyi K., Nagy M., Ott U. (2013) Cathodoluminescence microscopy and spectroscopy of forsterite from Kaba meteorite: An application to the study of hydrothermal alteration of parent body. *Meteor. Planet. Sci.*, **48**(12), 2577-2596.
- Huss G.R., Rubin A.E., Grossman J.N. (2006) Thermal metamorphism in chondrites. *Meteorites and the Early Solar System II*. Tucson, University of Arizona Press, 567-586.
- Kimura M., Weisberg M.K., Lin Y., Suzuki A., Ohtani E., Okazaki R. (2005) Thermal history of enstatite chondrites from silica polymorphs. *Meteor. Planet. Sci.*, (40), 855-868.

- Krot A.N., Hutcheon I.D., Keil K. (2002) Plagioclase-rich chondrules in the reduced CV chondrites: Evidence for complex formation history and genetic links between calcium-aluminum-rich inclusions and ferromagnesian chondrules. *Meteor. Planet. Sci.*, **37**, 155-182.
- Krot A.N., Keil K. (2002) Anorthite-rich chondrules in CR and CH carbonaceous chondrites: Genetic link between calcium-aluminum-rich inclusions and ferromagnesian chondrules. *Meteor. Planet. Sci.*, **37**, 91-111.
- Krot A.N., Nagashima K., Libourel G., Miller K.E. (2018) Multiple mechanisms of transient heating events in the protoplanetary disk. Evidence from precursors of chondrules and igneous Ca, Al-rich inclusions. *Chondrules. Records of Protoplanetary Disk Processes*. Cambridge, Cambridge University Press, 11-56.
- Krot A.N., Petaev M.I., Keil K. (2006) Mineralogy and petrology of Al-rich objects and amoeboid olivine aggregates in the CH carbonaceous chondrite North West Africa 739. *Chemie der Erde*, **66**, 57-76.
- Lange D.E., Keil K., Gomes C.B. (1979) The Mafra meteorite and its lithic clasts: A genomict L-group chondrite breccia (abstract). *Meteoritics*, **14**, 472-473.
- Leshin L.A., Rubin A.E., McKeegan K.D. (1997) The oxygen isotopic composition of olivine and pyroxene from CI chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**(4), 835-845.
- Lin C.C. (2004) Pressure-induced polymorphism in enstatite (MgSiO_3) at room temperature: clinoenstatite and orthoenstatite. *Phys. Chem. Solids*, **65**, 913-921.
- Lipschutz M.E., Wolf S.F., Gartenhaus S., Lindstrom M.M., Mittlefehldt D.W., Zolensky M.E., Wacker J.F., Benoit P.H., Sears D.W.G., Dodd R.T. (1992) Noblesville meteorite breccia: recovery and initial characterization. *XXIII Lunar and Planetary Science Conference*. Houston, Lunar and Planetary Institute, 785-786.
- Macpherson G.J., Huss G.R. (2005) Petrogenesis of Al-rich chondrules: Evidence from bulk compositions and phase equilibria. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**(12), 3099-3127.
- McSween H.Y.Jr. (1977) On the nature and origin of isolated olivine grains in carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, (41), 411-418.
- Meteoritical Bulletin, No. 36-48 (1970). *Meteoritics*, (5), 85-109.
- Olsen E., Grossman L. (1978) On the origin of isolated olivine grains in Type 3 carbonaceous chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **41**, 111-127.
- Pack A., Palme H., Shelley J.M.G. (2005) Origin of chondritic forsterite grains. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**, 3159-3182.
- Pack A., Yurimoto H., Palme H. (2004) Petrographic and oxygen-isotopic study of refractory forsterites from R-chondrite Dar al Gani 013 (R3.5-6), unequilibrated ordinary and carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **68**(5), 1135-1157.
- Reid A.M., Bass M.N., Fujita H., Kerridge J.F., Frederiksen K. (1970) Olivine and pyroxene in the Orgueil meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**, 1253-1255.
- Roedder E. (1981) Significance of Ca-Al-rich silicate melt inclusions in olivine crystals from the Murchison type II carbonaceous chondrite. *Bull. Minéralogie*, **104**, 339-353.
- Rout S.S., Keil K., Bischoff A. (2010) Bulk chemical compositions of Al-rich objects from Rumuruti (R) chondrites: Implications for their origin. *Chemie der Erde*, **70**, 35-53.
- Rout S.S., Bischoff A. (2008) Ca, Al-rich inclusions in Rumuruti (R) chondrites. *Meteor. Planet. Sci.*, **43**(9), 1439-1464.
- Russell S.S., MacPherson G.J., Leshin L.A., McKeegan K.D. (2000) ^{16}O enrichments in aluminum-rich chondrules from ordinary chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **184**, 57-74.
- Scott E.R.D., Krot A.N. (2014) Chondrites and Their Components. *Treatise on geochemistry*. 2nd ed. V. 1. Meteorites and cosmochemical processes. L., Elsevier Ltd., 65-137.
- Sears D.W.G., Grossman J.N., Melcher C.L., Ross L.M., Mills A.A. (1980) Measuring the metamorphic history of unequilibrated ordinary chondrites. *Nature*, **287**, 791-795.
- Sheng Y.J., Hutcheon I.D., Wasserburg G.J. (1991) Origin of plagioclase-olivine inclusions in carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 581-599.
- Steele I.M. (1986) Compositions and textures of relic forsterite in carbonaceous and unequilibrated ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 1379-1395.
- Steele I.M., Smith J.V., Skirius C. (1985) Cathodoluminescence zoning and minor elements in forsterites from the Murchison (CM2) carbonaceous chondrite. *Nature*, **313**, 294-297.
- Stoffler D., Hamann C., Metzler K. Addendum to "Stoffler D., Hamann C., and Metzler K. (2019) Shock metamorphism of planetary silicate rocks and sediments: Proposal for an updated classification system. *Meteoritics & Planetary Science* 53, 5-49, 2018". *Meteor. Planet. Sci.*, **54**(4), 946-949.
- Stoffler D., Keil K., Scott E.R.D. (1991) Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 3845-3867.
- Wasson J.T., Kallemeyn G.W. (1988) Composition of Chondrites. *Philos. Transact. Royal Soc. Lond.*, **325**(1587), 535-544.
- Weisberg M.K., Kimura M. (2012) The unequilibrated enstatite chondrites. *Chemie der Erde*, **72**, 101-115.
- Wlotzka F.A. (1993) Weathering scale for the ordinary chondrites. *Meteoritics*, **28**(3), 460-460.
- Zhang A.-C., Itoh S., Sakamoto N., Wang R.-C., Yurimoto H. (2014) Origins of Al-rich chondrules: Clues from a compound Al-rich chondrule in the Dar al Gani 978 carbonaceous chondrite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **130**, 78-92.
- Zhang M., Lin Y., Tang G., Liu Y., Leya I. (2019) Origin of Al-rich chondrules in CV chondrites: Incorporation of diverse refractory components into the ferromagnesian chondrule forming region. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **272**, 198-217.
- Zolensky M.E., Mittlefehldt D.W., Lipschutz M.E., Wang M.-S., Clayton R.N., Mayeda T.K., Grady M.M., Pillinger C., Barber D. (1997) CM chondrites exhibit the complete petrologic range from type 2 to 1. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**, 5099-5115.
- Zolensky M.E., Tonui E.K., Bevan A.W.R., Le L., Clayton R.N., Mayeda T.K., Norman M. (2004) Camel Donga 040: A CV chondrite genomict breccia with unequilibrated and metamorphosed material. *Antarct. Meteor. Res.*, **28**, 95-96.

REFERENCES

- Afiattalab F., Wasson J.T. (1980) Composition of the metal phases in ordinary chondrites: implications regarding classification and metamorphism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**(3), 431-446.
- Akaki T., Nakamura K., Noguchi R., Tsuchiyama A. (2007) Multiple formation of chondrules in the early solar system: Chronology of a compound Al-rich chondrule. *As-*

- trophys. J.*, **656**, 29-32.
- Berzin S.V. (2018a) Features of the refractory forsterite-rich objects in the unequilibrated ordinary chondrite Severny Kolchim (H3). *Mineraly: stroenie, svoistva, metody issledovaniya*, (9), 24-25. (In Russian)
- Berzin S.V. (2018b) Refractory forsterite-rich objects in the meteorite Severny Kolchim (H3). *Meteor. Planet. Sci.*, **53**(S1). 81st Annual Meeting of the Meteoritical Society No. 6019.
- Berzin S.V., Ivanov K.S., Burlakov E.V. (2019) Finding of refractory inclusions in the Severny Kolchim meteorite (H3). *Dokl. Akad. Nauk*, **487**(2), 908-910. (In Russian)
- Bischoff A. (2000) Mineralogical characterization of primitive, type-3 lithologies in Rumuruti chondrites. *Meteoritics Planet. Sci.*, **35**, 699-706.
- Bischoff A., Keil K. (1984) Al-rich objects in ordinary chondrites: Related origin of carbonaceous and ordinary chondrites and their constituents. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, 693-709.
- Bischoff A., Scott E.R.D., Metzler K., Goodrich C.A. (2006) Nature and origins of meteoritic breccias. *Meteorites and the Early Solar System II*. Tucson, University of Arizona Press, 679-710.
- Borisov A., Pack A., Kropf A., Palme H. (2008) Partitioning of Na between olivine and melt: An experimental study with application to the formation of meteoritic Na₂O-rich chondrule glass and refractory forsterite grains. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **72**, 5558-5573.
- Brigham C.A., Yabuki H., Ouyang Z., Murrell M.T., El Goresy A., Burnett D.S. (1986) Silica-bearing chondrules and clasts in ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 1655-1666.
- Chondrules: Records of Protoplanetary Disk Processes (2018). (Ed. by S. Russell, H. Connolly Jr., A. Krot). Cambridge, Cambridge University Press, 450 p. doi:10.1017/9781108284073
- Dodd R.T., Schmus W.R.V., Koffman D.M. (1967). A survey of the unequilibrated ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31**(6), 921-934.
- Dugushkina K.A., Berzin S.V. (2019) New carbonaceous chondrite Northwest Africa 11781 (CM2). *Litosfera*, **19**(4), 580-587. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-4-580-587 (In Russian)
- Ebert S., Bischoff A. (2016) Genetic relationship between Na-rich chondrules and Ca, Al-rich inclusions? Formation of Na-rich chondrules by melting of refractory and volatile precursors in the Solar Nebula. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **177**, 182-204.
- Erokhin Y.V., Berzin S.V., Khiller V.V., Ivanov K.S. (2016) Pentlandite from ordinary chondrites of the Urals. *Litosfera*, (3), 139-146. (In Russian)
- Erokhin Y.V., Koroteev V.A., Khiller V.V., Ivanov K.S., Kleimenov D.A. (2018) The Severny Kolchim meteorite: new data on mineralogy. *Dokl. Akad. Nauk*, **482**(1), 1189-1192. (In Russian)
- Erokhin Y.V., Koroteev V.A., Khiller V.V., Ivanov K.S., Zakharov A.V. (2019) Material composition of the Severny Kolchim meteorite. *Vestn. Perm. un-ta. Geologiya*, **18**(3), 194-204. (In Russian)
- Fuchs L.H., Olsen E., Jensen K.J. (1973) Mineralogy, mineral chemistry and composition of the Murchison (CM2) meteorite. *Contrib. Earth Sci.*, (10), 1-39.
- Gucsik A., Endo T., Nishido H., Ninagawa K., Kayama M., Bercei S., Nagy S., Abraham P., Kimura Y., Miura H., Gyollai I., Simonia I., Rozsa P., Posta J., Apai D., Miha-lyi K., Nagy M., Ott U. (2013) Cathodoluminescence microscopy and spectroscopy of forsterite from Kaba meteorite: An application to the study of hydrothermal alteration of parent body. *Meteor. Planet. Sci.*, **48**(12), 2577-2596.
- Huss G.R., Rubin A.E., Grossman J.N. (2006) Thermal metamorphism in chondrites. *Meteorites and the Early Solar System II*. Tucson, University of Arizona Press, 567-586.
- Ivanov O.K. (1969) Chondrite Severnyi Kolchim. *Meteoritika*, **29**, 48-56. (In Russian)
- Kimura M., Weisberg M.K., Lin Y., Suzuki A., Ohtani E., Okazaki R. (2005) Thermal history of enstatite chondrites from silica polymorphs. *Meteor. Planet. Sci.*, (40), 855-868.
- Krot A.N., Hutcheon I.D., Keil K. (2002) Plagioclase-rich chondrules in the reduced CV chondrites: Evidence for complex formation history and genetic links between calcium-aluminum-rich inclusions and ferromagnesian chondrules. *Meteor. Planet. Sci.*, **37**, 155-182.
- Krot A.N., Keil K. (2002) Anorthite-rich chondrules in CR and CH carbonaceous chondrites: Genetic link between calcium-aluminum-rich inclusions and ferromagnesian chondrules. *Meteor. Planet. Sci.*, **37**, 91-111.
- Krot A.N., Nagashima K., Libourel G., Miller K.E. (2018) Multiple mechanisms of transient heating events in the protoplanetary disk. Evidence from precursors of chondrules and igneous Ca, Al-rich inclusions. *Chondrules. Records of Protoplanetary Disk Processes*. Cambridge, Cambridge University Press, 11-56.
- Krot A.N., Petaev M.I., Keil K. (2006) Mineralogy and petrology of Al-rich objects and amoeboid olivine aggregates in the CH carbonaceous chondrite North West Africa 739. *Chemie der Erde*, **66**, 57-76.
- Lange D.E., Keil K., Gomes C.B. (1979) The Mafra meteorite and its lithic clasts: A genometric L-group chondrite breccia (abstract). *Meteoritics*, **14**, 472-473.
- Leshin L.A., Rubin A.E., McKeegan K.D. (1997) The oxygen isotopic composition of olivine and pyroxene from CI chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**(4), 835-845.
- Lin C.C. (2004) Pressure-induced polymorphism in enstatite (MgSiO₃) at room temperature: clinoenstatite and orthoenstatite. *Phys. Chem. Solids*, **65**, 913-921.
- Lipschutz M.E., Wolf S.F., Gartenhaus S., Lindstrom M.M., Mittlefehldt D.W., Zolensky M.E., Wacker J.F., Benoit P.H., Sears D.W.G., Dodd R.T. (1992) Noblesville meteorite breccia: recovery and initial characterization. *XXIII Lunar and Planetary Science Conference*. Houston, Lunar and Planetary Institute, 785-786.
- Loginov V.N. (2004) Meteorites of The Urals. Ekaterinburg, Ural State University Publ., 80 p. (In Russian)
- Macpherson G.J., Huss G.R. (2005) Petrogenesis of Al-rich chondrules: Evidence from bulk compositions and phase equilibria. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**(12), 3099-3127.
- McSween H.Y.Jr. (1977) On the nature and origin of isolated olivine grains in carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, (41), 411-418.
- Meteoritical Bulletin, No. 36-48 (1970). *Meteoritics*, (5), 85-109.
- Nazarov M.A., Barsukova L.D., Kharitonova V.Ya., Ul'yanov A.A., Shevaleevsky I.D. (1983) Mineralogy, petrography and chemical composition of the Severnyi Kolchim meteorite. *Meteoritika*, **42**, 40-48. (In Russian)

- Olsen E., Grossman L. (1978) On the origin of isolated olivine grains in Type 3 carbonaceous chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **41**, 111-127.
- Pack A., Palme H., Shelley J.M.G. (2005) Origin of chondritic forsterite grains. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**, 3159-3182.
- Pack A., Yurimoto H., Palme H. (2004) Petrographic and oxygen-isotopic study of refractory forsterites from R-chondrite Dar al Gani 013 (R3.5-6), unequilibrated ordinary and carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **68**(5), 1135-1157.
- Reid A.M., Bass M.N., Fujita H., Kerridge J.F., Frederiksen K. (1970) Olivine and pyroxene in the Orgueil meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**, 1253-1255.
- Roedder E. (1981) Significance of Ca-Al-rich silicate melt inclusions in olivine crystals from the Murchison type II carbonaceous chondrite. *Bull. Minéralogie*, **104**, 339-353.
- Rout S.S., Keil K., Bischoff A. (2010) Bulk chemical compositions of Al-rich objects from Rumuruti (R) chondrites: Implications for their origin. *Chemie der Erde*, **70**, 35-53.
- Rout S.S., Bischoff A. (2008) Ca, Al-rich inclusions in Rumuruti (R) chondrites. *Meteor. Planet. Sci.*, **43**(9), 1439-1464.
- Russell S.S., MacPherson G.J., Leshin L.A., McKeegan K.D. (2000) ¹⁶O enrichments in aluminum-rich chondrules from ordinary chondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **184**, 57-74.
- Scott E.R.D., Krot A.N. (2014) Chondrites and Their Components. *Treatise on geochemistry*. 2nd ed. V. 1. Meteorites and cosmochemical processes. L., Elsevier Ltd., 65-137.
- Sears D.W.G., Grossman J.N., Melcher C.L., Ross L.M., Mills A.A. (1980) Measuring the metamorphic history of unequilibrated ordinary chondrites. *Nature*, **287**, 791-795.
- Shchapova Yu.V., Votyakov S.L., Zamyatin D.A., Chervyakovskaya M.V., Pankrushina E.A. (2020) Mineral concentrators of d- and f-elements: local spectroscopic and LA-ICP-MS studies of the composition, structure and properties, geochronological applications. Novosibirsk, SB RAS Publ., 424 p. (In Russian)
- Sheng Y.J., Hutcheon I.D., Wasserburg G.J. (1991) Origin of plagioclase-olivine inclusions in carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 581-599.
- Steele I.M., Smith J.V., Skirius C. (1985) Cathodoluminescence zoning and minor elements in forsterites from the Murchison (CM2) carbonaceous chondrite. *Nature*, **313**, 294-297.
- Steele I.M. (1986) Compositions and textures of relic forsterite in carbonaceous and unequilibrated ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 1379-1395.
- Stoffler D., Hamann C., Metzler K. Addendum to "Stoffler D., Hamann C., and Metzler K. (2019) Shock metamorphism of planetary silicate rocks and sediments: Proposal for an updated classification system. *Meteoritics & Planetary Science* 53, 5-49, 2018". *Meteor. Planet. Sci.*, **54**(4), 946-949.
- Stoffler D., Keil K., Scott E.R.D. (1991) Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 3845-3867.
- Wasson J.T., Kallemeyn G.W. (1988) Composition of Chondrites. *Philos. Transact. Royal Soc. Lond.*, **325**(1587), 535-544.
- Weisberg M.K., Kimura M. (2012) The unequilibrated enstatite chondrites. *Chemie der Erde*, **72**, 101-115.
- Wlotzka F.A. (1993) Weathering scale for the ordinary chondrites. *Meteoritics*, **28**(3), 460-460.
- Yudin I.A. (1970) To the Mineralogy of the Severny Kolchym meteorite. *Tr. IGG UFAN SSSR*, **86**, 157-161. (In Russian)
- Zhang A.-C., Itoh S., Sakamoto N., Wang R.-C., Yurimoto H. (2014) Origins of Al-rich chondrules: Clues from a compound Al-rich chondrule in the Dar al Gani 978 carbonaceous chondrite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **130**, 78-92.
- Zhang M., Lin Y., Tang G., Liu Y., Leya I. (2019) Origin of Al-rich chondrules in CV chondrites: Incorporation of diverse refractory components into the ferromagnesian chondrule forming region. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **272**, 198-217.
- Zolensky M.E., Mittlefehldt D.W., Lipschutz M.E., Wang M.-S., Clayton R.N., Mayeda T.K., Grady M.M., Pillinger C., Barber D. (1997) CM chondrites exhibit the complete petrologic range from type 2 to 1. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**, 5099-5115.
- Zolensky M.E., Tonui E.K., Bevan A.W.R., Le L., Clayton R.N., Mayeda T.K., Norman M. (2004) Camel Donga 040: A CV chondrite genomic breccia with unequilibrated and metamorphosed material. *Antarct. Meteor. Res.*, **28**, 95-96.

УДК 622.234.57:622.02:537

DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-431-443

Руды магнетитов и бокситов как петрофизические объекты спектрально-сортовой оценки на основе электрометрии (из архивов оксид-метрической разведки на месторождениях Урала)

А. В. Тимохин, Р. С. Титов, М. В. Козлова

Институт горного дела УрО РАН, 620075, г. Екатеринбург, ул. Мамина-Сибиряка, 58, e-mail: timohin.igduran.geo@mail.ru, ukr15@mail.ru, mkoz94@mail.ru

Поступила в редакцию 21.09.2020 г., принята к печати 29.09.2020 г.

Объект исследований. Распределения руд магнетитов и бокситов в горных блоках месторождений по данным электропроводности в связи с сигналами рассеянных фаз окислов Са, Mg и Al. Петрофизические объекты и дифференциация свойств окислов, выявляемые в пограничном и на границе с диэлектриками полупроводниковом диапазоне в геохимической обстановке метаморфических образований из карбонатных осадков. **Материалы и методы.** Предпринимается поиск стационарных признаков – исследование отличает изучение на элементном уровне (обзор) и, затем, на основе материалов собственных электрометрических измерений на месторождениях. **Результаты.** В обзорной части выполнен анализ констант металлов – относительной электроотрицательности ОЭО (шкала Луо и Бенсона), электронных потенциалов E0 и связи электрического сопротивления и давления в чистых элементах. Раскрывается инверсия свойств СаО ↔ MgO (впервые в 2002–2004 гг.); Са идентифицирован как восстановитель (СаО – твердый диэлектрик) в отличие от традиционных представлений о сравнительной аддитивности легкого Mg. Установлено, что MgO – отдельный источник полупроводниковых носителей. Благоприятные условия изучения проводимости в экспериментальной части работы – абсолютные обменные приращения рудных окислов на геологических контактах. Измерены и рассчитаны свойства руд, пород и окислов, предсказаны связи сортового роста проводимости с уплотнением, повышением основности и магнитной восприимчивости (магнетизации), что, в свою очередь, дает фундаментальные основания для изучения кернов, проб из развалов, измельчений и переработанного геоматериала, включая концентраты, хвосты и отходы. **Выводы.** Идентифицированы спектральные свойства рассеянных легких окислов ат. № ≤ 20. Отмечено активационное действие MgO и Al₂O₃ в ионной среде (СаСО₃ = СаО + СО₂). В явлениях полупроводниковой природы (n- и p- источники) дана версия донорно-акцепторного механизма. Установленные свойства – фактор осуществления в условиях месторождений оксид-метрических решений как в оценках карбонатных химотипов терригенных ископаемых, так и плагиоклаз-пироксеновых – в магматических. Сортная разведка и прототип электрометрии обсуждаются с позиций высокоточной интерпретации в потенциале и восполняющем комбинировании различных петрофизических измерителей.

Ключевые слова: магнетиты, бокситы, анализ металлов, спектральные свойства окислов, электрометрия, сортная оценка, геотехнология

Источник финансирования

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант № 11-05-00159) и в рамках государственного задания 007-00293-18-00, тема № 0405-2018-0015

Magnetite and bauxite ores as petrophysical objects of spectral-grade estimation based on electrometry (from the archives of oxide-metric exploration in the Ural deposits)

Alexandr V. Timohin, Roman S. Titov, Maria V. Kozlova

Institute of Mining of Ural branch of RAS, 58 Mamina-Sibiryaka st., Ekaterinburg 620075, Russia, e-mails: timohin.igduran.geo@mail.ru, ukr15@mail.ru, mkoz94@mail.ru

Received 21.09.2020, accepted 29.09.2020

Для цитирования: Тимохин А.В., Титов Р.С., Козлова М.В. (2021) Руды магнетитов и бокситов как петрофизические объекты спектрально-сортовой оценки на основе электрометрии (из архивов оксид-метрической разведки на месторождениях Урала). *Литосфера*, 21(3), 431–443. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-431-443

For citation: Timohin A.V., Titov R.S., Kozlova M.V. (2021) Magnetite and bauxite ores as petrophysical objects of spectral-grade estimation based on electrometry (from the archives of oxide-metric exploration in the Ural deposits). *Litosfera*, 21(3), 431–443. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-3-431-443

Research subject. Distribution of magnesite and bauxite ores in mining blocks of deposits according to electrical conductivity in connection with signals of scattered phases of Ca, Mg and Al oxides. Petrophysical objects and differentiation of the properties of oxides detected in the boundary area and at the boundary with dielectrics, the semiconductor range in the geochemical environment of metamorphic formations from carbonate sediments. **Materials and methods.** An approach of searching for stationary features was applied. First, a study at the elemental level (review) was undertaken. Further, the authors' electrometric measurements of the deposits were analyzed. **Results.** In the review part, the analysis of the metal constants – the relative electronegativity of the OEO (Luo and Benson scale), the electronic potentials E_0 , and the relationship of electrical resistance and pressure in pure elements was performed. The inversion of the properties of $\text{CaO} \leftrightarrow \text{MgO}$ was revealed (for the first time in 2002–2004); Ca was identified as a reducing agent (CaO is a solid dielectric), which contradicts the current ideas about the comparative additivity of light Mg. It was established that MgO is a separate source of semiconductor carriers. Favourable conditions for studying the conductivity during the experimental part of the work were the absolute exchange increments of ore oxides at geological contacts. The properties of ores, rocks and oxides were measured and calculated. The relationships of the varietal growth of conductivity with compaction, increased basicity and magnetic susceptibility (magnetization) were predicted. This, in turn, provides a basis for studying cores, samples from debris, shredding and recycled geo-material, including concentrates, tailings and waste. **Conclusions.** The spectral properties of scattered oxides with atomic numbers ≤ 20 were identified. The activation effect of MgO and Al_2O_3 in the ionic medium ($\text{CaCO}_3 = \text{CaO} + \text{CO}_2$) was noted. In the phenomena of the semiconductor nature (n- and p-sources), a version of the donor-acceptor mechanism was proposed. The established properties are a factor in the implementation of measuring identification of oxides and ore grades in the conditions of deposits, both in the estimates of carbonate chemical types of terrigenous fossils, and plagioclase-pyroxene – in igneous ones. Varietal exploration and prototype electrometry were discussed from the standpoint of high-precision interpretation in the potential and replenishment combination of various petrophysical meters.

Keywords: magnesites, bauxites, metal analysis, spectral properties of oxides, electrometry, grade estimation, geotechnology

Funding information

The research was supported by the RFBR (grant No. 11-05-00159) and within the framework of the state task 007-00293-18-00, topic No. 0405-2018-0015

ВВЕДЕНИЕ

На месторождениях нагорного типа¹ на Урале переходные процессы в освоении недр характеризует осложнение горно-геологических условий: отработка глубоких горизонтов и неоднородных массивов в истощенных флангах главных залежей, кратное повышение объемов добычи, пределы обедненного и техногенного сырья.

¹ Месторождения *нагорного* типа (м.н.т.) – месторождения твердоминеральных ископаемых, характеризующиеся особенностями (текст), в силу расположения в пределах складчатостей. Географическое место магмогенных ископаемых – главная горная гряда, терригенных – сводовые поднятия карбонатных толщ, т.е. примыкающие и окраинные пенеплены. Факторы выгоды освоения – высокая доля открытой геотехнологии: отработка горных блоков выходов сначала карьерами, затем флангов и углублений – шахтами (комбинированный способ). В то же время не обнаруживается применение термина к месторождениям общераспространенных ископаемых. В статье связанные с этим контекстом м.н.т. имеются формулировки: меридианальная *нагорная* полоса (Урал), *нагорные* карбонатно-терригенные толщ (западный и восточный склоны), *нагорная* минерализация (описание типичных и сортовых изменений состава) и др.

Актуальна модернизация всех аспектов недропользования. Инновации сортового изучения – идея технологического реагирования на ухудшение условий эксплуатации традиционных минеральных баз. В то же время обновление и восполнение методов сырьевой оценки способствуют оптимизации алгоритмов нормирования потерь и разубоживания, управления качеством, вплоть до постановки задач повышения извлечения, пересмотра обогатимости, коррекции горного планирования и вариантов переработки (Агошков, 1970; Типовые ..., 1972).

Выявление спектральных закономерностей – направление развития оценки на основе физических измерителей. Приложения в геотехнологии множественны – от обмеров массивов в естественном залегании и до изучения проб горной массы на всем пути перевалки, включая пункты контроля на обогатительных фабриках.

Обсуждаются основания петрофизических измерений и подходы оксид-метрических решений при разнообразии литологических условий, генезисов и хмотипов ископаемых, а также первые прототипы электрометрии (Тимохин и др., 2012; Кантемиров и др., 2018). Изучаются оруденения магнетитов (Саткинская группа месторождений)

и бокситов (Североуральский бокситовый рудник, СУБР).

Цели исследования. 1. Обзор петрологических методов и исходной изученности нагорных, карбонатно-терригенных толщ, региональных условий генезиса и метаморфизма. Обоснование первичного повода и подходов к петрофизическому изучению. 2. Эмпирический анализ констант элементов (величин металлов) в прогнозе направленности и дифференциации спектральных свойств оксид-минеральных сред, обусловленных вариациями состава. 3. Разработка методики электрометрии в объемной постановке и проведение полевых работ. Интерпретация собственных измерений и имеющихся архивов. Предмет изучения – сортовые сигналы магнезитов и бокситов в геохимической обстановке крупных залежей и отдельных рудных тел. По мере накопления данных электропроводности обсуждение связанных стационарных свойств исходя из общей спектральной природы. Ожидаемые результаты – восполнение сырьевой оценки, информация в поддержку планирования, энергоресурсосбережение.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ, ПОДХОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

На Урале массивы терригенных, краевых непленов занимают территории западных и восточных примыканий к главной, магмогенной гряде в меридиональной нагорной полосе от южной обширной части до Арктической зоны. Основные залежи известняка, углей, магнезитов и бокситов приурочены к карбонатно-терригенным толщам.

Осадконакопление происходило в условиях морской и прибрежной фаций. Более всего в первичном виде сохранены известняки. Имеющиеся в них окаменелости (остатки фауны и флоры) дают основания для геологической датировки. Генезис углей определяет течение метаморфических процессов. Образование магнезитов и бокситов связано с вторичным внедрением магм и метаморфическими изменениями – накоплением рудных оксидов при главной роли гальванопроцессов.

Физико-химический анализ парагенезисов минеральных ассоциаций – базовый метод петрологии в изучении процессов метаморфизма, протекающих в сложной обстановке образования ископаемых карбонатных отложений (Trewin, Davidson, 1999; Маракушев, Бобров, 2005).

О метаморфических превращениях вещества судят по идентификациям сумм реакций и составляемых объемных эффектов (табл. 1).

В петрологическом анализе объемные эффекты отнесены к действию гидратации (H_2O) и железистых компонентов (Fe) в градиентах высоких (гематит Fe_2O_3) и аномальных (магнетит Fe_3O_4) параметров. Однако диапазоны ΔV_s в парагенезисах

Таблица 1. Объемные эффекты метаморфических реакций между магнезиальными минералами метаультрабазитов (Маракушев, Бобров, 2005)

Table 1. Volume effects of metamorphic reactions between magnesian minerals of metaultrabasites (Marakushev, Bobrov, 2005)

№	Реакция	$\Delta V_s, \text{см}^3$
1	$Ath = 7En + Qtz + H_2O$	–30.00
2	$Tlc = 3En + Qtz + H_2O$	–19.15
3	$3Ath + 4Qtz + 4H_2O = 7Tlc$	41.92
4	$Ath = Tlc + 4En$	–10.85
5	$9En + H_2O = Ath + Fo$	33.54
6	$5En + H_2O = Tlc + Fo$	22.69
7	$5Ath + 4H_2O = 9Tlc + 4Fo$	32.55
8	$2Fo + 3H_2O = Srp + Brs$	43.637
9	$5Srp = Tlc + 6Fo + 9H_2O$	–133.80
10	$6En + 3H_2O = Tlc + Srp$	54.222
11	$Fo + En + 2H_2O = Srp$	31.336

Примечание. *Ath* – антофиллит, *En* – энстатит, *Qtz* – кварц, *Tlc* – тальк, *Fo* – форстерит, *Srp* – серпентин, *Brs* – брусит.

Note. *Ath* – anthophyllite, *En* – enstatite, *Qtz* – quartz, *Tlc* – talk, *Fo* – forsterite, *Srp* – serpentine, *Brs* – brucite.

(см. табл. 1) заметно контрастней тех, что могут обеспечить субстанции H_2O и Fe. Количество гидрат-ионов подчиняется функциям стехиометрии и валентности, вклад железистых разностей определяется по магнетизации (Шуй, 1979; Петрофизика..., 1992).

Петрофизический подход к интерпретации обеспечивает методические возможности выявления свойств легких оксидов металлов (ат. № ≤ 20). Объяснение стационарных явлений – синергия оксидов и нейтральность большей их части (диэлектрики). Геологические следствия – свойства входят в полупроводниковый диапазон, их изменения, включая ΔV_s , контрастны и направлены (Sanderson, 1976; Шуй, 1979; Петрофизика..., 1992; Бацанов, 2000).

Геофизические данные в анализе донорно-акцепторных механизмов – основа разделения оксидов по активационному и аддитивному (диэлектрики) стационарному действию. Минеральные соединения рассматриваются как спектральные объекты. Изучаются: 1) составы оксидов и электронные индивидуальности элементов (металлов); 2) плотность, структура, магнитная восприимчивость (магнетизация), типы связи (ионная, ковалентная, металлическая). Дифференциация свойств (п. 2) и электропроводности, обусловленная составом (п. 1) и термобарическими воздействиями, обеспечивается единой спектральной природой (Овчинников, 1978; Шуй, 1979; Величковский, 2006; Тимохин и др., 2012).

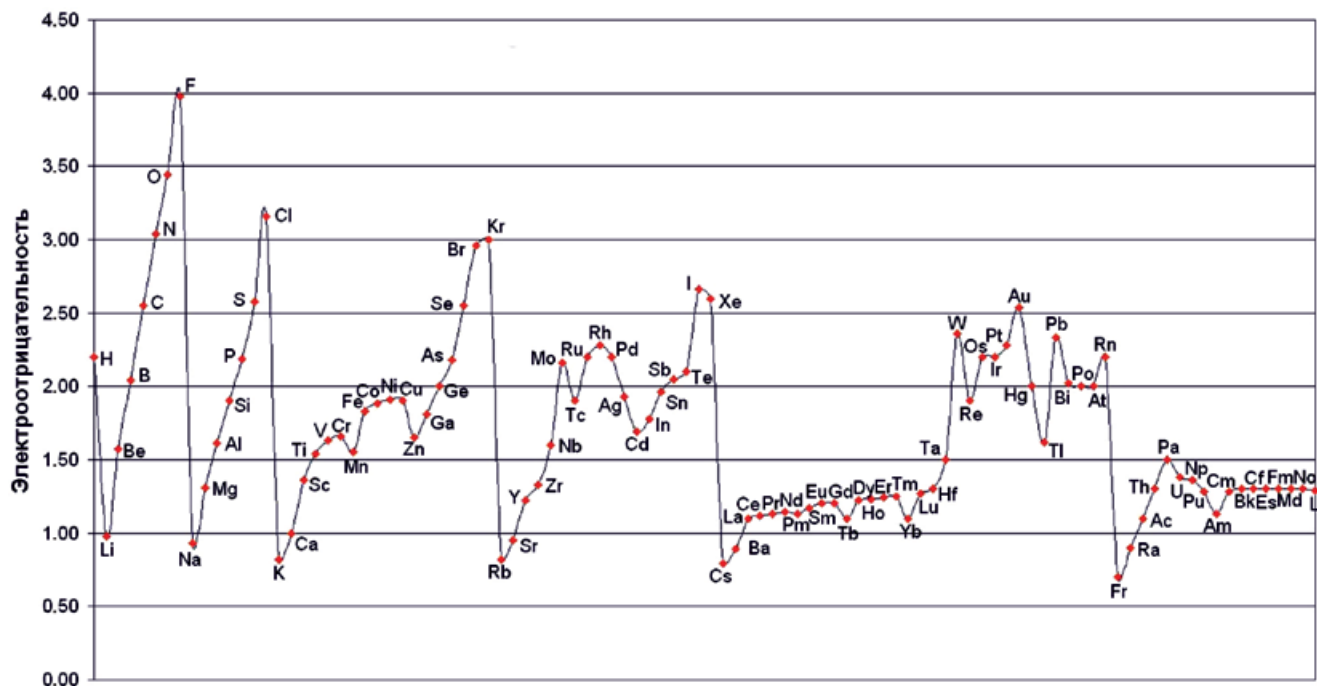


Рис. 1. Относительная электроотрицательность элементов.

Fig. 1. The relative electronegativity of the elements.

Оксиды (ат. № ≤ 20) составляют 40.874–43.464 мас. % земной коры. Na₂O, K₂O, MgO, Al₂O₃, FeO в самостоятельном виде не встречаются, состояние в геологических средах – рассеянные и сложнораспределенные микроразмерные фазы. Оксиды Ca, Fe⁽³⁺⁾, Fe^(2+, 3+), Si в виде мономинеральных отдельностей представлены и изучены. Происхождение и природа носителей в полупроводниковых минералах – актуальная тема обсуждения и поллярных дискуссий в современной литературе (Семенов, 1948; Sanderson, 1976; Шуй, 1979; Адамов и др., 1990; Петрофизика..., 1992).

Для раскрытия свойств оксидов по стационарным признакам доступны обзор на уровне изучения элементов и возможности собственных измерений на участках оруденения.

ИЗУЧЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ (МЕТАЛЛОВ)

Удельные величины металлов обеспечивают спектральный прогноз свойств оксидов. Существенны s-, sp- и d-позиции в периодической таблице; электронные потенциалы E₀ и гальванические свойства (жидких сред-электролитов); относительная электроотрицательность ОЭО (шкала Луо и Бенсона) как выражение химических связей и энергий связей. Симметрично с E₀ изменяется ОЭО (рис. 1).

Низкие значения электроотрицательности у металлов – признак лучших восстановителей, фтор и

кислород – сильнейшие окислители (Овчинников, 1978; Бацанов, 2000).

Связи электрического сопротивления чистых элементов и давления (рис. 2) – единственный имеющийся в литературе прототип твердых тел (Кикоин, 1976; Шуй, 1979; Петрофизика..., 1992).

Спектр при давлении испытывает главным образом монотонный отток электронов в зону проводимости. Активационный процесс выражен в графиках уменьшения сопротивления от 0 (нормальные условия, н. у.) до экстремума (рис. 3).

Термобарические изменения выражает уравнение Аррениуса:

$$\frac{\rho_p}{\rho} = \exp\left(\frac{-\Delta U - p \cdot \Delta V}{k_B \cdot T}\right), \quad (1)$$

где k_B – коэффициент Больцмана; ΔU – энергия активации; ΔV – объем активации; сопротивления: ρ_p – при давлении p , ρ – при н. у.; T – температура.

Типичные активационные графики с переносом в точку (0.0) описывает монотонная функция положительной гиперболы I четверти:

$$\lg\left(\frac{\rho_p}{\rho}\right) = \frac{1}{p - \frac{1}{\lg D}} + \lg D. \quad (2)$$

Подставив выражение (2) в формулу (1), выразим энергию через давление и продифференцируем:

$$\frac{\partial \Delta U}{\partial p} = \frac{k_B \cdot T}{(p - \frac{1}{\lg D})^2} - \Delta V ; \quad (3)$$

$$\frac{\partial^2 \Delta U}{\partial p^2} = (-2) \frac{k_B \cdot T}{(p - \frac{1}{\lg D})^3} < 0 . \quad (4)$$

Вторая производная отрицательная, первая – убывает и меняет знак с “+” на “–” в точке максимума энергии активации (см. рис. 3, нижний график).

Оксиды представляют собой простые соединения, анион O – идентичный окислитель. От элементов d-электронного строения и вплоть до sp, входящих в область ат. № ≤ 20, энергии и потенциалы связей понижаются (см. рис. 1, 2). Металлы с E0 и ОЭО меньше уровня Mg активационных графиков на рис. 3 в интервале 0–10 ГПа не имеют, Li, Na, K, Ca являются восстановителями. Твердоминеральные субстанции их оксидов вместе с SiO₂ – диэлектрики. Напротив, соединения d-элементов и оксиды sp: Mg (граничного) и Al образуют в рудах и породах стационарные фазы проводников и полупроводников в силу активационного соответствия графиков ρ_p/ρ уравнениям (1)–(4).

Отмечается инверсия свойств CaO ↔ MgO. CaO – диэлектрик. Внедрение в среду диэлектриков MgO как самостоятельное, так и в сочетании с Al₂O₃ выражает активацию спектра – усиление пьезофизических свойств. Вместе с проводимостью и основностью необратимо повышение плотности с появлением субстанций Fe – магнетизации – в силу направленности ОЭО (см. рис. 1) и E0_(Ca, Mg, Al) = –2.90, –2.38, –1.68 В (Sanderson, 1976; Овчинников, 1978; Шуй, 1979; Петрофизика..., 1992; Бацанов, 2000).

ИЗУЧЕНИЕ ОРУДЕНЕНИЙ

Месторождениям свойственно пластовое строение. Связи состава и сортовых особенностей обеспечивают земельные оксиды. Имеют место одиночные простоты: в магнетите MgO (+27.7% на контакте с доломитом), боксите Al₂O₃ (+56% на контакте с известняком) замещается CaO. Фиксируются абсолютные замещения Mg вместо Ca, Al вместо Ca (и степени их восстановления). Это в изучении проводимости I рода, ее основных n (собственная проводимость) и p (“дырочная” проводимость) механизмов создает благоприятные условия. Свойства рудных оксидов идентифицированы как источники носителей с высоким разрешением.

Формат эксплуатационной разведки включает в себя методическое комбинирование наблюдений электропроводности – сочетание вертикальных электроразведочных ВЭЗ и равноглубинных съемок с охватом площадей. Опробовались при-

мы, использующие чувствительность измерителей к составу. Установлены сигнальные параметры пород, руд типичных сортов и примесных. Результаты – рисунки изолиний состава, в идеале с разделением в форматных картах и разрезах рудопроявлений на химотипы, с регистрацией объемных сортовых распределений.

На Саткинской группе месторождений наиболее чистый магнетит добывается в Карагайском карьере (см. рис. 4, 5) и подземных участках его флангов.

Бокситы изучались в шахте Ново-Курьинской (СУБР). Подземные электроразведочные, ПЭЗ измерения при заземлении в кровлю. Использовались архивы данных ПЭЗ с заземлениями в почву на шахтах Курьинская и Красная шапочка. На графиках анализировались градиенты свойств на контактах (рис. 8).

Метод картирования предложен для информационной поддержки геотехнологии в задачах сортового планирования.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Магнетиты и бокситы представляют собой карбонатные образования измененных оксид-минеральных составов (CaCO₃ → kCaO + (1-k)Σ(Z₂(n⁺)O_n) + CO₂). Измерения показали, что при вариациях оксидов (металлов Σ(Z) ат. № ≤ 20, включая Ca) свойства руд и пород за пределы границ природы полупроводников не переходят.

В разное время для обработки слабых флуктуационных сигналов предлагались операторы статистической функции желательности, мультифрактальный анализ (вейвлет-анализ), решения Вейера и др. (Шуй, 1979; Петрофизика..., 1992; Маракушев, Бобров, 2005; Величковский, 2006). Отличающийся рассмотрением стационарных признаков подход предложен исходя из свойств элементов. Физические константы металлов служат поводом проверки “наследования” спектральной информации оксидами и затем экспериментов в приложениях изучения образцов и сортовых обмеров залежей (архивы собственной разведки и обработки геоданных начиная с 2002–2004 гг.).

Состояние оксидов – рассеянные фазы. Авторство уравнения двухкомпонентной смеси принадлежит И.К. Овчинникову (1978):

$$\rho_n = \frac{3\rho_{\text{зап}} ABC}{3ABC + 2(1 - w_{\text{зап}})\Delta\rho(AB + AC + BC)} , \quad (5)$$

где ρ_n – сопротивление смеси; $\rho_{\text{зап}}$ – сопротивление заполнителя; $w_{\text{зап}}$ – объемное содержание заполнителя; $\Delta\rho = \rho_{\text{зап}} - \rho_{\text{вкл}}$, $\rho_{\text{вкл}}$ – сопротивление эллипсоидальных включений; $A = abcA(0)w_{\text{зап}}\Delta\rho + 2\rho_{\text{вкл}}$, $B = abcB(0)w_{\text{зап}}\Delta\rho + 2\rho_{\text{вкл}}$, $C = abcC(0)w_{\text{зап}}\Delta\rho + 2\rho_{\text{вкл}}$; a, b, c – полуоси эллипсоида; $A(0), B(0), C(0)$ – функции эллиптических интегралов 1-го и 2-го родов и тригонометрических функций.

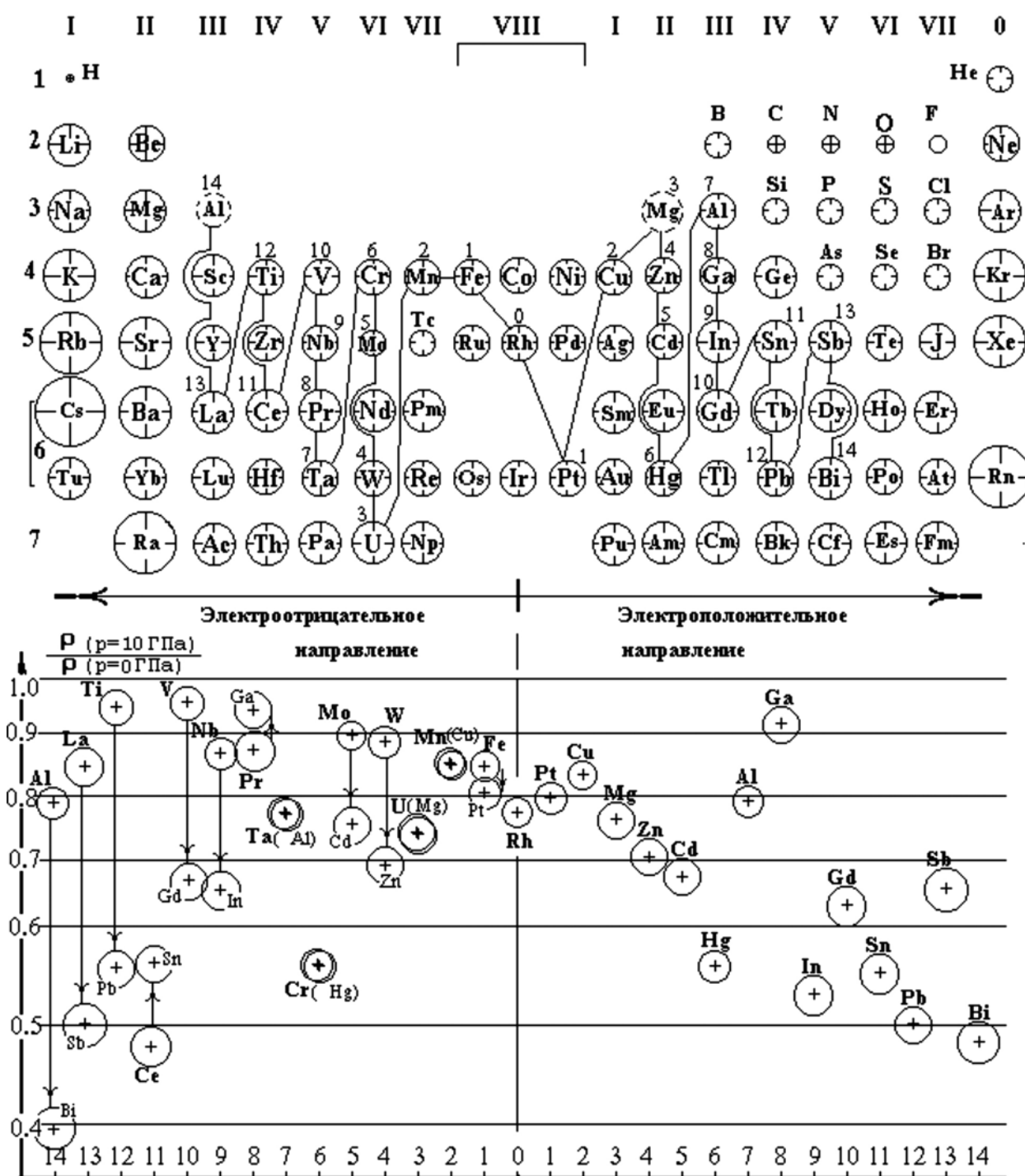


Рис. 2. Практические экстремумы $D = \rho_p/\rho$ при $p = 10$ ГПа.

Fig. 2. The practical extremes $D = \rho_p/\rho$ at $p = 10$ GPa.

Частный случай формулы (1) для смеси с включениями бесконечно большого сопротивления выражает уравнение А.С. Семенова (1948):

$$\rho_n = \frac{(3 - w_{\text{зап}}) \rho_{\text{зап}}}{2w_{\text{зап}}} \quad (6)$$

Электрические сопротивления слоевых диаграмм (рис. 4, 6, 8) служат расчету активационных свойств MgO и Al_2O_3 в карбонатно-ионной среде (табл. 2).

Примеси представляют собой сульфидные и железистые оторочки. Отороченные магнезиты

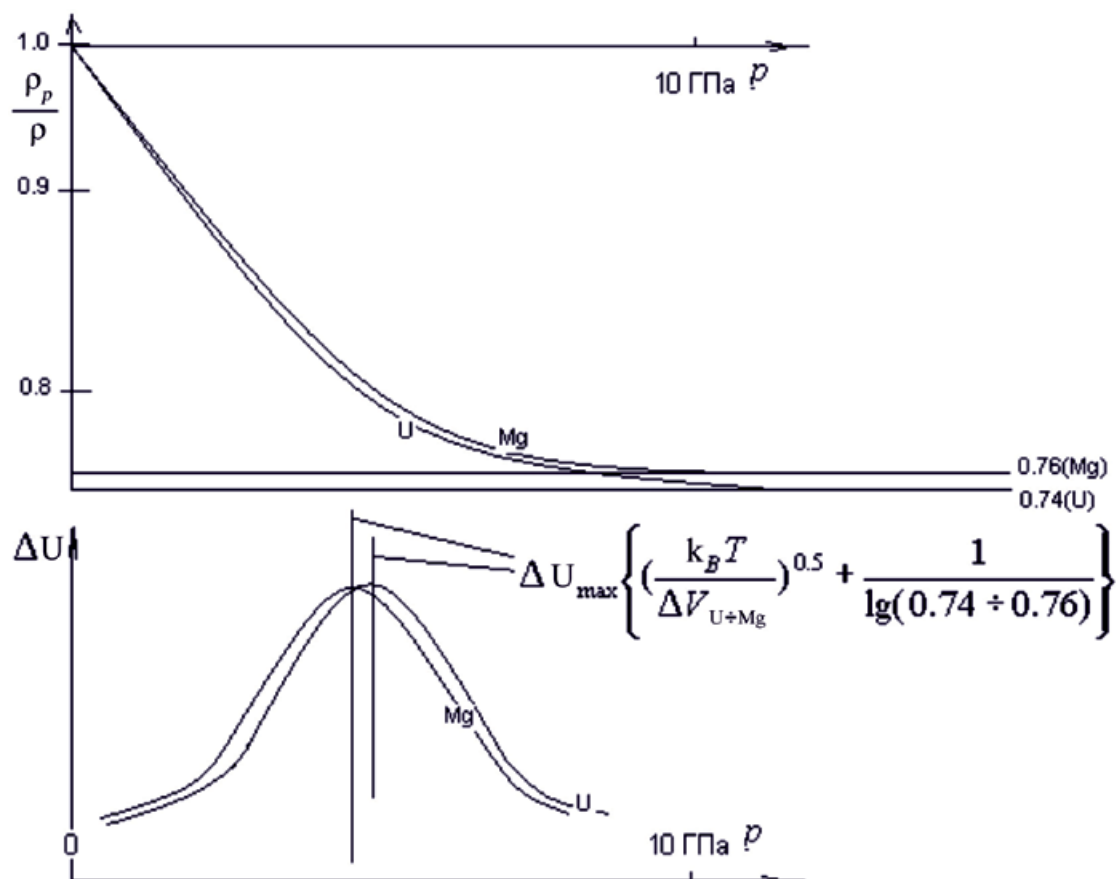


Рис. 3. Изменения ρ_p/ρ и энергии активации ΔU (на примере Mg и U).

Fig. 3. Changes ρ_p/ρ and activation energy ΔU (for example, Mg and U).

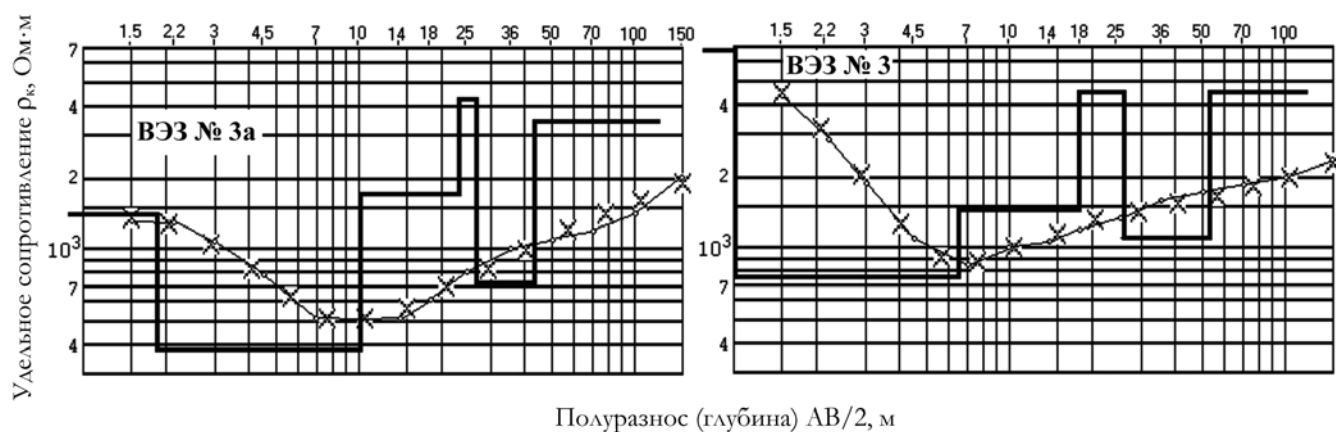


Рис. 4. Графики ВЭЗ № 3а и № 3 и диаграммы слоевой IBM-интерпретации.

Сплошной линией обозначены измеренные графики, линией с крестиками – полученные в итоге обработки по программе КОВ/Ef.exe (С.Н. Голод, М.И. Красницкий, А.В. Тимохин).

Fig. 4. Graphics VES No. 3a and 3 and diagrams of layered IBM interpretation.

The solid line – the measured graphics, the line with crosses – received as a result of processing under the program KOB/Ef.exe (S.N. Golod, M.I. Krasnitsky, A.V. Timohin).

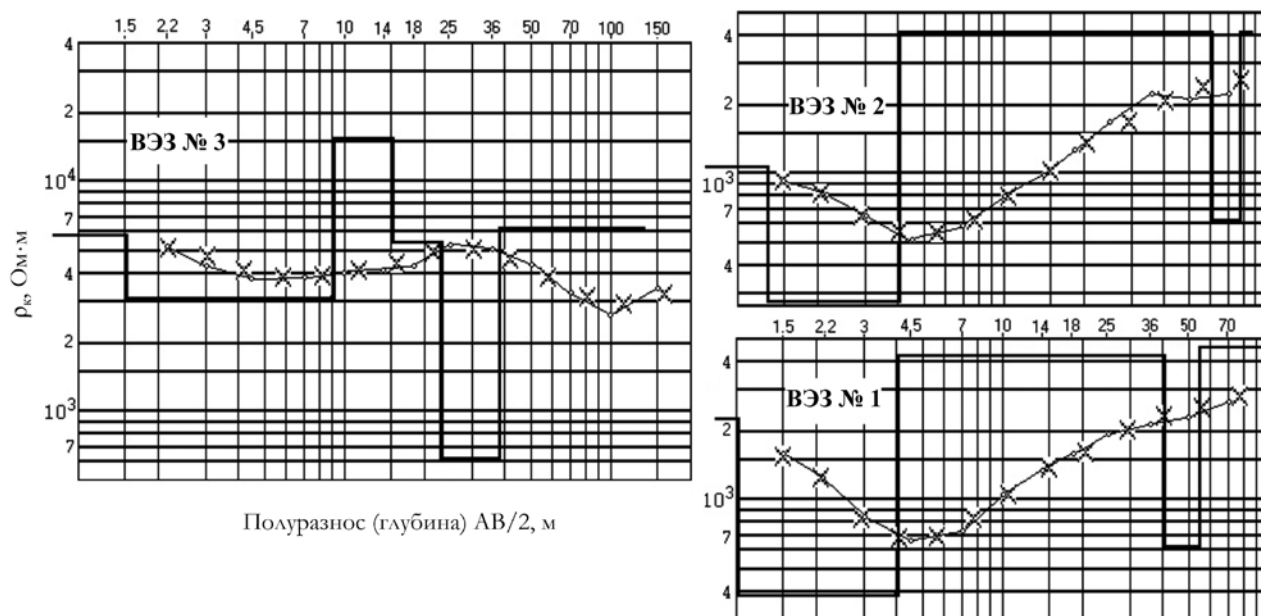


Рис. 6. Графики ВЭЗ и диаграммы слоевой IBM-интерпретации.

Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 6. Graphics VES and diagrams of layered IBM interpretation.

The legend – see Fig. 4.

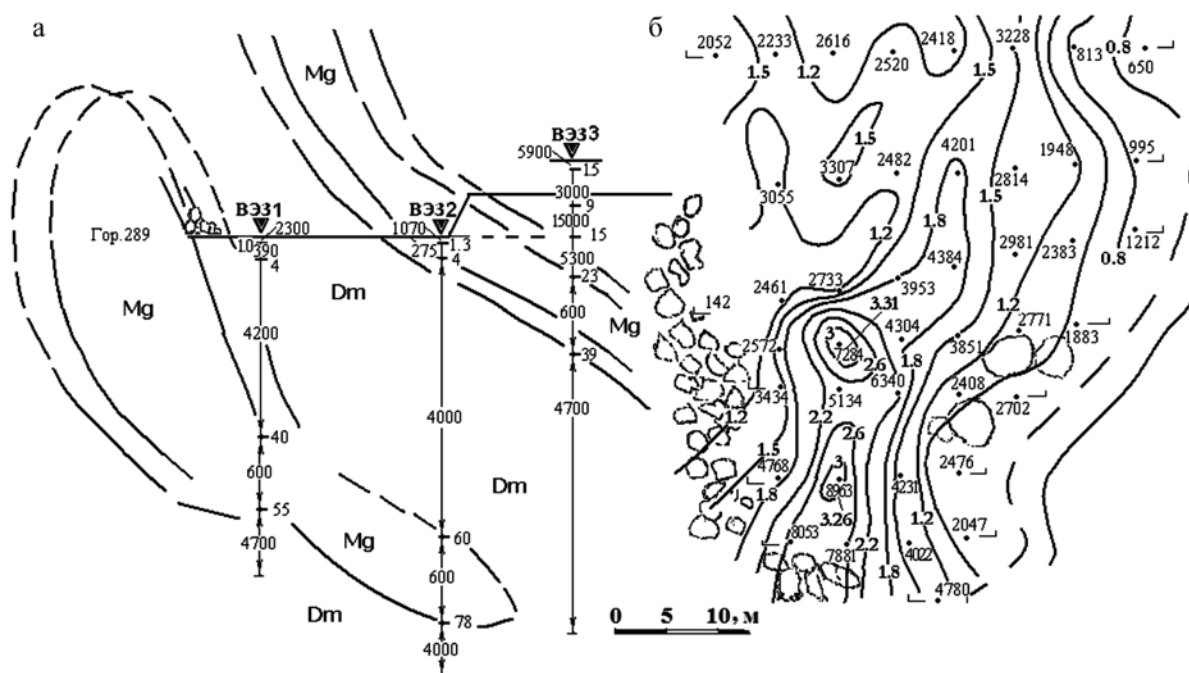


Рис. 7. Разрез и площадной рисунок изолиний сортной геометризации.

Условные обозначения разрезов и съемок см. на рис. 5. Кольцевые фрагменты – каплевидные полости карста с наклоном параллельно контактной зоне (Тимохин, 2010; Тимохин и др., 2015).

Fig. 7. Section and the areal pattern of the contour bars of the geometrization.

Symbols for sections and surveys in Fig. 5. Ring fragments – drop-shaped karst cavities with an inclination parallel to the contact zone (Timokhin, 2010; Timokhin et al., 2015).

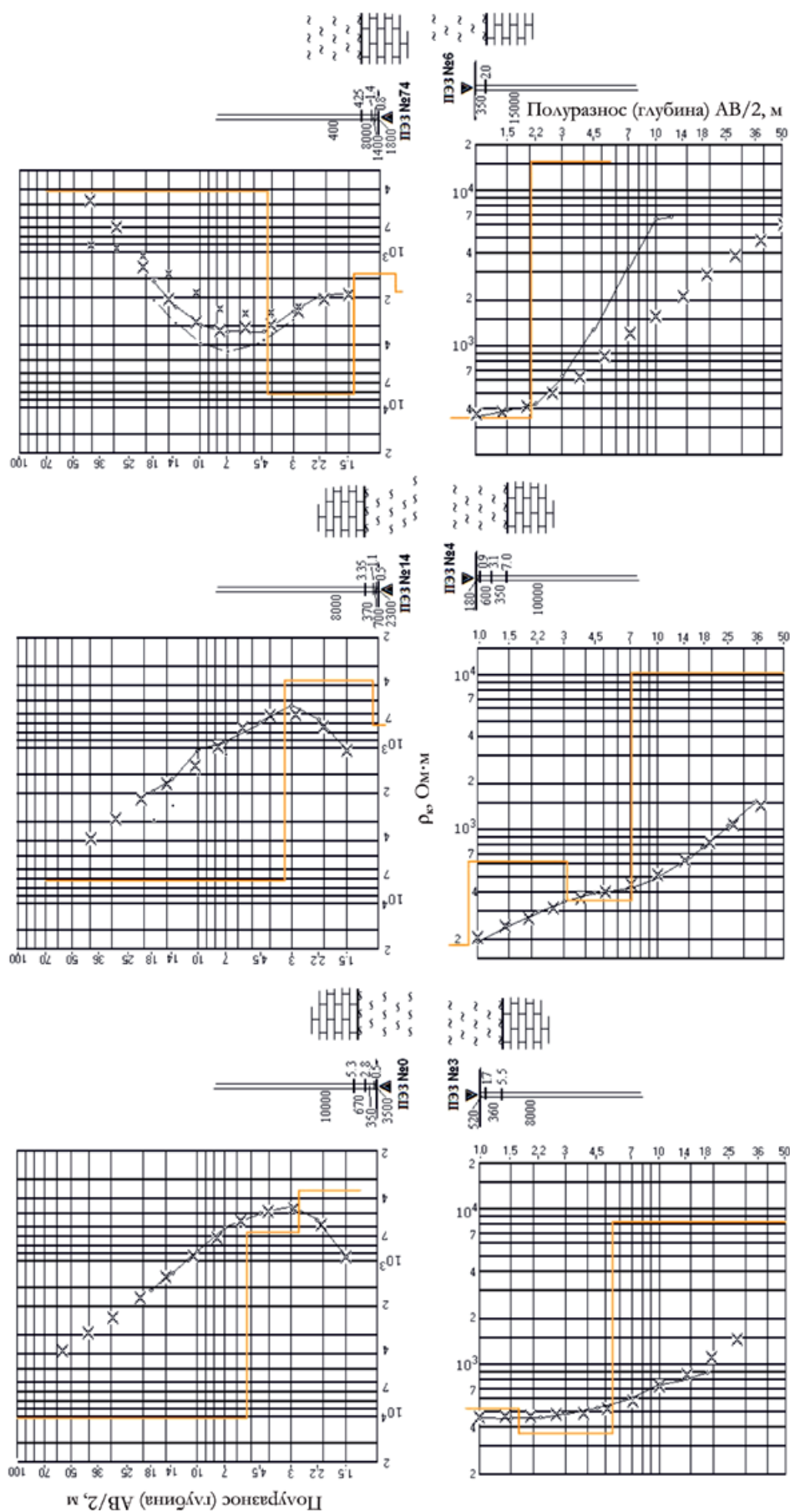


Рис. 8. Графики ПЭЗ и слоевые диаграммы. Литологические колонки скважин.

Цифры у колонок – интерпретационные сопротивления слоев и контактов: высота в кровле и глубина в почве. Условные обозначения – рис. 4.

Fig. 8. Graphics PES and diagrams of layered. Lithological columns of wells.

Numbers for columns – interpretation resistances of layers and contacts: height in the roof and depth in the soil. The legend – see Fig. 4.

Таблица 3. Свойства минеральных оксидов
Table 3. Properties of mineral oxides

Оксиды: электронный тип Zx ⁺ минералы, агрегаты – фазы (формула, металлы-металлоиды, катионы x ⁺)	I – по данным изучения мономинеральных образцов (измерено); II – по данным изучения месторождений и обмеров массивов (измерено, измерено и вычислено)						Структура
	Плотность, уд. вес, σ, г/см ³		Эл. сопротивление, УЭС, ρ, Ом·м		Магнитная восприимчивость, МВ, χ 10 ⁻⁵ ед. СИ		
	I	II	I	II	I	II	
Известь (CaO), Известняк CaCO ₃	2.54	2.715		12 000*			I Известняк – ионный и ковалентный типы связи
Магнезия (MgO)	–	3.25	–	400**			Магнезия (магнезиальная структура)
Глинозем (Al ₂ O ₃)	–	3.75	–	20**		Бж*: 370-4400, Б: 12-880	Глинозем (не выше Θ, γ – Al ₂ O ₃ структур) *Бж – боксит железистый, Б – боксит
Гематит (оксид Fe ₃₊) Fe ₂ O ₃	Γ*5.1		10 ⁻⁴		Γ*: 130–1300, м: (4–25) · 10 ⁺⁵		В габбро, рудах асбестов и титаномангнетитов Fe восстановлено, поэтому маггемит
Вюстит (оксид Fe ₂₊) FeO	–		–		–		В оруденениях асбестов и титаномангнетитов ТМ ассоциирован с γ – Fe ₂ O ₃ в шпинели
Магнетит (ферромагнетик, смесь оксидов Fe ³⁺ и Fe ²⁺) Fe ₃ O ₄	5.09		10 ⁻⁵ (10 ⁻² -10 ⁻¹)			O*: 0.01–20, Π: 0.3–4.5, ТМ : 13	Шпинель изоморфного примесного ряда (чаще всех Al, Mg./ χ = 2.8 σ = 3.6 (3.5–3.7)) *О – оливин, Π – пироксен, ТМ – титаномангнетит, σ = 4.72 (4.4–4.9)
Оксид скандия (ScO)							Изоморфно в бокситах и ТМ
Оксид титана (TiO ₂)	P*4.1				P* 10.6		Изоморфная примесь в ТМ
Оксид ванадия (V ₂ O ₅)							Изоморфная примесь в ТМ
Магнезиоферрит (MgFe ₂ O ₄)			3 · 10 ⁻¹		10 · 10 ⁻⁵		Магнезиальная шпинель
Сидерит (FeCO ₃)	3.79		10 ³ -10 ⁴		2500–7500		

*В условиях водонасыщения (ρ сухого известняка 70 000–150 000 Ом·м и более). **Вне зависимости от водных условий – константы.

*Under water saturation conditions (the ρ of dry limestone is 70 000–150 000 Ohm·m or more). **No matter the water conditions – constants.

Свойства металлов – фактор “наследования” спектральной информации: атомов – оксидами, оксидов – геологической средой. Установленные свойства *sp*-объектов включены в пополняемые архивы петрофизических констант (см. табл. 2, 3). Это позволяет связать сортовое возрастание проводимости с повышением основности и уплотнением, увеличением магнитной восприимчивости (магнетизации), что, в свою очередь, дает повод измерений и, вместе с инструментами петрологии, основания для высокоточной сортовой идентификации малых образцов: кернов, проб из развалов, измельчений и переработанного геоматериала, включая концентраты, хвосты и отходы.

ВЫВОДЫ

Метаморфические процессы, влекущие за собой перенос вещества и рудообразование, обеспечили спектральные перестроения и дифференциацию свойств рудоносных комплексов. В петрологических подходах используется анализ реакций и объемных эффектов ΔV_s – фиксируется уплотнение руд и разуплотнение, свойственное вмещающим породам (Шуй, 1979; Адамов и др., 1990; Петрофизика..., 1992; Trewin, Davidson, 1999; Маракушев, Бобров, 2005). Выделенные константы оксидов являются маркерами свойств ископаемых и фактором восполнения сырьевой интерпретации (Геофизические разведочные работы..., 2006; Тимохин и др., 2012; Кантемиров и др., 2018).

1. Нагорные минерализации включают в себя карбонатные хомотипы на терригенных залежах, плагиоклаз-пироксеновые – на магматических. Актуальны оксид-метрические принципы петрофизики. Карты и разрезы в латерально-глубинном поле электрометрии, анализ объектов оксидов дали основания для выделения отдельного вида эксплуатационной разведки. Информационные преимущества – совмещение с технологической оценкой, гибкие методики сгущения сортовых данных между скважинами детальной разведки и взрывания, картирование и идентификация свойств сырья, восполняющие результаты петрологии и превосходящие по точности ряд опробования и все каротажи.

2. Зафиксирована нейтральность Са (впервые в 2002–2004 гг. авторами настоящей работы) в отличие от противоположных представлений об аддитивности Mg. Установлено, что в оксидной среде легких металлов *sp*-электронного строения (сумма всех объектов элементов ат. № ≤ 20) активационное действие принадлежит носителям Mg и Al. Направленное усиление стационарных свойств (полупроводниковая природа) определяет внедрения магнезии MgO и глинозема Al₂O₃ в карбонатно-ионную часть CaCO₃ (CaO + CO₂). В примесных, отороченных рудах приращение проводимости и плотности дополняют сульфиды и ожелезне-

ние (включает намагничивание). Соединения элементов d-типа и n-носители (смещение к природе собственной проводимости) учитываются в уравнениях (5)–(6) во вторых вложениях, вслед за суммой оксидов *sp*-металлов (Соколов, 1962; Тимохин и др., 2012).

3. Отдельный маркер рудных ископаемых в осадках – карстопроявления. Карсты в отороченных рудах встречаются на порядок чаще, выступают поисковым признаком в обширной области оруденений (Геофизические разведочные работы..., 2006). Природа отличается от суффозионной (Соколов, 1962). Накопление вещества MgO и Al₂O₃ приводит к существенному уплотнению. Полости с наклоном вдоль контактов имеют каплевидную форму (см. рис. 7) и фиксируются в электрометрии по наличию воздуха, не проводящего ток, по связи объема пустот с ΔV_s в выражении контактных парагенезисов (см. табл. 1) и с плотностью оксидов (см. табл. 3). Данный вид карста предложено классифицировать как литологический (Тимохин, 2010; Тимохин и др., 2015).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Природа свойств оксидов *sp*-металлов отличается от обменного, выделяемого в структурах шпинели (субстанции fe). Фундаментальный вопрос в объяснении связей диапазонов изменений измеряемых свойств и составов – происхождение носителей (n- и p-источники). Mg и Al обладают крайне низкой растворимостью до 0.2 ат. %, создают отдельные оксидные фазы (Шуй, 1979; Петрофизика..., 1992). Ионно-электронное состояние с Са исключено – ряд *известняк* → *доломит* → *магнезит* → *боксит* выражен в контрастных изменениях текстур и структур, в объемных эффектах ΔV_s . Появление носителей – следствие необратимости стехиометрических дефектов. Лишь затем следует интерпретация инверсии CaO ↔ MgO. В активации оксидных спектров роль атомного размера Mg оказывается сильнее действия массы Са. В сформированной ковалентной связи явление донорно-акцепторного механизма обусловлено избытком металла в MgO и Al₂O₃ как источнике носителей при их внедрении в ионную среду: SiO₂, K₂O, CaO, Na₂O. При этом в ионных типах связи предполагается, что с Na₂O или уже с CaO имеется, напротив, стехиометричность формул по валентности.

Стационарные свойства легких оксидов и дифференциация их контрастных сигналов в геоматериалах прочно связаны между собой в силу единства спектральной природы. Они использованы в эксплуатационной разведке на основе электрометрии, с их применением следует ожидать новые прототипы осуществления сортовой оценки высокой точности, раскрываемые в потенциале и восполняющем комбинировании различных петрофизических измерителей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

REFERENCES

- Агошков М.И. (2012) Основные показатели полноты и качества извлечения полезных ископаемых из недр при добыче. М.: СФТП ИФЗ АН СССР, 39 с.
- Адамов Э.В., Алексеева Т.И., Андреев Е.Е. (1990) Технологическая оценка минерального сырья. Справочное пособие. (Под ред. П.Е. Остапенко) М.: Недра, 264 с.
- Бацанов С.С. (2000) Структурная химия. Факты и зависимости. М.: МГУ, 292 с.
- Величковский Б.М. (2006) Когнитивная наука. Основы психологии познания. М.: ИЦ "Академия", 448 с.
- Геофизические разведочные работы на восточном фланге Степного участка Саткинского месторождения магнезитов методом площадной и глубинной электрометрии (2006). Отчет ИГД УрО РАН. Екатеринбург, 36 с.
- Кантемиров В.Д., Тимохин А.В., Титов Р.С. (2018) Оценка засоренности массива известняка с использованием методов электроразведки. *Маркшейдерия и недропользование*, (2), 21-31.
- Кикоин И.К. (1976) Таблицы физических величин. М.: Атомиздат, 1976, 1008 с.
- Маракушев А.А., Бобров А.В. (2005) Метаморфическая петрология. М.: Изд-во МГУ, 256 с.
- Овчинников И.К. (1978) Теория поля. М.: Недра, 327 с.
- Петрофизика. Справочник. (Под ред. Н.Б. Дортман). (1992). В 3 кн. Кн 1. Горные породы и полезные ископаемые. М.: Недра, 361 с.
- Семенов А.С. (1948) Влияние структуры на сопротивление агрегатов. *Материалы ВСЕГЕИ*, (12), 43-61.
- Соколов Д.С. (1962) Основные условия развития карста. М.: Госгеолтехиздат, 322 с.
- Тимохин А.В. (2010) Решение проблемы карстологической безопасности Урала с применением измерительных средств картирования и геометризации геолого-техногенных сред. *Золотодобывающая промышленность*, (2-4), 26-33.
- Тимохин А.В., Лаптев Ю.В., Кантемиров В.Д., Титов Р.С., Яковлев А.М. (2015) Карстогенный режим фильтрации как фактор полезного сигнала электрометрии для регистрации геометрии пустот и сплошности. *Инженерная защита*, (1), 116-126.
- Тимохин А.В., Лаптев Ю.В., Титов Р.С., Яковлев А.М. (2012) Геометризация оруденений с применением электрометрии (на примере месторождений огнеупоров и бокситов). *Изв. вузов. Горн. журн.*, (6), 94-102.
- Типовые методические указания по определению, нормированию, учету и экономической оценке потерь твердых полезных ископаемых при их добыче (1972). М.: Госгортехнадзор СССР. 221 с.
- Шуй Р.Т. (1979) Полупроводниковые рудные минералы. Л.: Недра, 288 с.
- Sanderson R.T. (1976) Chemical Bonds and Bond Energy. N. Y.: Acad. Press, 218 p.
- Trewin N.H., Davidson R.G. (1999) Lake-level changes, sedimentation and faunas in a Middle Devonian basin-margin fish bed. *Geol. Soc.*, **156**(3), 535-548.
- Adamov E.V., Alekseeva T.I., Andreev E.E. (1990) Technological evaluation of mineral raw materials. Reference guide. (Ed. P.E. Ostapenko). Moscow, Nedra Publ., 264 p. (In Russian)
- Agoshkov M.I. (1970) Main indicators of completeness and quality of extraction of minerals from the subsurface during mining. Moscow, SFTGP IFZ Acad. Nauk SSSR, 39 p. (In Russian)
- Batsanov S.S. (2000). Structural chemistry. Facts and dependencies. Moscow, Moscow St. Univ. Publ., 292 p. (In Russian)
- Geophysical exploration on the Eastern flank of the Steppe section of the Satka deposit of magnesites by the method of area and depth Electrometry. (2006). Report of The Institute of Mining of Ural Branch of RAS. Ekaterinburg, 36 p. (In Russian)
- Kantemirov V.D., Timokhin A.V., Titov R.S. (2018) Estimation of limestone contamination using electrical survey methods. *Marksheideriya i nedropol'zovaniye*, (2), 21-31. (In Russian)
- Kikoin I.K. (1976) Tables of physical quantities. Moscow, Atomizdat Publ., 1008 p. (In Russian)
- Marakushev A.A., Bobrov A.V. (2005) Metamorphic Petrology. Moscow, Moscow St. Univ. Publ., 256 p. (In Russian)
- Ovchinnikov I.K. (1978) Field theory. Moscow, Nedra Publ., 327 p. (In Russian)
- Petrophysics. Guide. In 3 vol. V. I. Rocks and minerals. (Ed. N.B. Dortman) (1992) Moscow, Nedra Publ., 361 p. (In Russian)
- Sanderson R.T. (1976) Chemical Bonds and Bond Energy. N. Y., Acad. Press, 218 p.
- Semenov A.S. (1948) Influence of structure on the resistance of aggregates. *Materials of VSEGEI*, (12), 43-61. (In Russian)
- Shui R.T. (1979) Semiconductor ore minerals. Leningrad, Nedra Publ., 288 p. (In Russian)
- Sokolov D.S. (1962) Basic conditions for development of karst. Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 322 p. (In Russian)
- Standard methodological guidelines for normalizing losses of solid minerals during mining (1972). Moscow, Gosgortekhnadzor SSSR Publ., 221 p. (In Russian)
- Timokhin A.V. (2010) Solving the problem of karstological safety of the Urals with the use of measuring tools for mapping and geometrization of geological and technogenic environments. *Zolotodobyvayushchaya Promyshlennost'*, (2-4), 26-33 (In Russian)
- Timokhin A.V., Laptev Yu.V., Kantemirov V.D., Titov R.S., Yakovlev A.M. (2015) Karstogenic filtration mode as a factor of a useful Electrometry signal for registering the geometry of voids and continuity. *Inzhenernaya Zashchita*, (1), 116-126. (In Russian)
- Timokhin A.V., Laptev Yu.V., Titov R.S., Yakovlev A.M. (2012) Geometrization of mineralization using Electrometry (on the example of refractories and bauxite deposits). *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Gorn. Zhurn.*, (6), 94-102. (In Russian)
- Trewin N.H., Davidson R.G. (1999) Lake-level changes, sedimentation and faunas in a Middle Devonian basin-margin fish bed. *Geol. Soc.*, **156**(3), 535-548.
- Velichkovskii B.M. (2006) Cognitive science: Fundamentals of the psychology of cognition. Moscow, Akademiya Publ., 448 p. (In Russian)

ЛИТОСФЕРА Том 21 № 3

Май–Июнь 2021

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

Учредитель
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого
Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации ПИ № ФС77-77043 от 21 октября 2019 г.
в Министерстве цифрового развития, связи и массовых коммуникаций
Российской Федерации

Технический редактор Е.И. Богданова
Корректоры Н.М. Катаева, М.О. Тюлюкова
Оригинал-макет А.Ю. Одинцовой
Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН № 108	Дата выхода в свет 30.06.2021	Формат 60 × 84½	Печать офсетная
Усл. печ. л. 20,25	Уч.-изд. л. 20,25	Тираж 120	Цена 990 руб. 00 коп.
			Заказ _____

Институт геологии и геохимии УрО РАН	Екатеринбург, 620016, ул. Акад. Вонсовского, 15
--------------------------------------	---

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии
ООО Универсальная Типография “Альфа Принт”
620049, г. Екатеринбург, переулок Автоматики, 2ж
Тел.: 8 (800) 330-16-00
www.alfaprint24.ru

LITHOSPHERE (Russia) Vol. 21 No. 3

May–June 2021

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

Founder
The Federal State Institution of Science
the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry
Russian Academy of Sciences Ural Branch

Registration certificate PI No. FS77-77043 from October 21, 2019
Ministry of Digital Development, Communications and Mass Media
of the Russian Federation

Technical editor E.I. Bogdanova
Correctors N.M. Kataeva, M.O. Tulukova
Original-layout A.Yu. Odintsova
Cover layout A.Yu. Savelieva

IPD IGG UB RAS № 108	Signed in print 30.06.2021	Format 60 × 84 $\frac{1}{8}$	Offset print
Cond. print. sh. 20,25	Found.-publ. sh. 20,25	Circulation 120	Price 990 rub. 00 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 Universal Printing House “Alpha Print”
2ж Automation Lane, Ekaterinburg, 620049
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru