



Vestnik of Geosciences **Вестник геонаук**

Апрель
April
2020,
№ 4 (304)

Главный редактор

А. М. Асхабов

Chief Editor

A. M. Askhabov

Редакционный совет

А. И. Антошкина, Сыктывкар, Россия
М. А. Т. М. Брокманс, Тронхейм, Норвегия
И. Н. Бурцев, Сыктывкар, Россия
Д. А. Бушнев, Сыктывкар, Россия
Ю. Л. Войтеховский, Санкт-Петербург, Россия
А. Д. Гвишиани, Москва, Россия
И. В. Козырева, Сыктывкар, Россия
М. Комак, Любляна, Словения
В. А. Коротеев, Екатеринбург, Россия
С. В. Кривовичев, Санкт-Петербург, Россия
С. К. Кузнецов, Сыктывкар, Россия
М. Мартинс, Ору-Прету, Бразилия
Т. П. Майорова, Сыктывкар, Россия
Ж. К. Мелгарехо, Барселона, Испания
Ф. Мон, Пекин, Китай
П. Мянник, Таллин, Эстония
А. М. Пыстин, Сыктывкар, Россия
К. М. Соджа, Гамильтон, Нью-Йорк, США
О. В. Удоратина, Сыктывкар, Россия
М. А. Федонкин, Москва, Россия

Editorial Board

Anna I. Antoshkina, Syktyvkar, Russia
Maarten A.T.M. Broekmans, Trondheim, Norway
Igor N. Burtsev, Syktyvkar, Russia
Dmitry A. Bushnev, Syktyvkar, Russia
Yury L. Voytekhevsky, Saint Petersburg, Russia
Alexey D. Gvishiani, Moscow, Russia
Irina V. Kozyreva, Syktyvkar, Russia
Marko Komac, Ljubljana, Slovenia
Viktor A. Koroteev, Ekaterinburg, Russia
Sergey V. Krivovichev, Saint Petersburg, Russia
Sergey K. Kuznetsov, Syktyvkar, Russia
Maximiliano de Souza Martins, Ouro Preto, Brazil
Tatyana P. Mayorova, Syktyvkar, Russia
Joan Carles Melgarejo, Barcelona, Spain
Fancong Meng, Beijing, China
Peep Männik, Tallinn, Estonia
Alexander M. Pystin, Syktyvkar, Russia
Constance M. Soja, Hamilton, NY, USA
Oksana V. Udoratina, Syktyvkar, Russia
Mikhail A. Fedonkin, Moscow, Russia

Редакционная коллегия

А. И. Антошкина, *Т. М. Безносова* (ответственный секретарь), *И. Н. Бурцев*, *Д. А. Бушнев*,
И. В. Козырева, *О. Б. Котова* (заместитель главного редактора), *С. К. Кузнецов*, *Т. П. Майорова*,
А. М. Пыстин, *О. В. Удоратина*

Editorial team

A. I. Antoshkina, *T. M. Beznosova* (Executive Secretary),
I. N. Burtsev, *D. A. Bushnev*, *I. V. Kozyreva*,
O. B. Kotova (Deputy Chief Editor), *S. K. Kuznetsov*,
T. P. Mayorova, *A. M. Pystin*, *O. V. Udoratina*

Технический редактор

Г. Н. Каблис

Technical Editor

G. N. Kablis

Заведующий редакцией

Т. А. Некучаева

Managing Editor

T. A. Nekuchaeva

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Выходит ежемесячно. Основан в 1995 году академиком Н. П. Юшкиным.

Предыдущее название:

Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН

Пятилетний импакт-фактор
РИНЦ журнала (2018) — 0,350



SCIENTIFIC JOURNAL

Monthly issued. Founded in 1995 by Academician N. P. Yushkin.

Former title:

Vestnik of Institute of Geology of Komi SC UB RAS

Five-year RSCI
impact factor (2018) — 0.350

geo.komisc.ru/vestnik

Содержание

Content

Научные статьи	Scientific articles
Особенности состава главных породообразующих минералов базальтов и ксенолита Канарского архипелага (Испания) <i>В. А. Крылова, И. Ф. Гертнер</i> 3	Features of the composition of the main rock-forming minerals of basalts and xenoliths of the Canary Archipelago (Spain) <i>V. A. Krylova, I. F. Gertner</i> 3
Минералого-петрографическая и геохимическая характеристики окисленного хондрита (пустыня Атакама, Чили) <i>Н. Ю. Никулова, В. П. Лютеев, И. С. Астахова, Г. В. Игнатьев, К. В. Куликова, А. Ю. Лысюк, Б. А. Макеев, А. Н. Сандула, Ю. С. Симакова, В. Н. Филиппов, А. С. Шуйский</i> 9	Mineral-petrographic and geochemical characteristics of the oxidized chondrite (Atakama, Chile) <i>N. Yu. Nikulova, V. P. Lyutov, I. S. Astahova, G. V. Ignat'ev, K. V. Kulikova, A. Yu. Lysyuk, B. A. Makeev, A. N. Sandula, Yu. S. Simakova, V. N. Filippov, A. S. Shujskij</i> 9
Минеральные ассоциации поздних процессов в кальцит-нефелин-полевошпатовом пегматите (Ильменогорский миаскитовый массив) <i>С. В. Чередниченко</i> 21	Mineral associations of late processes in the calcite-nepheline-feldspar pegmatite (Ilmenogorsky miaskite massif) <i>S. V. Cherednichenko</i> 21
Петрогеохимические особенности пород Котурского массива (Кузнецкий Алатау) <i>М. В. Полюхова, А. И. Чернышов</i> 26	Petrogeochemical features of rocks of Kotursky massif (Kuznetsk Alatau) <i>M. V. Polyukhova, A. I. Chernyshov</i> 26
Возможности сейсмического оборудования для мониторинга основания железнодорожных путей в районах со сложными грунтовыми условиями <i>И. П. Орлова, Н. К. Капустян, Г. Н. Антоновская, И. М. Басакина</i> 33	Possibilities of seismic equipment for roadbed railway monitoring in areas with difficult ground conditions <i>I. P. Orlova, N. K. Kapustian, G. N. Antonovskaya, I. M. Basakina</i> 33
Из опыта преподавания. III. Кристаллография икосаэдрических вирусов <i>Ю. Л. Войтеховский</i> 40	From teaching experience. III. Crystallography of icosahedral viruses <i>Yu. L. Voytekhovsky</i> 40
Хроника, события, факты	Chronicle, events, facts
Информация для участников конференции «Геология рифов» 45	Information for participants of the conference «Reef Geology» 45
Информация для участников конференции «Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии»..... 45	Information for participants of the conference «Modern Problems of Theoretical, Experimental and Applied Mineralogy» 45
С Днем геолога! 46	Happy Geologist Day! 47
XXIX научная конференция «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Северо-уральского сегмента» 48	29th scientific conference «Structure, substance, and history of the Timan-Northern Urals segment of the lithosphere» 48

Правила
оформления
статей



Vestnik
article
Formatting



ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ГЛАВНЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ БАЗАЛЬТОВ И КСЕНОЛИТА КАНАРСКОГО АРХИПЕЛАГА (ИСПАНИЯ)

В. А. Крылова, И. Ф. Гертнер

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск

krylova.vera1994@yandex.ru; labspm@ggf.tsu.ru

Статья посвящена особенностям химического состава главных породообразующих минералов базальтов с острова Ла-Пальма, ксенолита с острова Лансароте Канарского архипелага (Испания). Основной задачей исследования выступала диагностика минерального состава данных пород. Рассмотрены несколько версий природы перидотитовых ксенолитов, отражающих их мантийное или коровое происхождение. Приводится описание химического состава главных породообразующих минералов, на основе которого предполагается кумулятивный генезис этих образований в глубинных магматических камерах с возможным вовлечением ксеногенных кристаллов из материала литосферной мантии.

Ключевые слова: породообразующие минералы, химический состав, ксенолит, минеральный тип, базальты, перидотит.

FEATURES OF THE COMPOSITION OF THE MAIN ROCK-FORMING MINERALS OF BASALTS AND XENOLITHS OF THE CANARY ARCHIPELAGO (SPAIN)

V. A. Krylova, I. F. Gertner

Tomsk National Research State University, Tomsk

The article is devoted to studying the chemical composition of the main rock-forming minerals of basalts from the island of La Palma, xenolith from the island of Lanzarote of the Canary Archipelago (Spain). The main task of the research is the diagnosis of mineral composition of these rocks. Peridotite xenoliths can be of several types reflecting their mantle or crust origin. The chemical composition of the main rock-forming minerals is described, which testifies to a cumulative genesis of these formations in deep magmatic chambers with possible inclusion of xenogenic crystals from lithospheric mantle material.

The main research methods were petrographic diagnostics and micro X-ray spectral analysis of the chemical composition of the main rock-forming minerals by Tescan Vega II LMU electron microscope equipped with INCA Energy 350 energy dispersive spectrometer (with Si (Li) Standart detector). We found that the olivines and pyroxenes of basalts were characterized by a typical composition of volcanic rocks, which had been formed in near-surface conditions or as a result of direct outpouring. Variations in the composition of plagioclase from labrador to oligoclase allowed classifying these formations as subalkaline bases characteristic of intraplate oceanic magmatism. The study of the petrostructure of peridotite xenolith and the composition of its constituent minerals revealed the peculiarities of their formation. There are several versions of the nature of peridotite xenoliths, reflecting their mantle or crustal origin. The obtained results suggested the cumulative genesis of these formations in deep magma chambers, with the possible involvement of xenogenic crystals from lithospheric mantle material. The magmatic nature of xenolith was supported by the presence of endiopside and plagioclase in the intergranular space of large olivine and orthopyroxene grains. The elements of intracrystalline deformations and their high magnesian composition, corresponding to restate hyperbasites of ophiolite association, can be used to explain the mantle nature of large crystals of olivine and orthopyroxene.

Key words: rock-forming minerals, chemical composition, xenolith, mineral type, basalts, peridotite.

Введение

Острова Канарского архипелага имеют вулканическое происхождение. Они сформировались на достаточно крупном симаунте в зоне трансформного разлома Атлантического срединно-океанического хребта. Слагающие их породы представлены преимущественно субщелочными базальтами К-Na-уклона, реже отмечаются трахиты и нефелинсодержащие базиты. По своим геохимическим параметрам они соответствуют продуктам E-MORB- или OIB-типа [4]. Особенностью текстуры данных вулканитов выступает частое присутствие ксеногенных включений перидотитового состава [1, 3] и осадочных пород [5, 12, 13]. Первые часто рассматриваются в качестве мантийных ксенолитов. На примере перидотитовых ксенолитов и базальтов остро-

вов Гран-Канария, Тенерифе и Ла-Гомера предполагается активное взаимодействие материала ксенолитов с метасоматическими растворами корового и мантийного происхождения [2, 9]. В целом природа ксеногенных включений остается достаточно дискуссионной.

Для выявления условий формирования исследуемых пород был изучен состав главных породообразующих минералов базальтов и ксенолита. Изучение химического состава породообразующих минералов базировалось на результатах микрорентгеноспектрального анализа в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем». Было изучено 3 образца горных пород и 79 определений химического состава минеральных фаз (оливина, пироксена, плагиоклаза, хромшпинелида, ильменита и карбонатов). В данной работе обсуж-

Для цитирования: Крылова В. А., Гертнер И. Ф. Особенности состава главных породообразующих минералов базальтов и ксенолита Канарского архипелага (Испания) // Вестник геонаук. 2020. 4(304). С. 3—8. DOI: 10.19110/geov.2020.4.1.

For citation: Krylova V. A., Gertner I. F. Features of the composition of the main rock-forming minerals of basalts and xenoliths of the Canary Archipelago (Spain). Vestnik of Geosciences, 2020, 4(304), pp. 3—8. DOI: 10.19110/geov.2020.4.1.

даются особенности состава только основных породообразующих минералов.

Краткая петрографическая характеристика изученных образцов

По своим петрографическим особенностям изученные образцы отвечают основным типам пород, распространенным в вулканиках Канарского архипелага [6]. Образец А-1685 представлен порфировидным анези-

том (рис. 1, А, В). В качестве вкрапленников (1–3 мм) наблюдаются изоморфные кристаллы оливина и клинопироксена со слабой сиреневой окраской. Основная масса достаточно раскристаллизована (до 0.3 мм), имеет интергранулярную структуру, обусловленную более крупными лейстами плагиоклаза и интерстициальным агрегатом пироксена, оливина, плагиоклаза и рудного минерала. Присутствуют также менее раскристаллизованные разновидности с порфировыми выделениями плагиоклаза (обр. 3138).

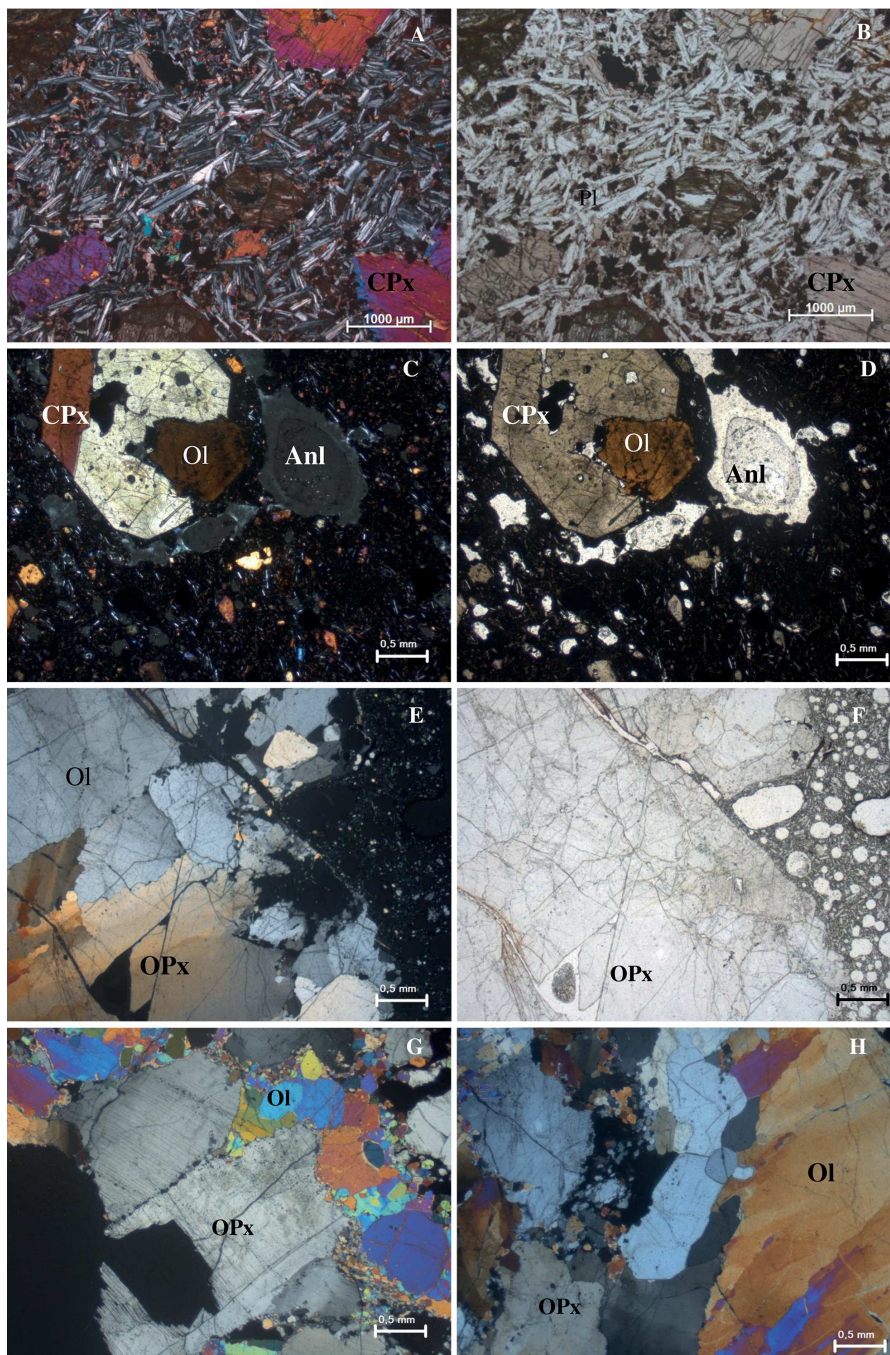


Рис. 1. Особенности микроструктуры базальтов и перидотитового ксенолита изученных образцов: А, В — порфировидный долерит, образец А-1685; С, D — пироксеновый амигдолоидный порфирит, образец А-1688; Е, F — контакт перидотитового ксенолита с вмещающим миндалекаменным базальтом, образец А-3; G, H — протогранулярная с элементами порфирокластической структура перидотитового ксенолита, образец А-3 (слева на фото николи скрещены, справа николи параллельны). Условные обозначения: CPx — клинопироксен; Pl — плагиоклаз; Anl — анальцит; Ol — оливин; OPx — ортопироксен

Fig. 1. Petrofabric features of basalts and peridotite xenolith of studied samples. A, B — porphyritic dolerite, sample A-1685; C, D — amygdales of pyroxene porphyrite, sample A-1688; E, F — boundary between peridotite xenolith and host basalt, sample A-3; G, H — protogranular with elements of porphyroclastic structures of peridotite xenolith, sample A-3 (on the left of the photo — crossed nicols, on the right — parallel nicols). Symbols: Cpx — clinopyroxene, Pl — plagioclase, Anl — analcime, Ol — olivine, OPx — orthopyroxene



Образец А-1688 интерпретируется как пироксеновый порфирит с обильными миндалинами анальцима (рис. 1, С, D), которые по размеру иногда сопоставимы с самими вкрапленниками (0.5 мм). Кроме клинопироксена присутствуют крупные (до 0.5 мм) чешуйки бурой слюды. Основная масса сложена лейстами плагиоклаза, мелкими зернами пироксена и рудного минерала. Отмечаются участки с пилотакситовой структурой.

Образец А-3 представлен перидотитовым ксенолитом в амигдалоидном базальте. Вмещающий вулканит слабо раскристаллизован и изобилует мелкими миндалинами анальцима, что позволяет сопоставлять его с предыдущей породой (рис. 1, F). Собственно ксенолит имеет резкие границы без признаков взаимодействия с вмещающим субстратом (рис. 1, E, F). Перидотит сложен крупными (до 3–4 мм) кристаллами оливина с характерными признаками внутрикристаллических деформаций (полосы излома или «кинк-банд» структуры) и ортопироксеном со следами распада «пижонитового» типа. Структура перидотита протогранулярная с элементами порфирокастовой (рис. 1, G, H). Последняя особенность обусловлена присутствием внутри крупных кристаллов мелкозернистого (0.2–0.3 мм) интерстициального агрегата, сложенного плагиоклазом, клинопироксеном, оливином и рудным минералом. В составе крупнозернистой перидотитовой фракции постоянно присутствует также хромшпинелид с характерным вишневым оттенком в параллельных николях.

Методика исследований

Анализ вещественного состава породообразующих минералов, а также качественные изображения характера взаимоотношения минеральных ассоциаций и минеральных индивидов проводился методом рентгеноспектрального микроанализа в режиме обратнорассеянных электронов (режим BSE) на электронном сканирующем микроскопе Tescan Vega II LMU, оборудованном энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 350 (с детектором Si(Li) Standart). Ошибка определения концентраций главных оксидов составляла 0.05–0.1 %. Для исследований из отобранных образцов были выпилены плоскопараллельные аншлифы толщиной 3–4 мм. Перед проведением аналитических работ на поверх-

ность изучаемых образцов предварительно напылялся слой углерода толщиной 25–30 нм.

Результаты исследований

Оливины в базальте (обр. А-1688) были изучены во вкрапленниках, в ксенолите (обр. А-3) — в крупных зернах, в ортопироксене — в более мелких идиоморфных включениях. Оливины представлены форстеритом и хризолитом. По содержанию фаялитового минала можно выделить две относительно контрастные группы. Первая группа фиксирует максимальные значения железистости (26.8–27.1 % Fa), которые наблюдаются во вкрапленниках базальта. Ко второй группе отнесены форстериты и хризолиты (7.7–16.1 % Fa), которые представлены в ксенолите перидотита. Присутствие оливина повышенной железистости (13–16 % Fa) свойственно магматическим оливинам, сформировавшимся в промежуточной глубинной камере на уровне нижней коры и представленным вкрапленниками из ультраосновных вулканитов [10, 14]. Химический состав изученных оливинов показан в таблице 1.

Содержание CaO изменяется от 0.00 до 0.67 вес.%. Здесь прослеживается четкая закономерность. Вкрапленники оливина в базальтах характеризуются резко повышенными концентрациями оксида кальция (0.4–0.7 вес. %), тогда как в оливинах перидотитовых ксенолитов его роль крайне мала (не более 0.2 вес. %). Содержание кальция в оливине является своеобразным геобарометром [11], разделяющим поля вулканических и плутонических ультрамафитов. На бинарной диаграмме «CaO–Fa» (рис. 2) основная масса фигуративных точек попадает в ограниченную область значений 0.0–0.2 вес. %, которые характерны для оливинов из пород ксенолитов, сформировавшихся на значительной глубине. Повышенные содержания CaO (0.43–0.67) фиксируются в оливинах из базальта, где получили развитие вкрапленники гипабиссальных фаций.

Пироксены по результатам исследования были определены и в ксенолите, и во вкрапленниках из базальтов. При этом были диагностированы как кальциево-магнєвые (моноклинные), так и магнезиально-железистые (ромбические) разновидности (табл. 2). Ортопироксены наблюдаются исключительно в перидотите (обр. А-3).

Таблица № 1. Химический состав оливинов (мас. %)

Table 1. The chemical composition of olivines (wt. %)

Окислы Oxides	A-3/1	A-3/2	A-3/3	A-3/4	A-1688/6	A-1688/7	A-1688/8
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	42.31	41.77	41.83	41.27	39.63	39.42	39.55
TiO ₂	—	—	—	—	0.37	—	—
FeO	7.66	12.44	10.75	15.04	23.32	23.36	23.45
MnO	—	—	—	0.23	0.52	0.64	0.52
MgO	49.50	45.22	46.94	43.19	35.20	35.98	35.87
CaO	0.20	0.20	0.18	—	0.94	0.60	0.61
NiO	0.34	0.37	0.30	0.27	—	—	—
Сумма / Sum	100.01	100	100	100	99.98	100	100

Расчёт формул оливинов производился на 4 иона (O) / Olivine formulas are calculated for 4 ions (O)

(Mg_{1.79}, Fe_{0.15}) Ni_{0.01} [Si_{1.02} O₄]; (Mg_{1.67}, Fe_{0.26}) Ca_{0.01} Ni_{0.01} [Si_{1.03} O₄]; (Mg_{1.72}, Fe_{0.22}) Ni_{0.01} [Si_{1.03} O₄];

(Mg_{1.61}, Fe_{0.31}) Ni_{0.01} [Si_{1.03} O₄]; (Mg_{1.37}, Fe_{0.51}) Ca_{0.03} Ti_{0.01} Mn_{0.01} [Si_{1.03} O₄]; (Mg_{1.40}, Fe_{0.51}) Ca_{0.02} Mn_{0.01} [Si_{1.03} O₄];

(Mg_{1.39}, Fe_{0.51}) Ca_{0.02} Mn_{0.01} [Si_{1.03} O₄]

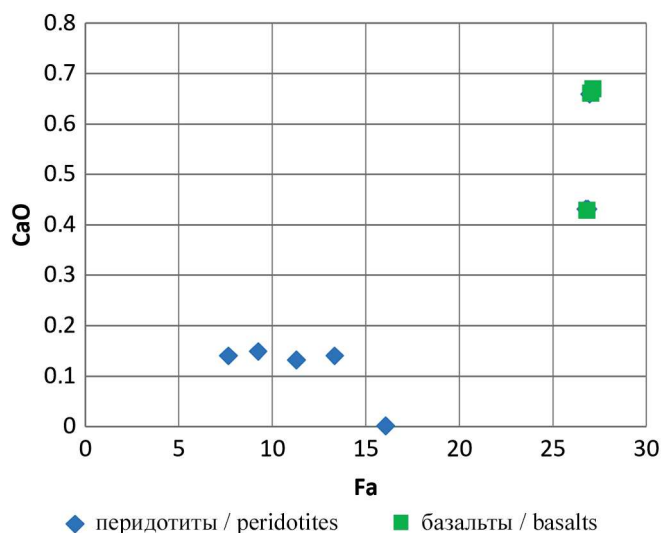


Рис. 2. Вариации содержания CaO в оливинах

Fig. 2. Variations in CaO content in olivines

Они довольно однородны по составу и отвечают энстатиту, что позволяет сопоставлять данные образования с продуктами реститовой мантии. Вместе с тем в данных породах обнаружены и кальциевые разновидности этого минерала, которые представлены в порфирокастовом агрегате. Клинопироксены обнаружены в перидотите (обр. А-3) и в базальтах (обр. А-1685, А-1688), (рис. 3). Для вкрапленников в базальтах характерны более кальциевые и более железистые разновидности типа диопсида и авгита. В составе перидотитовых ксенолитов установлены преимущественно эндиопсиды.

Плаггиоклазы представлены в большом количестве в базальтах (обр. А-1685, 1688) и в ксенолите (обр. А-3). Чтобы определить состав плаггиоклаза, мы провели сле-

дующие расчёты по формуле: $Ca / (Ca + Na + K) = N_{\text{плаггиоклаза}}$. В результате были определены плаггиоклазы, по составу соответствующие лабрадору, битовниту, андезину и олигоклазу с повышенным содержанием ортоклазового минала (табл. 3, рис. 4). Для перидотитовых ксенолитов характерны лабрадоры, а для собственно базальтов — более широкий спектр: от битовнита до обогащенного калием олигоклаза. Наличие основного

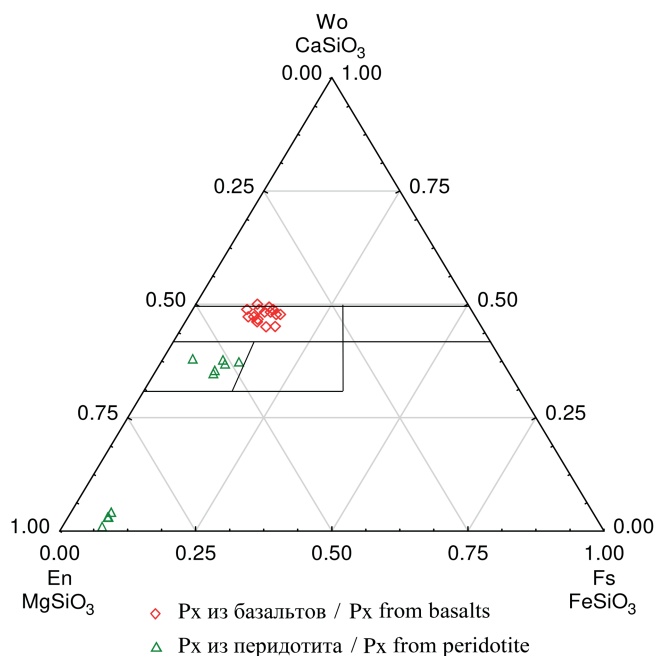


Рис. 3. Состав пироксенов из базальтов и перидотита Канарских островов

Fig. 3. Composition of pyroxenes from basalts and peridotite of the Canary Islands

Таблица 2. Представительный химический состав пироксенов (мас. %)

Table 2. The chemical composition of pyroxenes (wt. %)

Окислы Oxides	A-1685/9	A-1685/10	A-3/11	A-3/12	A-3/13	A-1688/14	A-1688/15
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	50.61	48.86	55.94	51.45	58.29	47.94	50.93
TiO ₂	2.45	3.53	—	1.94	—	3.49	1.95
Al ₂ O ₃	3.82	5.26	1.67	4.14	1.32	5.78	4.30
Cr ₂ O ₃	—	—	1.10	0.37	0.68	—	0.30
FeO	9.74	9.15	3.10	8.53	4.64	7.65	6.10
MnO	0.24	—	—	—	—	0.22	0.20
MgO	11.38	11.45	19.59	16.13	33.44	13.16	13.52
CaO	21.23	21.15	18.20	17.15	1.63	21.31	22.00
Na ₂ O	0.53	0.60	0.40	0.28	—	0.46	0.70
Сумма / Sum	100	100	100	99.99	100	100.01	100
Wo	47.8	47.73	38.04	37.36	3.16	46.74	18.89
En	35.5	36.36	56.52	48.35	89.47	40.22	41.11
Fs	16.7	15.9	5.43	14.28	7.37	13.04	10
f, %	31.9	30.4	8.7	22.8	7.6	24.4	19.5

Расчёт формул пироксенов производился на 3 иона (O) / Pyroxene formulas are calculated for 3 ions (O)

Ca_{0.43}Mg_{0.32}Fe_{0.15}Na_{0.02}Al_{0.08}Ti_{0.03}[Si_{0.95}O₃]; Ca_{0.42}Mg_{0.32}Fe_{0.14}Na_{0.02}Al_{0.12}Ti_{0.05}[Si_{0.91}O₃];

Ca_{0.35}(Mg_{0.52}·Fe_{0.05}·Al_{0.04})Na_{0.01}Cr_{0.02}[Si_{1.00}O₃]; Ca_{0.34}(Mg_{0.44}·Fe_{0.13}·Al_{0.09})Na_{0.01}Ti_{0.03}Cr_{0.01}[Si_{0.94}O₃];

Ca_{0.03}(Mg_{0.85}·Fe_{0.07}·Al_{0.03})Cr_{0.01}[Si₁O₃]; Ca_{0.43}Mg_{0.37}Fe_{0.12}Na_{0.02}Al_{0.13}Ti_{0.05}[Si_{0.89}O₃];

Ca_{0.44}Mg_{0.37}Fe_{0.09}Na_{0.02}Al_{0.09}Ti_{0.03}[Si_{0.94}O₃]



Таблица 3. Химический состав плагиоклазов (мас.%)

Table 3. The chemical composition of plagioclases (wt. %)

Окислы Oxides	A-1685/16 Лабрадор Labradorite	A-1685/18 Андезин Andesine	A-1688/19 Лабрадор Labradorite	A-1688/20 Битовнит Bytownite	A-3/21 Лабрадор Labradorite	A-3/22 Лабрадор Labradorite
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	59.79	57.73	55.07	55.70	56.03	56.33
Al ₂ O ₃	25.21	26.56	28.11	25.17	26.98	27.16
FeO	0.41	0.38	0.72	2.92	1.24	0.82
MgO				0.41	—	—
CaO	7.68	9.33	11.29	7.27	11.10	10.70
Na ₂ O	6.40	5.46	4.35	5.50	4.48	4.85
K ₂ O	0.51	0.54	0.47	3.02	0.16	0.14
Сумма / Sum	100	100	100.01	99.99	99.99	100

Расчёт формул плагиоклазов производился на 24 иона (O) / Plagioclase formulas are calculated for 24 ions (O)

Na_{2.7} Ca_{1.77} K_{0.15} Fe_{0.09} [Al_{6.36} Si_{12.8} O₂₄]; Na_{2.27} Ca_{2.16} K_{0.15} Fe_{0.07} [Al_{6.74} Si_{12.44} O₂₄];

Ca_{2.63} Na_{1.83} K_{0.13} Fe_{0.13} [Al_{7.19} Si_{11.94} O₂₄]; Na_{2.35} Ca_{1.71} K_{0.84} Mg_{0.14} Fe_{0.54} [Al_{6.54} Si_{12.28} O₂₄];

Ca_{2.58} Na_{1.89} K_{0.05} Fe_{0.22} [Al_{7.22} Si_{12.14} O₂₄]; Ca_{2.48} Na_{2.03} K_{0.03} Fe_{0.14} [Al_{6.93} Si_{12.18} O₂₄]

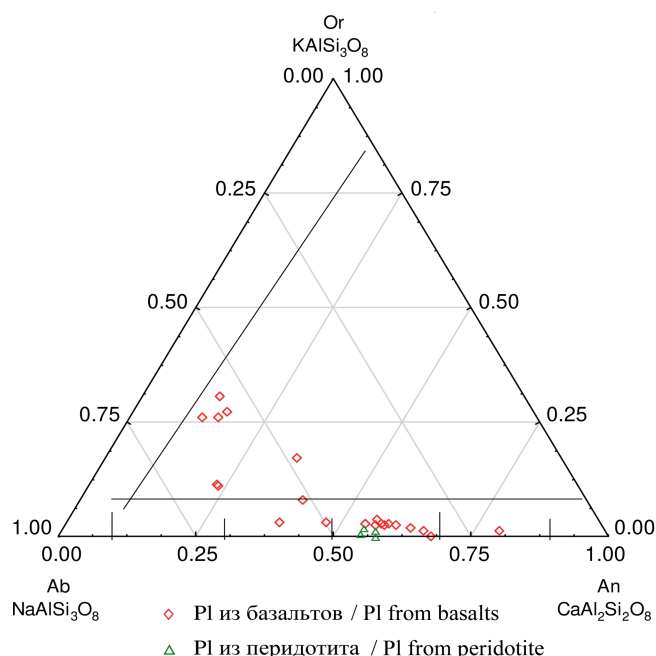


Рис. 4. Состав плагиоклазов из базальтов и перидотита Канарских островов

Fig. 4. Composition of plagioclases from basalts and peridotite of the Canary Islands

плагиоклаза в составе «ксеногенных» перидотитов явно указывает на их кумулятивную природу. С другой стороны, присутствие достаточно кислых разновидностей плагиоклаза в составе базальтов и обогащение их калием позволяет подтвердить повышенную щелочность исходного магматического расплава. В перидотитовых ксенолитах плагиоклаз диагностирован только в межгранулярном (порфирокластовом) агрегате.

Хромшпинелиды в ксенолитах по своему химическому составу соответствуют алюмохромитам.

Заключение

На основе анализа порообразующих минералов базальтов и ксенолитов ультрамафитов, содержащихся в вулканических породах островов Ла-Пальма и

Лансароте, можно сделать вывод, что собственно вулканы представлены субщелочными разновидностями базальтов типа OIB, а ксенолиты, вероятно, являются фрагментами кумулятивных образований из глубинной камеры на границе литосферной мантии и океанической коры [7]. Подтверждением этого выступают особенности минерального парагенезиса данных ассоциаций. Присутствие достаточно кислых плагиоклазов с повышенным содержанием минала ортоклаза позволяют однозначно идентифицировать их с такими разновидностями, как гавайиты и муджеириты, которые характерны для океанических островов внутриплитного происхождения. Для ксенолитов острова Лансароте присутствие высокожелезистого оливина (до 13–16 % Fe-минала), эндиопсида и основного плагиоклаза также подтверждает их образование исключительно в глубинной камере и не допускает природу мантийных ксенолитов ниже астеносферного слоя или собственно литосферной мантии. Дополнительным критерием в пользу данной точки зрения о кумулятивном происхождении данных ультрамафитов выступают исследования по петроструктурному анализу ориентировок зерен оливина. Проведенные методом EBSD (детектор обратноотраженных электронов) петроструктурные исследования крупных зерен оливина в ксенолитах указывают на их формирование в условиях отложения ранних кумулятов. Петроструктурные узоры данного минерала более сопоставимы с оливинами дунитов из Йоко-Довыренского плутона и заметно отличаются от ориентировок альпинотипных (реститовых) гипербазитов северного склона Кузнецкого Алатау [8].

Вместе с тем нельзя игнорировать ряд признаков (внутрикристаллические деформации крупных зерен оливина, его магнезиальный состав и присутствие энстатита), которые поддерживают точку зрения о мантийной природе ксенолитов острова Лансароте. Возможно, ряд кристаллов имеют ксеногенное происхождение, как, например, в породах марианит-бонинитовой серии. Для решения данной проблемы необходимы более детальные геохимические исследования на уровне как валовых составов пород, так и самих порообразующих минералов. Многие аспекты могут

быть решены при анализе изотопов Nd, Sr, O и других элементов.

Исследования выполнены при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации в рамках выполнения государственного задания (проект № 0721-2020-0041).

Автор выражает благодарность профессору Университета Саламанки Гутьеррес-Алонсо Габриэлю за предоставление образцов и помощь в интерпретации.

Литература / References

1. *Amundsen H. E. F.* (1987). Peridotite xenoliths from Gran Canaria, Canary islands; evidence for metasomatic processes and partial melting in the lower oceanic crust. *Neues Jahrb. Miner. Abh.*, Vol. 156, No. 2, pp. 121–140.
2. *Frezzotti M. L., Touret J. L. R.* et al. (1994). Melt and fluid inclusions in dunite xenoliths from La Gomera, Canary islands: tracking the mantle metasomatic fluids. *Eur. J. Mineral.*, Vol. 6, pp. 805–817.
3. *Grachev A. F.* (2012). MORB-like mantle beneath Lanzarote island, Canary islands. *Russian journal Earth sciences*. Vol. 12, ES3004.
4. *Hoernle K.* (1998) Geochemistry of Jurassic oceanic crust beneath Gran Canaria (Canary islands): implication for crustal recycling and assimilation. *Journal of Petrology*. Vol. 39, No. 5, pp. 859–880.
5. *Jagerup B.* (2016). Ursprung till Gran Canarias xenoliter // .org/Villavagen 16.752 /www.diva-portal
6. *Krylova V. A., Gertner I. F.* Sedimentary deposits and petrography of the basalts of the island of Tenerife of the Canary archipelago (Spain). *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 2017, Vol. 110, pp. 1–7.
7. *Krylova V. A., Gertner I. F., Gutierrez-Alonso G.* Origin of ultramafic xenoliths from Canary Islands // *Large Igneous Provinces through earth history: mantle plumes, supercontinents, climate change, metallogeny and oil-gas, planetary analogues (LIP-2019)*. Abstract volume of the 7 International Conference. Tomsk: CSTI Publishing house, 2019, pp. 70–71.
8. *Krylova V. A., Gertner I. F.* Petro fabric characteristics of olivine from xenoliths, peridotites, and basalts (from Canary Islands, Kuznetsk Alatau and Yoko-Dovyren Massif). *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 2019, Vol. 319, pp. 1–7.
9. *Neumann E. R.* (2002). Mantle xenoliths from Tenerife (Canary islands): evidence for reactions between mantle peridotites and silicocarbonatite melts including Ca metasomatism. *Journal of Petrology*, Vol. 43, No. 5, pp. 825–857.
10. *Rudnick R. L.* Xenoliths — samples of the lower continental crust. In: *Fountain D. M., Arculus R. J., Kay R. W.* (Eds.), *The Continental Lower Crust*, Elsevier, Amsterdam, 1992, pp. 269–316.
11. *Simkin T., Smith G.* Minor element distribution of olivine. *J. Geol.* 1970, V. 78, No 3, pp. 304–325
12. *Traver C. M.* (2013). A petrological and geochemical study of mantle and crustal xenoliths from Lanzarote, Canary islands. UC San Diego electronic theses and dissertation. <https://scholarship.org/item/02f8g0k>.
13. *Troll V. R., Rulger A.* et al. (2012). Floating stoned off El Hierro, Canary islands: xenoliths pre-island sedimentary origin in the early products of the October 2011 eruption. *Solid Earth*. No. 3, pp. 97–110.
14. *Volkova N., Egorova V., Izokh A., Shelepaev R.* The lithosphere beneath Sangilen Plateau, Siberia: evidence from peridotite and pyroxenite xenoliths from alkaline basalts. *32nd International Geological Congress, Florence, Italy, Abstracts Volume*, 2004, pp. 1154

Поступила в редакцию / Received 16.03.2020



МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОКИСЛЕННОГО ХОНДРИТА (ПУСТЫНЯ АТАКАМА, ЧИЛИ)

Н. Ю. Никулова, В. П. Лютоев, И. С. Астахова, Г. В. Игнатьев, К. В. Куликова, А. Ю. Лысюк,
Б. А. Макеев, А. Н. Сандула, Ю. С. Симакова, В. Н. Филиппов, А. С. Шуйский

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
nikulova@geo.komisc.ru

Представлены результаты петрографического, минералогического, спектрального, химического и элементного анализа метеорита. Установлено, что по структурно-текстурным особенностям, содержанию минералов и элементному составу изученный метеорит является обыкновенным оливин-энстатитовым хондритом петрологического типа H4. Преобладающими минералами являются ромбический пироксен и оливин. Установлено присутствие клинопироксена, натриевого плагиоклаза, полевошпатового стекла, хромита, шпинели, апатита, барита, кальцита, циркона, титанита, камасита и тэнита. Хондры представлены преимущественно радиально-лучистыми, колосниковыми, криптокристаллическими и порфирированными оливинами и пироксеновыми мономинеральными разновидностями. Реже встречаются хондры, сложенные тонкозернистыми породами и окруженные каймой углеродистого вещества. В углеродистом веществе и хромите обнаружены включения самородной платины. Установлена закономерность изменения распределения железа в слагающих хондры мафических минералах.

Ключевые слова: метеорит, хондрит, минеральный состав, оливин, пироксен, самородные металлы.

MINERAL-PETROGRAPHIC AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE OXIDIZED CHONDRITE (ATAKAMA, CHILE)

N. Yu. Nikulova, V. P. Lyutov, I. S. Astahova, G. V. Ignat'ev, K. V. Kulikova, A. Yu. Lysyuk, B. A. Makeev,
A. N. Sandula, Yu. S. Simakova, V. N. Filippov, A. S. Shujskij

Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Syktывkar

We present our results of petrographic, mineralogical, spectral, chemical and elemental analysis of the meteorite. We determined that according to structural and textural features mineral and elemental composition, the studied meteorite is an ordinary olivine-
enstatite chondrite of H4 petrological type. The predominant minerals are rhombic pyroxene and olivine. We determined the presence of sodium plagioclase, feldspar glass, chromespinelides, apatite, chlorapatite, barite, calcite, zircon, titanite, pyrrhotine, kamacite and taenite. Chondres were predominantly represented by radiant-fibrous, grate, cryptocrystalline and porphyry olivine and pyroxene monomineral varieties. We found chondres composed of fine-grained rocks and surrounded by a rim of carbonaceous matter. We determined inclusions of native platinum in the carbon matter and chromespinelides. The regularity of changes in the distribution of iron in the mafic minerals, composing the chondre, was established.

Keywords: meteorite, chondrite, mineral composition, olivine, pyroxene, native metals.

Изучен вещественный состав фрагментов метеорита, обнаруженного в декабре 2017 г. в пустыне Атакама (24°42' 15.3 ю. ш., 69°45'24.5 з. д.) и переданного нам авторами находки. Метеорит представлял собой трещиноватый валун диаметром около 15 см, при расчистке распавшийся на отдельные фрагменты угловатой формы, размером 3–5 см. Исследованные нами обломки метеорита (32.6 г и 37.4 г) сложены красновато-бурой, окисленной с поверхности массивной породой со сфероидальным строением (рис. 1, а). Зона поверхностного плавления на изученных нами обломках отсутствует, вероятно в результате гипергенных изменений в земных условиях; внешние границы обломков имеют извилистые, зубчатые очертания (рис. 1, б, в).

Целью исследования было определение вещественного состава и структурно-текстурных особенностей слагающей метеорит породы, классификация на основе сопоставления с известными петрологическими ти-

пами метеоритов и земными магматическими породами. Для этого было проведено комплексное петрографическое, минералогическое и геохимическое изучение слагающей метеорит горной породы.

Методы исследования

Петрографический анализ породы проведен в прозрачных шлифах. Химический и минеральный состав породы, кристаллохимия отдельных минералов и изотопный состав углерода изучались на оборудовании ЦКП «Геонаука» ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Микронзондовые исследования проводились на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA3 LMN с энергодисперсионной приставкой X-MAX 50 mm Oxford instruments) при ускоряющем напряжении 20 кВ, диаметре зонда 180 нм и области возбуждения до 5 мкм, а также на сканирующем электронном ми-

Для цитирования: Никулова Н. Ю., Лютоев В. П., Астахова И. С., Игнатьев Г. В., Куликова К. В., Лысюк А. Ю., Макеев Б. А., Сандула А. Н., Симакова Ю. С., Филиппов В. Н., Шуйский А. С. Минерало-петрографическая и геохимическая характеристики окисленного хондрита (пустыня Атакама, Чили) // Вестник геонаук. 2020. 4(304). С. 9–20. DOI: 10.19110/geov.2020.4.2.

For citation: Nikulova N. Yu., Lyutov V. P., Astahova I. S., Ignat'ev G. V., Kulikova K. V., Lysyuk A. Yu., Makeev B. A., Sandula A. N., Simakova Yu. S., Filippov V. N., Shujskij A. S. Mineral-petrographic and geochemical characteristics of the oxidized chondrite (Atakama, Chile). Vestnik of Geosciences, 2020, 4(304), pp. 9–20. DOI: 10.19110/geov.2020.4.2.

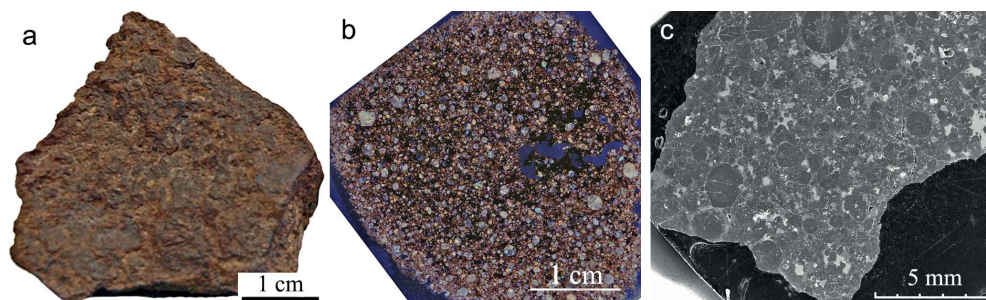


Рис. 1. Хондритовая структура и массивная текстура породы: а — окисленная поверхность обломка; б — сканированный шлиф, с — аншлиф, изображение под электронным микроскопом

Fig. 1. The structure and texture of the rock: a — oxidized surface of debris; b — scanned thin section, c — polished thin section, BSE-image

кроскопе JSM-6400 с энергетическим спектрометром Link, с ускоряющим напряжением и током на образцах 20 кВ и 2×10^{-9} А соответственно и сертифицированными стандартами фирмы Microspec.

Фазовый состав вещества метеорита определялся методами порошковой рентгеновской дифрактометрии, инфракрасной (ИКС) и мёссбауэровской спектроскопии ^{57}Fe . Использовался рентгеновский дифрактометр Shimadzu XRD-6000, излучение $\text{CuK}\alpha$, Ni-фильтр, 30kV, 30 mA, интервал сканирования $2-82^\circ 2\theta$, шаг сканирования $2\theta = 0.05$, скорость съемки — 1 град/мин. Инфракрасные (ИК) спектры были получены на фурье-спектрометре «Люмекс ФТ-02» в диапазоне $400-4000\text{ см}^{-1}$ с инструментальным разрешением 2 см^{-1} по 256 сканам. Препараты готовились в виде прессованных таблеток 0.8 г KBr с 1.7 мг навеской растертого образца. Мёссбауэровские (ЯГР) спектры ^{57}Fe истертых до состояния пудры 20 мг препаратов валовой пробы (SE-1), магнитной (SE-1m) и немагнитной (SE-1nm) составляющих вещества метеорита были получены в режиме тонкого поглотителя на спектрометре MS-1104Em в диапазоне скоростей от -11 до $+11\text{ мм/с}$ с разрешением в 1024 канала при комнатной температуре. Отдельно с таким же разрешением записывалась парамагнитная часть спектра немагнитной части пробы (SE-1nm) в диапазоне скоростей от -4 до $+4\text{ мм/с}$. Изомерный сдвиг определялся относительно $\alpha\text{-Fe}$. При обработке спектров использовалось стандартное программное обеспечение спектрометра Univem и фиттинг спектров в моделях полного ориентационного усреднения спектральных компонент.

Определение содержаний редких и редкоземельных элементов проводилось на масс-спектрометре с индуктивной связанной плазмой Agilent 7700х. Для перевода пробы в раствор использовался метод многокислотного разложения (смесь кислот в соотношении $\text{HNO}_3 : \text{HF} : \text{HCl} = 1 : 5 : 2$) в условиях микроволнового нагрева. Разложение велось в микроволновой системе пробоподготовки Sineo MDS-10.

Измерения изотопного состава углерода и азота проводились методом проточной масс-спектрометрии (аналитик И. В. Смолева) в режиме постоянного потока гелия CF-IRMS на масс-спектрометре DeltaV Advantage, соединенном через газовый коммутатор Conflo IV с элементным анализатором Flash EA 1112, в котором производилось сжигание образцов при 1000°C . Для измерений использовались CO_2 и N_2 . Значения $\delta^{13}\text{C}$ даны в промилле относительно PDB, а $\delta^{15}\text{N}$ — относительно воздуха атмосферы. Точность определений изотопного состава углерода и азота ($\pm 0.15\text{ ‰}$ — 1σ) контролиро-

валась анализом международного стандарта USGS-40 (L-Glutamic acid) и лабораторного стандарта Acetanilide ($\text{C}_8\text{H}_9\text{NO}$).

Петрографическая характеристика

Порода имеет массивную текстуру и хондритовую структуру с неизменными хондрами (рис. 1, b, c). Оливиновые, оливин-пироксеновые и пироксеновые хондры размером $0.2-1.3\text{ мм}$ (преобладающий размер $0.8-1.0\text{ мм}$) занимают около 80 % объема породы (рис. 1, b) и хаотично расположены в тонкозернистой матрице, в составе которой преобладает оливин. Наиболее крупные хондры сложены: расщепленными кристаллами пироксена (рис. 2, a), оливин-пироксеновыми срастаниями (рис. 2, b), пироксеновой микробрекцией (рис. 2, c), пироксенитом (рис. 2, d), пироксен-оливиновой породой (рис. 2, e), скрытокристаллическим стеклом, пигментированным углеродистым веществом (рис. 2, f) или микровключениями рудного (?) минерала (рис. 2, g), оливиновым агрегатом с колосниковой структурой (рис. 2, h). Большинство хондр гранулированные, сложенные породами более ранней генерации [20], пережившие образование более поздних хондр без плавления или растворения. Иногда такие хондры окружены тонкой каймой углеродистого вещества (рис. 2, e). Самородные металлы и сульфиды в интерстициях составляют около 5 % объема породы.

Минеральный состав

Расшифровка дифрактограмм показала, что слагающее метеорит вещество имеет сложный фазовый состав. Преобладающими минералами вещества метеорита являются ортопироксен и оливин (рис. 3). На дифракционной кривой оливин характеризуется наиболее интенсивными рефлексами с межплоскостными расстояниями $d/n \sim 5.10$ (020), 3.88 (021), 3.49 (111), 2.98 (002), 2.77 (130), 2.51 (131), 2.46 (112), 2.25 (122), 1.749 (222), 1.639 (133), 1.498 (004) Å, а ортопироксен соответственно — 3.18 (221), 2.94 (321), 2.87 (610), 2.54 (131), 2.50 (202, 620), 2.47 (521, 430), 2.12 (502), 2.02 (512), 1.639 (023), 1.403 ($\frac{11}{11} 0 2$), 1.391 ($\frac{11}{11} 3 1$) Å (в скобках — hkl). Рефлексы ортопироксена менее интенсивны, чем оливиновые. Рассчитанные параметры элементарной ячейки оливина $a = (4.775 \pm 0.014)\text{ Å}$, $b = (10.262 \pm 0.015)\text{ Å}$, $c = (5.995 \pm 0.015)\text{ Å}$ соответствуют составу $\text{Fo}_{77-79}\text{Fa}_{23-21}$ [18, 22], а ортопироксена $a = (18.256 \pm 0.037)\text{ Å}$, $b = (8.677 \pm 0.039)\text{ Å}$, $c = (5.290 \pm 0.010)\text{ Å}$ — энстатиту $\text{Fs}_{18-20}\text{En}_{82-80}$ [26]. В небольших количествах в пробе

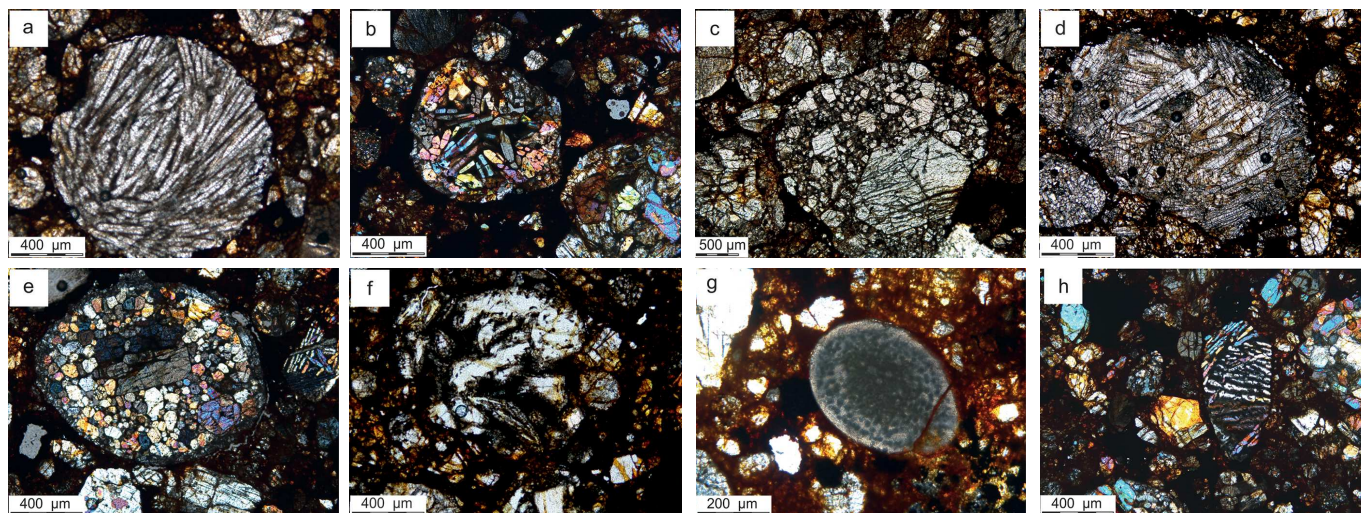


Рис. 2. Хондры в метеорите: а — лучистый агрегат расщепленных кристаллов пироксена; б — микрзернистые оливин-пироксеновые сращения; с — неравномерно-зернистая пироксеновая микробрекчия; д — полнокристаллическая, сложенная кристаллами ортопироксена (пироксенит); е — пироксен-оливиновая микрокристаллического строения, окруженная оболочкой углеродистого вещества; ф — сложенная скрытокристаллическим стеклом, пигментированным углеродистым веществом; г — сложенная скрытокристаллическим стеклом с микрзернами рудного минерала; h — оливиновая с колосниковой структурой. Фото а, с, д — в проходящем свете; б, е–h — николи скрещены

Fig. 2. Chondrules in the meteorite: a — radiant aggregate of split pyroxene crystals; b — micrograin olivine-pyroxene accretions; c — irregularly grained pyroxene microbreccia; d — full crystalline chondrule composed of orthopyroxene (pyroxenite) crystals; e — the microcrystalline pyroxene-olivine chondre, surrounded by a shell of carbonaceous substance; f — cryptocrystalline glass pigmented with a carbonaceous substance; g — cryptocrystalline volcanic glass with micrograins of ore minerals; h — grate structure in olivine. Photo a, c, d — parallel nicols; b, e–h — crossed nicols

присутствуют полевой шпат (альбит) и хромит. Кроме того, на дифрактограммах присутствуют отчетливые рефлексы гётита, прочие Fe-содержащие фазы диагностируются недостоверно.

Спектры ИК-поглощения сформированы интенсивными полосами поглощения валентных ($700\text{--}1200\text{ см}^{-1}$) и деформационных ($400\text{--}700\text{ см}^{-1}$) мод колебаний SiO_4 -группировок в составе силикатов (рис. 4).

В спектрах присутствуют также полоса 1437 см^{-1} валентных колебаний карбонатной группировки и следы узкой полосы ее деформационных колебаний 713 см^{-1} .

По положению этих полос карбонат является кальцитом. Общее высокое низкочастотное поглощение $400\text{--}700\text{ см}^{-1}$, наличие в спектрах полосы 798 см^{-1} указывают на присутствие значительного количества оксигидроксидной фазы железа — гётита, являющегося, очевидно, продуктом окисления металлических и сульфидных фаз железа исходного метеоритного вещества. Силикатная часть спектра является суперпозицией полос поглощения оливина и ортопироксена. Свободные от наложения узкие полосы поглощения $951, 840, 958, 415\text{ см}^{-1}$ относятся к оливину, а полосы $725, 678, 643\text{ см}^{-1}$ —

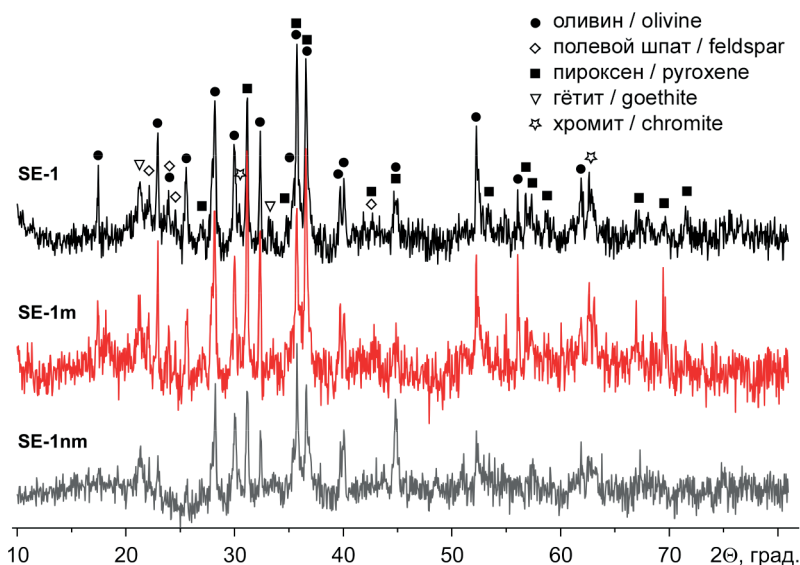


Рис. 3. Дифрактограмма полной пробы метеорита (SE-1), его магнитной (SE-1m) и немагнитной фракций (SE-1nm). Фоновое рассеяние удалено

Fig. 3. Diffraction patterns of the bulk sample of the meteorite (SE-1), its magnetic (SE-1m) and non-magnetic fractions (SE-1nm). Background dispersion has been removed

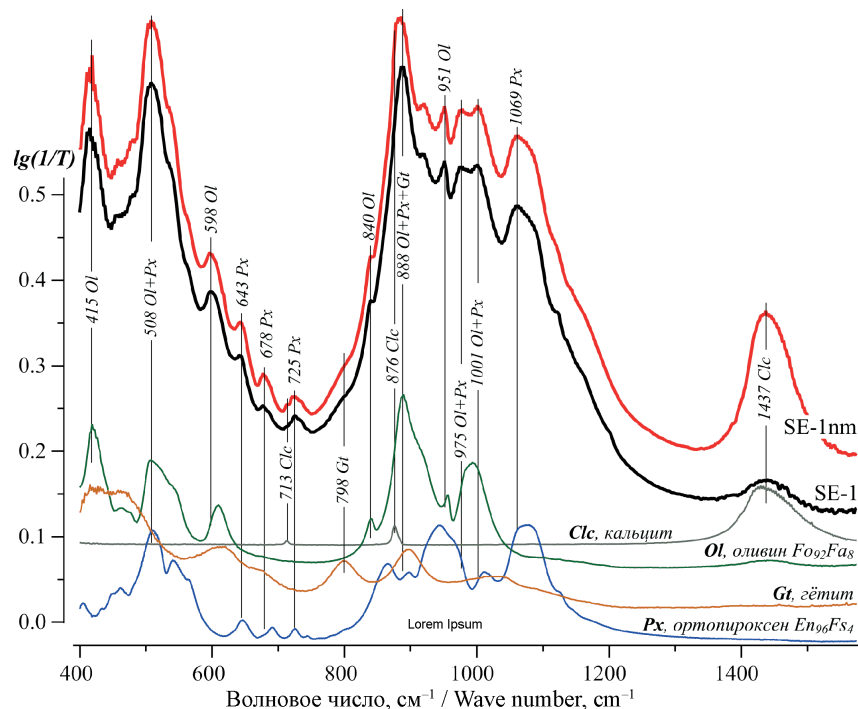


Рис. 4. Спектры ИК-поглощения валовой пробы метеорита (SE-1) и ее немагнитной части (SE-1nm). В нижней части приведены эталонные спектры оливина, ортопироксена, кальцита и гётита

Fig. 4. Infrared absorption spectra of the bulk sample (SE-1) and its non-magnetic part (SE-1nm). The lower part shows the standard spectra of olivine, orthopyroxene, calcite, and goethite

к пироксену. Полученное с использованием приведенных в работах [14, 17, 25] градуировок положение полос ИК-поглощения классификации оливина ($\text{Fa}_{20-30}\text{Fo}_{80-70}$) и пироксена ($\text{Fs}_{20}\text{En}_{80}$) согласуется с рентгенодифрактометрическими определениями.

Количественная оценка распределения железосодержащих фаз в метеорите получена методом мёссбауэровской спектроскопии ^{57}Fe . В спектрах валовой пробы (SE-1), магнитной (SE-1m) и немагнитной (SE-1nm) составляющих вещества метеорита (рис. 5) присутствуют секстетная структура от магнитно-упорядоченных железистых фаз, а также интенсивная пара дублетов Fe^{2+} с типичными для октаэдрических позиций в решетках силикатов значениями изомерного сдвига $\text{IS} \sim 1.1$ мм/с и кватрупольного расщепления ($\text{QS} \sim 2, 3$ мм/с). Низкоскоростные компоненты дублетов Fe^{2+} имеет большую интенсивность вследствие наложения на дублет Fe^{3+} .

Магнитные минералы вещества метеорита, по данным мёссбауэровской спектроскопии, представлены камаситом, троилитом, магнетитом и гётитом. Их секстеты отчетливо проявлены на спектре магнитной части пробы SE-1m, в меньшей степени — в спектре полной пробы SE-1 (рис. 5, табл. 1). Секстет с относительно небольшой шириной линий $\Gamma = 0.48$ мм/с, нулевыми значениями величин IS , QS и значением сверхтонкого магнитного поля на ядрах железа $H_{\text{эфф}} = 335$ кЭ относится к камаситу $\alpha\text{-Fe}(\text{Ni})$ с 3–7 ат. % Ni. Камасит с таким содержанием Ni характерен для хондритов групп H, L и LL [23, 24]. Секстет троилита FeS с типичным для этого минерала высоким значением $\text{IS} \approx 0.7$ мм/с при $\text{QS} \approx 0$ имеет пониженное значение $H_{\text{эфф}} = 306\text{--}309$ кЭ и высокую ширину линий (0.6 мм/с), что, вероятно, связано с потерей минералом части Fe в ходе выветривания метеорита [24].

Наличие фаз гётита хорошо заметно по мёссбауэровскому спектру немагнитной части пробы SE-1nm

(рис. 5). Наблюдаемый уширенный секстет можно представить суперпозицией двух секстетов с величинами IS , QS и $H_{\text{эфф}}$, характерными для ионов Fe^{3+} в структуре относительно хорошо окристаллизованного ($H_{\text{эфф}} \sim 300$ кЭ) и низкоупорядоченного ($H_{\text{эфф}} < 200$ кЭ) гётита [27]. В табл. 1 приведены средневзвешенные параметры данных секстетов. Большая ширина пиков секстетов ($\Gamma \sim 1.4$ мм/с) отражает широкий разброс размеров частичек гётита и величин $H_{\text{эфф}}$. Магнитное упорядочение не достигается в частицах гётита с размером меньше критического, составляющего для гётита около 15 нм при 300 К, вследствие чего мёссбауэровский секстет вырождается в суперпарамагнитный дублет. Видимо, к этой разновидности оксигидроксида железа относится наблюдаемый в спектрах дублет Fe^{3+} (рис. 5). Он хорошо воспроизводится суперпозицией двух дублетов с близкими значениями $\text{IS} = 0.35\text{--}0.39$ мм/с, но различными величинами $\text{QS} \sim 0.5\text{--}0.6$, 1.0–1.1 мм/с от ионов Fe^{3+} , расположенных соответственно в объеме и на поверхности частиц. Возможно также, что дублет с большей величиной QS относится к другим ультрадисперсным разновидностям оксигидроксида железа — гидрогётиту, акаганеиту, лепидокрокиту, ферригидриту [27]. Аналогичные спектральные компоненты оксигидроксида железа зарегистрированы в спектрах полной пробы SE-1 и ее магнитной части SE-1m. Наряду с сильно уширенными секстетами варьирующих по размерам плохо окристаллизованных кристаллитов гётита выделяется секстет с узкими пиками ($\Gamma = 0.24\text{--}0.27$ мм/с) и $H_{\text{эфф}} \approx 300$ кЭ, сформированный хорошо окристаллизованным гётитом. В целом на оксигидроксиды железа приходится 46 % площади спектрального контура полной пробы, 35 % — в спектре магнитной части и 56 % — в спектре немагнитной части вещества метеорита. По большей части (80–90 %) оксигидроксиды железа должны быть рентгеноаморфными.

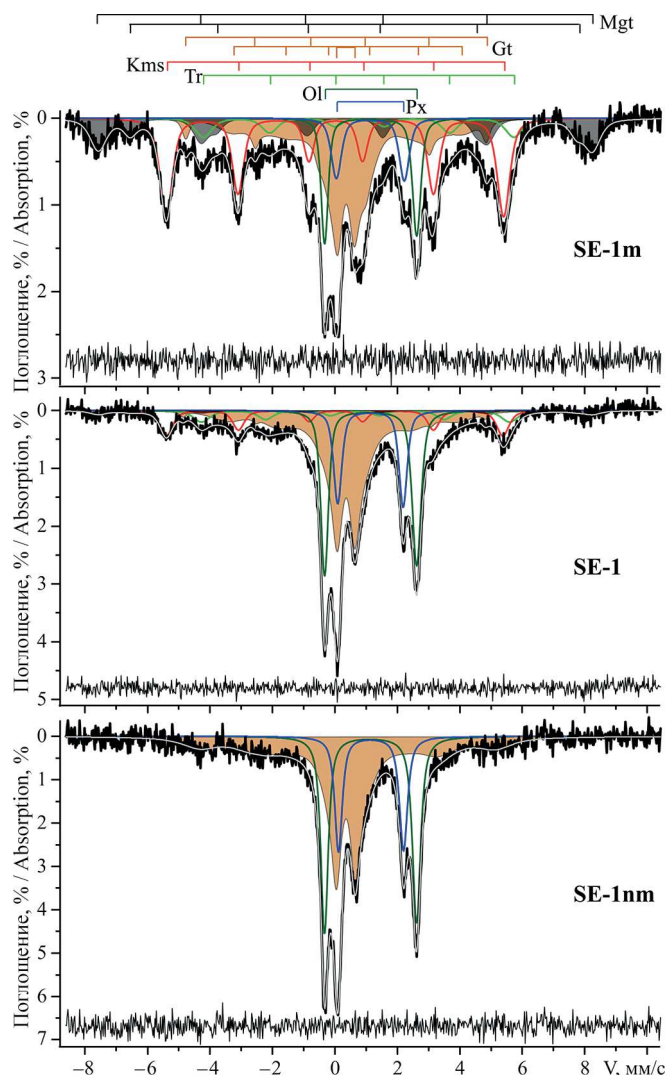


Рис. 5. Мёссбауэровские спектры валовой пробы (SE-1) вещества метеорита, его магнитной (SE-1m) и немагнитной (SE-1nm) частей и их спектральные компоненты: Mgt — секстеты Fe^{3+} и $\text{Fe}^{2.5+}$ окисленного магнетита $\text{Fe}_{2.8}\text{O}_4$; Gt — секстеты магнитно-упорядоченного гётита и дублеты оксигидроксидов железа в суперпарамагнитном состоянии; Kms — секстет камасита; Tr — секстет троилита; Ol, Px — дублеты оливины и пироксена

Fig. 5. Mössbauer spectrum of the bulk sample of the meteorite material (SE-1), its magnetic (SE-1m) and non-magnetic (SE-1nm) parts and their spectral components: Mgt — Fe^{3+} and $\text{Fe}^{2.5+}$ sextets of oxidized magnetite $\text{Fe}_{2.8}\text{O}_4$; Gt — sextets of magnetically ordered goethite and doublets of iron oxy-hydroxides in the super-paramagnetic state; Kms — kamacite sextet; Tr — troilite sextet; Ol, Px — doublets of olivine and pyroxene

Мёссбауэровский парциальный спектр магнетита $(\text{Fe}^{3+})_A[\text{Fe}^{3+}\text{Fe}^{2+}]_B\text{O}_4$ хорошо проявлен в спектрах магнитной фракции метеорита, его следы имеются также в спектре полной пробы (рис. 5). Спектр представляет собой пару секстетов от ионов Fe^{3+} в тетраэдрических А-позициях ($H_{\text{эфф}} = 491$ мм/с) и от обменных пар ионов Fe^{2+} — Fe^{3+} ($\text{Fe}^{2.5+}$, $H_{\text{эфф}} = 444$ мм/с) в октаэдрических В-позициях решетки минерала. Отношения парциальных площадей секстетов магнетита (табл. 1) указывают на неидеальный состав минерала. Нарушение идеального распределения интенсивностей секстетов магнетита может быть связано с изоморфизмом $\text{M}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ ($\text{M}^{2+} = \text{Mg}^{2+}, \text{Mn}^{2+} \dots$). С учетом большого количества в

составе метеорита оксигидроксидов железа можно предположить, что магнетит окислен ($\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$). В этом случае соотношение площадей секстетов соответствует структурной формуле $(\text{Fe}^{3+})_A[\text{Fe}^{3+}_{1.4}\text{Fe}^{2+}_{0.4}\square_{0.2}]_B\text{O}_4$, где $\square$ — вакансии Fe, а данный оксид железа $\text{Fe}_{2.8}\text{O}_4$ является переходной магнетит-маггемитовой фазой: $(\text{Fe}^{3+})[\text{Fe}^{3+}\text{Fe}^{2+}]\text{O}_4 - (\text{Fe}^{3+})[\text{Fe}^{3+}_{1.67}\square_{0.33}]\text{O}_4$.

Парамагнитные дублеты Fe^{2+} имеют примерно равные значения изомерного сдвига (1.14 мм/с) и различные величины квадрупольного расщепления (рис. 5, табл. 1). Дублет с большей величиной $QS = 2.95$ мм/с, очевидно, относится к железистому форстериту, а дублет с меньшей величиной $QS \approx 2.0$ –2.2 мм/с — к ортопироксену [7, 24]. При фитинге мёссбауэровских спектров в диапазоне скоростей ± 11 мм/с выявляется небольшая анизотропия компонент обоих дублетов (рис. 5, табл. 1), связанная с неполным наложением сигналов от ионов Fe^{2+} в двух структурных октаэдрических позициях M1 и M2 оливина и ортопироксена. Позиции M1 катионов имеют меньшую степень искажения октаэдрической координации и большие значения величин QS на ядрах железа. В структуре оливина позиции M1, M2 различаются мало, примерно равнозаселены ионами Fe^{2+} с близкими значениями IS, QS. В ортопироксене структурные позиции M1 и M2 существенно различаются координацией катиона и мёссбауэровскими параметрами Fe^{2+} . В разновидности ортопироксена ионы Fe^{2+} преимущественно заселяют позицию M2 с $QS \sim 2.0$ мм/с [19, 24]. Дублетная часть спектра SE-1nm, записанная с вдвое большим разрешением в диапазоне скоростей $-4 \dots +4$ мм/с, показана на рис. 6.

Для определения отдельных вкладов позиций M1, M2 использована модель пары симметричных дублетов. Для мало различающихся октаэдрических позиций Fe^{2+} (M1) и Fe^{2+} (M2) в структуре оливина принята равная ширина пиков их дублетов в мёссбауэровском спектре. Полученные параметры дублетов спектра представлены в табл. 2.

В структуре оливина имеется небольшой перевес в заселенности ионами Fe^{2+} позиций M1, в структуре ортопироксена преимущественно заселены позиции M2. Аналогичное распределение железа в данных

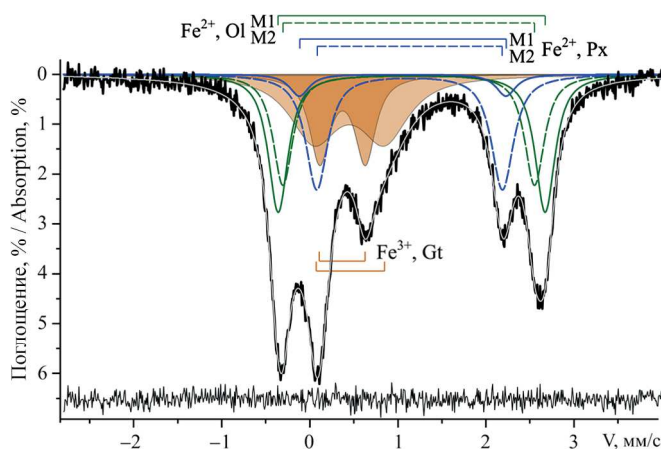


Рис. 6. Дублетная часть мёссбауэровского спектра пробы SE-1nm вещества метеорита и результаты ее декомпозиции. Фоновый сигнал секстетов оксигидроксида железа удален

Fig. 6. The doublet part of the Mössbauer spectrum of the meteorite substance (SE-1nm sample) and the results of its deconvolution. The background of the iron hydroxide sextets has been removed



Таблица 1. Параметры мёссбауэровских компонент спектров образцов метеорита SE и их отнесение к минеральным фазам

Table 1. Parameters of the Mossbauer components of the spectrum of SE meteorite samples and their relation to mineral phases

Образец метеорита Meteorite sample	IS, мм/с	QS, мм/с	H _{эфф} , кЭ	Г, мм/с	A, %	Fe-содержащая фаза, структурная позиция Fe Fe-phase, Fe-position
SE-1	0.01 ₁	−0.04 ₂	335 ₁	0.48 ₃	10.7	камасит, α-Fe(Ni, Co) / kamacite
	0.65 ₅	0.02 ₂	306 ₃	0.6 ₁	6.4	троилит, FeS / troilite
	0.32	0.03	491 ₁	0.62	2.0	магнетит / magnetite
	0.48	0.2	444 ₂	0.50	0.5	
	0.4 ₁	−0.3 ₂	200 ₁₀	1.1 ₂	17.5	*гётит, FeOOH / *goethite
	0.37 ₂	1.0 ₄	—	0.85 ₈	16.1	суперпарамагнитные оксигидроксиды Fe ³⁺
	0.36 ₂	0.55 ₄	—	0.36 ₂	12.4	superparamagnetic oxyhydroxides
SE-1m	1.144 ₂	2.948 ₄	—	0.29 ₁	21.7	**оливин, Fe ²⁺ (M1, M2) / **olivine
	1.14 ₁	2.09 ₃	—	0.32 ₅	12.7	ортопироксен, Fe ²⁺ (M1, M2) / orthopyroxene
	0.013 ₅	−0.03 ₁	335.4 ₃	0.48 ₂	26.7	камасит, α-Fe(Ni, Co) / kamacite
	0.78 ₄	−0.03 ₆	309 ₃	0.6 ₁	7.0	троилит, FeS / troilite
	0.32 ₂	0.03 ₄	491 ₁	0.62 ₅	11.0	магнетит / magnetite
	0.48 ₃	0.22 ₅	444 ₂	0.50 ₉	4.0	
	0.5 ₁	−0.20 ₇	220 ₁₀	1.0 ₂	16.5	*гётит, FeOOH / *goethite
SE-1nm	0.39 ₃	1.07 ₅	—	0.75 ₆	11.2	суперпарамагнитные оксигидроксиды Fe ³⁺
	0.35 ₂	0.52 ₅	—	0.36 ₃	7.2	superparamagnetic oxyhydroxides
	1.144 ₄	2.95 ₁	—	0.27 ₁	9.9	**оливин, Fe ²⁺ (M1, M2) / **olivine
	1.13 ₃	2.17 ₆	—	0.39 ₅	6.6	ортопироксен, Fe ²⁺ (M1, M2) / orthopyroxene
	0.4 ₁	−0.2 ₁	250 ₁₀	1.4 ₃	24.5	*гётит, FeOOH / *goethite
	0.39 ₅	1.1 ₁	—	0.76 ₈	14.2	суперпарамагнитные оксигидроксиды Fe ³⁺
	0.35 ₂	0.60 ₃	—	0.36 ₃	17.2	superparamagnetic oxyhydroxides
SE-1nm	1.140 ₂	2.947 ₄	—	0.28 ₁	27.5	**оливин, Fe ²⁺ (M1, M2) / **olivine
	1.16 ₁	2.08 ₂	—	0.29 ₄	16.6	ортопироксен, Fe ²⁺ (M1, M2) / orthopyroxene

Примечание. IS — изомерный сдвиг относительно α-Fe, QS — квадрупольное расщепление, H_{эфф} — эффективное сверхтонкое магнитное поле на ядрах Fe, Г — полуширина линий, А — относительная площадь под спектральным компонентом. * — средневзвешенные параметры. ** — асимметрия низкоскоростного и высокоскоростного пиков дублета оливина: Г — 1:1.1, интенсивность — 1:0.94

Note. IS — isomer shift relative to α-Fe, QS — quadrupole splitting, H_{эфф} — effective hyperfine magnetic field on Fe nuclei, Г — full width at half maximum, A — relative area under the spectral component. * — weighted average parameters; ** — asymmetry of low-speed and high-speed peaks of the olivine doublet: Г — 1:1.1, intensity — 1:0.94

минералах отмечается и при изучении других метеоритов [23, 24].

Микрозондовые исследования позволили уточнить состав, формы нахождения и взаимоотношение породообразующих и аксессуарных минералов (рис. 7, табл. 3–6).

Оливины содержат незначительные примеси Mn, Ca, Al, а содержание форстеритового (Fo) и фаялитового (Fa) компонентов составляют Fo_{80.8–82.5} и Fa_{17.5–19.2} (табл. 3).

Пироксены представлены клино- и ортопироксенами (табл. 4 и 5). Химический состав клинопироксенов близок к диопсиду с недостатком кальция: Ca_{0.60–0.68}(Mg_{0.81–1.07}Fe_{0.11–0.20})_{0.92–1.27}Si_{1.94–2.02}O₆. Нехватка в катионной части компенсируется примесями Al, Cr, Mn, Na и K. Ортопироксен наиболее распространен и входит в состав как мономинеральных, так и полиминеральных хондр. Химический состав ортопироксенов отвечает общей формуле (Mg_{1.30–1.07}Fe_{0.17–0.60})_{1.47–1.67}Si_{1.95–2.00}O₆ с незначительными примесями Al, Cr, Mn и Ca. Данный

состав соответствует энстатиту с железистостью пироксена от 10 до 29 % Fs.

По соотношению средних составов оливина (Fa — 18–19 мол. %) и ортопироксена (Fs — 16–17 мол. %) изучаемый метеорит относится к Н-хондритам (рис. 8).

Стекло, выполняющее интерстиции между зернами оливинов и пироксенов в хондрах с колосниковой и лучистой структурами, имеет преимущественно натриевый состав (Na_{0.31–0.48}K_{0.08–0.18}Fe_{0.06–0.07}Ca_{0.08–0.09}Mn_{0–0.03})_{0.46–0.67}Al_{1.01–1.06}Si_{3.14–3.36}O₈ (табл. 6).

Шпинелиды, располагающиеся внутри пироксеновых хондр в окружении плагиоклазового стекла и в выполненных интерметаллидами участках матрицы в виде изоморфных кристаллов (рис. 7, g) и ксеноморфных зерен размером 2–5 мкм, представлены собственным хромитом с составом (мас. %): FeO 21.78–23.48, MgO 1.36–2.88, ZnO 0–0.71, MnO 0–0.68, Cr₂O₃ 63.70–68.89, Al₂O₃ 4.31–8.23, TiO₂ 0.73–1.25, V₂O₅ 0.97–1.19 и общей формулой (Fe_{0.65–0.70}Mg_{0.15–0.70}Zn_{0–0.02}Mn_{0–0.02})_{0.8–0.9}(Cr_{1.78–1.99}Al_{0.18–0.38}Ti_{0.02–0.03}V_{0–0.03})_{2.1–2.2}O₄ и шпинеле-



Таблица 2. Параметры мёссбауэровских дублетов парамагнитной части спектра обр. SE-1nm
Table 2. Parameters of Mössbauer doublets of the paramagnetic part of the spectrum of the SE-1nm sample

Дублет / Doublet	IS, мм/с	QS, мм/с	G	A, %	Структурная позиция / Structural position
D1 Fe ²⁺	1.157 ₂	3.030 ₄	0.27	20.4 ₃	оливин / olivine
D1' Fe ²⁺	1.124 ₂	2.857 ₅	0.27	16.5 ₃	Fe ²⁺ (M1)
					Fe ²⁺ (M2)
D2 Fe ²⁺	1.05 ₁	2.35 ₃	0.27	3.2 ₄	ортопироксен / orthopyroxene
D2' Fe ²⁺	1.134 ₄	2.11 ₃	0.30	19.1 ₆	Fe ²⁺ (M1)
					Fe ²⁺ (M2)
D Fe ³⁺	0.45 ₁	0.80 ₂	0.66 ₃	22.5 ₆	суперпарамагнитные оксигидроксиды Fe ³⁺
D' Fe ³⁺	0.372 ₄	0.52 ₁	0.28 ₁	13.3 ₄	superparamagnetic oxyhydroxides

* — расшифровку см. в таб. 1 /

* — for the transcript, see Table 1

Таблица 3. Состав оливинов

Table 3. Composition of olivines

№ образца Sample No.	Содержания оксидов (мас. %) Oxide content (wt %)					Формульные количества Formular quantities					Минералы Minerals	
	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	Σ		Si	Fe ²⁺	Mn	Mg	Fo	Fa
3-1	40.37	16.98	0.58	43.29	101.22	3-1	1.011	0.355	0.012	1.615	0.820	0.180
6-2	40.32	16.54	0.46	43.48	100.8	6-2	1.014	0.347	0.010	1.629	0.824	0.176
6-4	41.92	15.87	0.61	41.79	100.19	6-4	1.056	0.334	0.013	1.568	0.825	0.175
6-5	39.55	16.58	0.55	42.38	99.06	6-5	1.014	0.355	0.012	1.619	0.820	0.180
6-6	38.75	16.91	0.38	40.9	96.94	6-6	1.019	0.371	0.008	1.602	0.812	0.188
9-3	38.7	17.06	0.37	40.26	96.39	9-3	1.024	0.377	0.008	1.587	0.808	0.192

Таблица 4. Состав ортопироксенов

Table 4. Composition of orthopyroxene

№ образца Sample No.	Содержания оксидов (мас. %) Oxide content (wt %)								Формульные количества (на 6 анионов) Formular quantities (for 6 anions)							
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Σ	Si	Al	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca
2-5	57.21	—	0.19	11.29	0.51	31.11	0.52	100.83	2.005	0.000	0.005	0.000	0.330	0.015	1.624	0.020
4-1	53.9	—	0.55	19.37	1.02	23.27	0.77	98.88	2.018	0.000	0.016	0.000	0.605	0.032	1.298	0.031
4-2	54.93	—	0.64	17.69	0.87	24.67	1.11	99.91	2.018	0.000	0.019	0.000	0.543	0.027	1.350	0.044
4-3	56.06	—	0.29	10.44	0.54	28.46	1.89	97.68	2.041	0.000	0.008	0.000	0.317	0.017	1.543	0.074
4-4	56.11	—	0.6	10.05	0.42	30.4	0.43	98.01	2.021	0.000	0.017	0.000	0.302	0.013	1.631	0.017
4-5	55.07	1.85	1.37	12.29	0.71	27.88	1.93	101.1	1.953	0.077	0.038	0.000	0.364	0.021	1.473	0.073
5-2	55.57	0.19	0.7	10.7	0.41	30.26	0.42	98.25	1.992	0.008	0.020	0.002	0.319	0.012	1.616	0.016
5-1	57.02	0.62	0.7	10.79	0.55	30.54	0.69	100.91	1.998	0.026	0.019	0.000	0.316	0.016	1.594	0.026
5-3	55.53	—	0.21	12.27	0.5	30.24	0.83	99.58	1.978	0.000	0.006	0.038	0.327	0.015	1.604	0.032
10-3	57.58	—	—	10.66	0.5	31.79	0.24	100.77	2.011	0.000	0.000	0.000	0.311	0.015	1.654	0.009
11-1	58.24	—	0.31	5.77	0.49	33.7	1.47	99.98	2.017	0.000	0.008	0.000	0.167	0.014	1.739	0.055

лю (мас. %) — MgO 18.56–19.71, FeO 10.13–14.03, ZnO 0.32–0.63, MnO 0.19–0.25, Al₂O₃ 66.01–68.25, Cr₂O₃ 0.38–1.39, V₂O₅ 0–0.23 и формулой (Mg_{0.70–0.74}Fe_{0.21–0.30}Zn_{0.01}Mn_{0.01})_{0.96–1.01}(Al_{1.97–2.01}Cr_{0.01–0.03}V_{0.01})_{1.99–2.04}O₄. Циркон с составом (Zr_{0.96}Hf_{0.01})_{0.97}Si_{0.96}O₄ встречается в виде удлиненного кристалла размером 50 мкм в (рис. 7, h).

Микроагрегатные зерна апатита с формулой Ca_{4.92–5.13}Sr_{0–0.08}Fe_{0.04–0.11}Ni_{0.01–0.05}5.21[P_{2.83}O₁₂](OH, F, Cl) встречаются в виде включений в оливине.

(Ca_{0.72}Mg_{0.42}K_{0.02})_{1.16}(Ti_{1.04}Fe_{0.09})_{1.94}[(Si_{1.12}Al_{0.02})_{1.13}O₄]O обнаружен в виде включений в пироксеновых хондрах.

Барит, имеющий формулу (Ba_{1.08}Sr_{0.01}Ca_{0.01})_{1.10}S_{0.96}O₄, образует разнообразной формы включения в ортопироксене размером до 60 мкм (рис. 7, i).

Сульфиды железа встречаются в виде единичных включений неправильной формы или каемок вокруг хондр. Эмпирическая формула троилита, представленного микрокристаллами, часто окруженными интерметаллидами, Fe_{7.77–8.12}Ni_{0.07–0.21}S_{7.56–7.63}; макинавита — Fe_{7.41}Ni_{2.39}S_{7.95}.

Никелистое железо (от камасита до тэнита) выполняется инстерстиций между хондрами и нередко выступает в роли матрикса между хондрами (рис. 7, a, c, f).

Таблица 5. Состав клинопироксенов

Table 5. Composition of clinopyroxenes

№ образца Sample No.	Содержания оксидов (мас. %) Oxide content (wt %)											Формульные количества (на 6 анионов) Formular quantities (for 6 anions)										
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Σ	Si	Ti	Al	Cr	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	
3-3	57.15	0.37	3.17	1.58	6.85	0.62	15.38	16.63	1.75	0.26	103.76	2.021	0.010	0.132	0.044	0.202	0.019	0.810	0.630	0.120	0.012	
3-4	55.42	0.44	1.79	1.66	6.95	0.71	16.28	17.56	1.34	0.09	102.24	1.991	0.012	0.076	0.047	0.208	0.022	0.871	0.676	0.093	0.004	
9-1	48.65	0.59	5.24	2.4	7.04	0.77	16.72	15.04	0.97	0.21	97.63	1.821	0.017	0.231	0.071	0.220	0.024	0.932	0.603	0.070	0.010	
10-1	55.05	0.4	1.47	1.18	5.24	0.54	19.96	16.69	0.66	—	101.19	1.971	0.011	0.062	0.033	0.157	0.016	1.064	0.640	0.046	0.000	
10-4	53.25	0.49	1.95	1.5	3.77	1.06	19.85	16.93	0.52	—	99.32	1.939	0.013	0.084	0.043	0.115	0.033	1.077	0.660	0.037	0.000	

Соединение, отвечающее составу акантита Ag₂S, встречено в виде микрозерна размером около 5 мкм, погруженного в зерно углеродистого вещества.

Углеродистое вещество тонкой корочкой окружает обособления, сложенные породой, вероятно более ранней генерации, или образует причудливой формы обособления (рис. 2, е, ф). В минералогической пробе первые представлены зернами подковообразной формы и более мелкими фрагментами микросфер-оболочек, вторые — зернами неправильной формы.

Самородная платина образует микровключения в углеродистом веществе и хромитах, где формирует сростки кубических микрокристаллов или неопределимой из-за малого размера формы зерна 0.5–5.0 мкм. В 26 из 30 проанализированных зерен платина не имеет примесей. В трех зернах в качестве примеси обнаружено 0.88–1.23 мас. % золота и в одном зерне — 0.39 мас. % серебра [8].

Породообразующие элементы

По данным химического анализа, в слагающей метеорит породе содержится (мас. %): SiO₂ — 38.46, TiO₂ — 0.11, Al₂O₃ — 4.00, Fe₂O₃ — 14.69, FeO — 9.44, MnO — 0.229, MgO — 24.55, CaO — 1.48, Na₂O — 0.89, K₂O — 0.14, P₂O₅ — 0.27, SO₃ — 2.05, CO₂ — 0.17. Следует отметить, что полученные результаты химического анализа отражают состав гипергенно измененной породы.

Редкие и редкоземельные элементы

Содержание редких и редкоземельных элементов в изученном метеорите и сравнение с содержанием этих элементов в метеоритах других типов приведено в табл. 7 и на рис. 9 и 10.

Из табл. 7 и рис. 9 видно, что содержание LREE в изученном метеорите существенно превышает значения, а содержание HREE, наоборот, несколько ниже, что характерно для хондритов Н-, L- и LL-типов.

Особенностью распределения сидерофильных элементов является низкое содержание в изученном метеорите Pd, Au и близкие к остальным сравниваемым типам хондритов содержания халькофильных элементов.

Обсуждение результатов

Представление о распределении железа по выявленным в метеорите минеральным фазам дают мёссбауэровские данные (табл. 1). Количество атомов железа фазы прямо пропорционально площади под ее мёссбауэровским спектральным компонентом и обратно про-

порционально фактору Дебая — Валлера (вероятность мёссбауэровского перехода). Ионы Fe³⁺ характеризуются в среднем на 15 % большим значением фактора Дебая — Валлера, чем ионы более низкой валентности [16]. С учетом этого и по данным табл. 1, железо (ат. %) распределено между минеральными фазами оксигидроксидов (43), магнетита (2), камасита (11), троилита (6), силикатов (37). Количество несвязанного железа и сульфидного железа ниже силикатного Fe²⁺, и по этому признаку метеорит относится к обыкновенным L- или LL-хондритам. Изученный метеорит был подвержен интенсивным гипергенным преобразованиям металлической фазы с образованием оксигидроксидов железа. Выносу железа был подвержен также троилит. Обнаруженный в небольших количествах магнетит, который обычно относят ко вторичным минералам, образуется при окислении камасита и сульфидов железа [9]. Скелетные кристаллы магнетита формируются также из оливина в ходе атмосферного нагрева метеоритов. Не исключено, что частично оксигидроксиды железа являются привнесенными. Тем не менее в исходном состоянии метеорит имел значительно большее содержание металлической и сульфидной фаз железа.

По значениям фаялитового (Fa) и ферросилитового (Fs) миналов оливина и пироксена, полученных методами рентгеновской дифракции и ИКС, метеорит занимает промежуточное положение между Н- и L-петрологическими типами хондритов по [13]. Согласно данным мёссбауэровской спектроскопии (табл. 1, 2), частное распределение силикатного железа в оливине и пироксене (Fe²⁺_{Ol} : Fe²⁺_{Px}) находится в диапазоне от 0.60 : 0.40 до 0.63 : 0.37 и соответствует Н-хондритам [23].

Распределение Fe²⁺ и Mg²⁺ по структурным позициям M1, M2 в оливине и пироксене связано с температурой равновесия катионного распределения и, соответственно, с термической историей метеорита. Использование значений Fa или Fs и мёссбауэровских данных о распределении Fe²⁺ в оливине и пироксене в позиции M1, M2 позволяет рассчитать коэффициент распределения Fe²⁺—Mg и определения температуры равновесия катионного распределения [24]. Если считать фактор Дебая — Валлера для позиций M1, M2 равным, значения площадей соответствующих дублетов в табл. 2 дают отношение M1 : M2 = 1.24 ± 0.03 для оливина и M1 : M2 = 0.17 ± 0.02 для пироксена. Для полученных рентгенодифракционных значений фаялитового (Fa_{21–23}) и ферросилитового (Fs_{18–20}) миналов температуры равновесия катионного распределения [24] составляют (910 ± 110)°C по оливину и (880 ± 60)°C по пироксену и соответствуют высокой степени теплового ме-

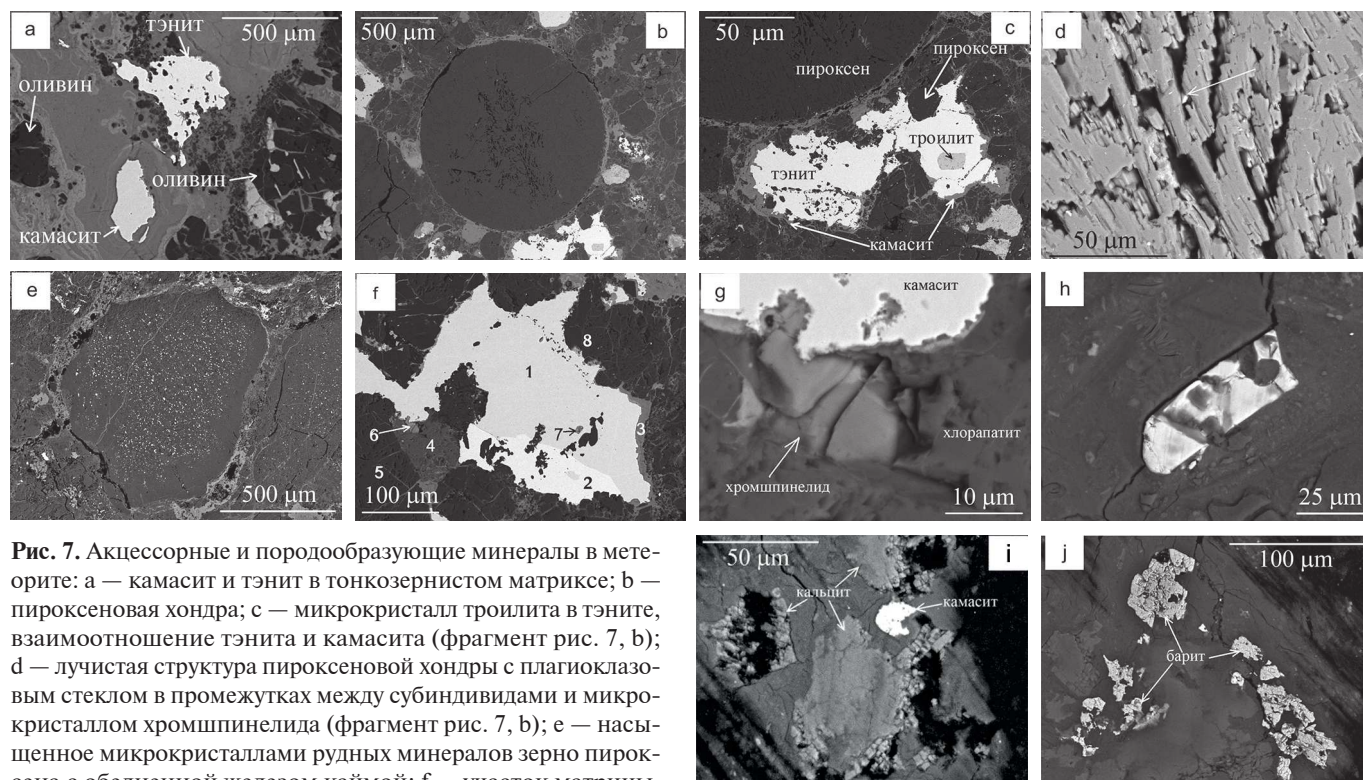


Рис. 7. Акцессорные и породообразующие минералы в метеорите: а — камасит и тэнит в тонкозернистом матриксе; б — пироксеновая хондра; с — микрокристалл троилита в тэните, взаимоотношение тэнита и камасита (фрагмент рис. 7, б); d — лучистая структура пироксеновой хондры с плагиоклазовым стеклом в промежутках между субиндивидами и микрокристаллом хромшпинелида (фрагмент рис. 7, б); e — насыщенное микрокристаллами рудных минералов зерно пироксена с обедненной железом каймой; f — участок матрицы, сложенный преимущественно самородными металлами, где цифрами обозначены: 1 — камасит, 2 — тэнит, 3 — гидроксиды железа, 4 — хлорапатит, 5 — оливин, 6–7 — хромит, 8 — пироксен; g — микрокристаллы хромшпинелида (фрагмент б рис. 7, f); h — кристалл циркона в пироксеновой хондре; i — кристаллический кальцит в пустотах силикатной матрицы; j — барит в зерне оливина и в матриксе

Fig. 7. Accessory and rock-forming minerals in a meteorite: a — kamacite and taenite in a fine-grained matrix; b — pyroxene chondrule; c — troilite microcrystal in tenite, the relationship of tenite and kamacite (part of Fig. 7, b); d — radiant structure of pyroxene chondrule with plagioclase glass between the subindividuals and the microcrystal of chromian spinels (part of Fig. 7, b); e — pyroxene grain saturated with microcrystals of ore minerals with the iron-depleted edge; f — a matrix section composed of native metals: 1 — kamacite, 2 — taenite, 3 — iron hydroxides, 4 — chlorapatite, 5 — olivine, 6–7 — chromite, 8 — pyroxene; g — chromite microcrystals (part 6 of Fig. 7, f); h — zircon crystal in pyroxene chondrule; i — crystalline calcite in silicate matrix voids; j — barite in olivine grain and in matrix

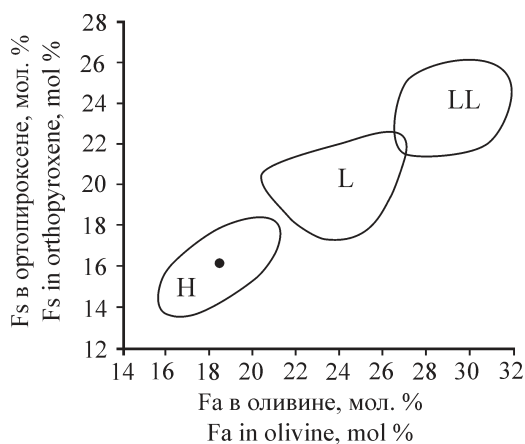


Рис. 8. Соотношение составов оливина (Fa) и ортопироксена (Fs) в обычных хондритах (по [13], черная точка — изучаемый метеорит

Fig. 8. The ratio of the olivine (Fa) and orthopyroxene (Fs) compositions in ordinary chondrites (according to [13]), the studied meteorite is indicated by a dot

таморфизма петрологического типа 4. Таким образом, по данным спектроскопии, изученный метеорит наиболее близок к обыкновенному хондриту H4-группы.

Состав содержащихся в метеорите хромитов близок к составу хромитов из метеоритов H- и L-типов [1–5, 11]. В слагающей метеорит породе присутствуют хондры различных генераций — мономинеральных (примитив-

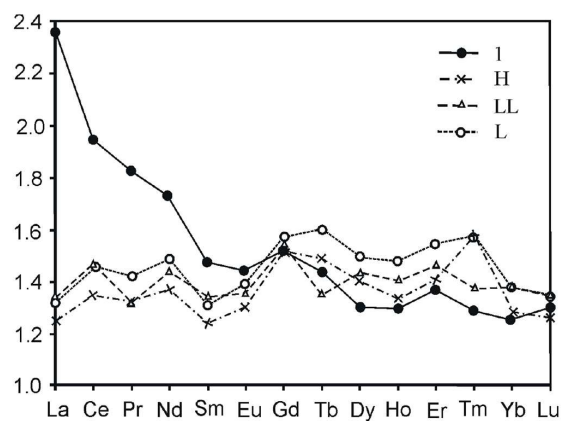


Рис. 9. Содержание редкоземельных элементов в изученном метеорите (1), нормированное к содержанию в хондрите CI-типа, в сравнении с метеоритами H-, L- и LL-типов (данные по [28])

Fig. 9. Content of rare earth elements in the studied meteorite (1), normalized to the content in the CI-type chondrite, in comparison with the H-, L- and LL-type meteorites (data from: [28])

ных) и гранулированных. Мономинеральные хондры являются результатом кристаллизации свободных капель расплава при высокой скорости охлаждения, гранулированные представляют собой измененные примитивные хондры, предположительно унаследованные из метеоритных родительских астероидов и пережившие несколько событий нагрева-охлаждения [15, 20].



Таблица 6. Химический состав стекловатой массы

Table 6. Chemical composition of the glassy mass

№ образца Sample No.	Содержание оксидов, мас. % Oxide content, wt %										
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Σ
2-3	60.02	0.38	8.39	0.81	3.49	0.24	10.73	10.55	4.51	0.89	100.01
3-2	63.79	—	11.71	—	4.06	0.2	10.19	3.27	5.51	1.54	100.27
3-6	62.54	—	11.06	0.2	4.47	0.23	11.8	3.85	5.29	1.31	100.75
6-1	66.92	0.58	16.12	0.35	1.14	—	0.73	0.52	7.21	3.63	97.2
6-3	59.03	0.2	11.39	0.41	1.93	—	6.4	9.97	5.17	0.7	95.2
9-2	60.72	0.69	18.13	0.84	1.72	—	3.29	5.93	7.44	0.36	99.12
11-2	67.56	—	10.09	0.5	1.39	—	7.5	2.31	5.77	0.37	95.49

Таблица 7. Содержания редких и редкоземельных элементов в изученном метеорите и в других типах хондритов (г/т)

Table 7. Content of rare and rare earth elements of the studied meteorite and other types of chondrites (g/t)

Элемент / Element	1	H	L	LL	Элемент / Element	1	H	L	LL
Li	1.88	1.7	1.8	2.1	La	0.56	0.295	0.31	0.315
Be	0.048	0.051	0.043	0.051	Ce	1.2	0.83	0.9	0.907
Sc	7.0	7.9	8.6	8.4	Pr	0.17	0.123	0.132	0.122
V	18	74	77	75	Nd	0.79	0.628	0.682	0.659
Cr	1046	3660	3880	3740	Sm	0.22	0.185	0.195	0.20
Co	792	8110	590	490	Eu	0.081	0.073	0.078	0.076
Ni	13164	16000	12000	10200	Gd	0.30	0.299	0.31	0.303
Cu	79	82	90	80	Tb	0.051	0.053	0.057	0.048
Zn	31	47	50	46	Dy	0.32	0.343	0.366	0.351
Ga	4.7	6.0	5.7	5.0	Ho	0.071	0.073	0.081	0.077
Se	4.8	7.7	9.0	9.9	Er	0.22	0.26	0.248	0.234
Rb	2.6	2.9	3.1	3.1	Tm	0.032	0.039	0.039	0.034
Sr	20	10	11.1	11.1	Yb	0.20	0.0205	0.022	0.22
Zr	4.9	6.3	5.9	5.9	Lu	0.032	0.031	0.033	0.033
Nb	0.45	0.36	0.39	0.37	Hf	0.15	0.18	0.17	0.15
Mo	1.1	1.7	1.30	1.1	Ta	0.70	0.022	0.023	0.022
Ru	0.90	1.1	0.75	—	W	0.46	0.16	0.11	—
Rh	0.18	0.22	—	—	Os	0.48	0.82	0.515	0.4
Pd	0.24	0.87	0.56	0.53	Ir	0.62	0.76	0.49	0.36
Ag	0.23	0.045	0.065	0.072	Pt	1.2	1.4	1.05	0.85
Cd	0.048	0.017	0.011	0.037	Pb	0.78	0.24	0.37	—
Cs	0.053	0.12	0.28	0.180	Th	0.1	0.042	0.043	0.043
Ba	7.1	4.2	3.7	4.8	U	0.027	0.012	0.013	0.013

Такие хондры, как правило, имеют окруженные более мелкими зернами относительно крупнокристаллические «ядра», (рис. 7, b–e), состав которых отражает состав хондр предшественников. Неоднократные нагревания-остывания приводят к повторной конденсации в хондрах литофильных элементов с различными температурами кристаллизации, при том что сидерофильные и халькофильные элементы конденсировались как новые фазы (рис. 7, g) или вытеснялись из хондр в металл. Таким образом, возможно, была переоценена доля металлического железа и уменьшена железистость оливинов и пироксенов в хондрах, что, в свою очередь, сказалось на положении соответствующей фигуративной точки на классификационной диаграмме Fa – Fs (рис. 8) и послужило поводом для отнесения хондрита к петрологическому типу H.

Мы обнаружили аналогичную картину распределения железа в значительной части мономинеральных хондр. На микрофотографии зерна пироксена (рис. 7, e) отчетливо видна кайма, в которой содержание Fe²⁺ составляет 2.56–3.22, в то время как в центральной части зерна — 4.94–5.45 ат. %.

Заключение

Сравнение структурно-текстурных характеристик минерального и элементарного состава изученного метеорита с метеоритами известных петрологических типов позволяет классифицировать его как обыкновенный оливин-энстатитовый хондрит петрологического типа H4. Соотношение породообразующих элементов в слагающей метеорит породе и состав акцессорных хро-

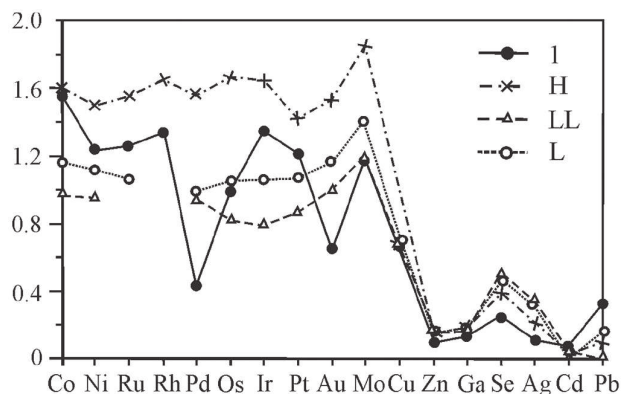


Рис. 10. Содержание сидерофильных и халькофильных элементов в изученном метеорите (1), нормированное к содержанию в хондрите CI-типа, в сравнении с метеоритами H-, L- и LL-типов (данные по [28])

Fig. 10. Content of siderophilic and chalcophilic elements in the studied meteorite (1), normalized to the content in the CI-type chondrite, in comparison with the H-, L- and LL-type of meteorites (data from [28])

митов аналогичны земным ультраосновным породам. В хромитах и углеродистом веществе обнаружены микрокристаллы самородной платины.

Авторы признательны и С. П. Васильеву (Прага, Чехия) и С. В. Ефимову (Санкт-Петербург), предоставившим материал для изучения, С. А. Онищенко (Сыктывкар) за конструктивные замечания, а также сотрудникам Института геологии, оказавшим помощь в исследовании.

Литература

1. Галимов Э. М., Колотов В. П., Назаров М. А., Костицын Ю. А., Кубракова И. В., Кононкова Н. Н., Рощина И. А., Алексеев В. А., Кашикарлов Л. Л., Бадюков Д. Д., Севастьянов В. С. Результаты вещественного анализа метеорита Челябинск // Геохимия. 2013. № 7. С. 580–598. DOI: 10.7868/S0016752513070108
2. Ерохин Ю. В., Коротеев В. А., Хиллер В. В., Бурлаков Е. В., Иванов К. С., Клейменов Д. А. Метеорит Кунашак: новые данные по минералогии // ДАН. 2015. Т. 464. № 5. С. 599–602. DOI: 10.7868/S0869565215290198
3. Ерохин Ю. В., Коротеев В. А., Хиллер В. В., Бурлаков Е. В., Иванов К. С., Клейменов Д. А. Метеорит Озерное: новые данные по минералогии // ДАН. 2016. Т. 471, № 5. С. 579–582. DOI: 10.7868/S0869565216350176
4. Ерохин Ю. В., Коротеев В. А., Хиллер В. В., Бурлаков Е. В., Иванов К. С., Клейменов Д. А. Метеорит Каргаполье: новые данные по минералогии // ДАН. 2017. Т. 477. № 5. С. 82–85.
5. Коротеев В. А., Ерохин Ю. В., Хиллер В. В., Бурлаков Е. В., Иванов К. С., Клейменов Д. А. Метеорит Урал: новые данные по минералогии // ДАН. 2014. Т. 459. № 1. С. 80. DOI: 10.7868/S0869565214310181
6. Лаврухина А. К. О природе изотопных аномалий в метеоритах // Космохимия и метеоритика: Материалы VI Всесоюз. симпозиум. Киев: Наук. думка, 1984. С. 33–53.
7. Лютов В. П., Потапов С. С., Исаенко С. И., Лысюк А. Ю., Симакова Ю. С., Самотолкова М. Ф. Минеральное вещество метеорита Челябинск: ИК-поглощение, комбинационное рассеяние и мессбауэровская спектроскопия ^{57}Fe // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2013. № 7. С. 2–9.
8. Никулова Н. Ю., Филиппов В. Н., Шуйский А. С., Макеев Б. А. Самородная платина в хондрите // Вестник пермского университета. Серия геология. 2020. № 1. (В печати).
9. Печерский Д. М., Марков Г. П., Цельмович В. А., Шаронова З. В. Внеземные магнитные минералы // Физика Земли. 2012. № 7–8. С. 103–120.
10. Салихов Д. Н., Юсупов С. Ш., Ковалев С. Г., Бердников П. Г., Хамитов Р. А. Полезные ископаемые республики Башкортостан (металлы платиновой группы). Уфа: Экология, 2001. 223 с.
11. Силаев В. И., Голубева И. И., Филиппов В. Н., Лютов В. П., Симакова Ю. С., Потапов С. С., Петровский В. А., Хазов А. Ф. Метеорит Челябинск: минералого-петрографическая характеристика // Вестник Пермского университета. 2013. Геология. Вып. 2 (19). С. 8–27.
12. Соботович Э. В., Семенов В. П. Происхождение метеоритов. Киев: Наук. думка. 1985. 204 с.
13. Bearley A. J., Jones R. H. Chondritic meteorites // Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Vol. 36: Planetary Materials.. Wash. (D.C.): Mineral. Soc. Amer., (Washington, D.C., 1998). Pp. 35–38.
14. Bowey J. E., Morlok A., Kohler M., Grady M. 2–16 μm spectroscopy of micron-sized enstatite (Mg,Fe) $_{2}\text{Si}_2\text{O}_6$ silicates from primitive chondritic meteorites // Monthly Notices of the Royal Astronomical Society. 2007. V. 376(3). Pp. 1367–1374.
15. Connolly H. C., Huss G. R., and Wasserburg G. J. On the formation of Fe-Ni metal in Renazzo-like carbonaceous chondrites // Geochim. Cosmochim. 2001. A. 65. Pp. 4567–4588. DOI:10.1016/S0016-7037(01)00749-9
16. De Grave E., Van Alboom A. Evaluation of ferrous and ferric Mossbauer fractions // Phys. Chem. Minerals. 1991. V. 18. Pp. 337–342.
17. Duke D. A., Stephens J. D. Infrared investigation of the olivine group minerals // Amer. Miner., 1964. V. 49. Pp. 1388–1406.
18. Fisher G. W., Medaris L. G. Cell dimensions and X-ray determinative curve for synthetic Mg-Fe olivines // Amer. Miner., 1969. V. 54. Pp. 741–753.
19. Klima R. L., Pieters C. M., Dyar M. D. Spectroscopy of synthetic Mg-Fe pyroxenes I: Spin-allowed and spin-forbidden crystal field bands in the visible and near-infrared // Meteoritics and Planetary Science. 2007. V. 42. No 2. Pp. 235–253.
20. Laurretta D. S., Nagahara H., Alexander C. M. O'D. Petrology and Origin of Ferromagnesian Silicate Chondrules // Meteorites and the Early Solar System II. 2005. Pp. 431–459.
21. Lorin J. C., Michel-Levi M. C. Radiogenic ^{25}Mg fine-scale distribution in Ca-Al inclusions of the Allende and Leoville meteorites // Short papers of the 4th Intern. conf. geocron. cosmochron., isotope geol. August 20–25, 1978 in Snowmass-at-aspen (Colorado, USA). Geol. Surv. Open-File Report 78–701. Pp. 257–259.
22. Loursnathan S. J., Smith M. A. Cell dimensions of olivine // Mineral. Mag. 1968. V. 36. Pp. 1113–1134.
23. Maksimova A. A., Oshtrakh M. I., Petrova E. V., Grokhovsky V. I., Semionkin V. A. Comparison of iron-bearing minerals in ordinary chondrites from H, L and LL groups using Mossbauer spectroscopy with a high velocity resolution // Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy. 2017. V. 172. Pp. 65–76. DOI: 10.1016/j.saa.2016.04.032
24. Oshtrakh M. I., Petrova E. V., Grokhovsky V. I., Semionkin V. A. A study of ordinary chondrites by Mossbauer spectroscopy with high-velocity resolution // Meteoritics & Planetary Science. 2008. V. 43. No 5. Pp. 941–958. DOI: 10.1007/978-3-540-78697-9_129

25. Roges G. B., Huggins R. E. Cation Determinative Curves for Mg-Fe-Mn Olivines from Vibrational Spectra // Amer. Miner., 1972. V. 57. Pp. 967–985.

26. Turnock A. C., Lindsley D. H. Grover J. E. Synthesis and Unit Cell Parameters of Ca-Mg-Fe Pyroxenes // Amer. Miner. 1973. V. 58. Pp. 50–59.

27. Vandenberghe R. E., De Grave E. Application of Mossbauer Spectroscopy in Earth Sciences // Mossbauer Spectroscopy. Tutorial Book (Ed. by Yutaka Yoshida and Guido Langouche). Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2013. Pp. 91–186. DOI: 10.1007/978-3-642-32220-4_3

28. Wasson J. T., Kallemeyen B. W. Composition of chondrites // Phil. Trans. R. Soc. Lond. 1988. V. A 325. Pp. 535–544.

References

1. Galimov E. M., Kolotov V. P., Nazarov M. A., Kostitsyn Y. A., Kubrakova I. V., Kononkova N. N., Roshchina I. A., Alekseev V. A., Kashkarov L. L., Badjukov D. D., Sevastianov V. S. *Rezultaty veschestvennogo analiza meteorita Chelyabinsk* (Results of physical analysis of the Chelyabinsk meteorite). Geochimiya, 2013, No. 7, pp. 580–598. DOI: 10.7868/S0016752513070108

2. Erokhin Yu.V., Koroteev V.A., Khiller V.V., Burlakov V.V., Ivanov K.S., Kleymenov D.A. *Meteorit «Kunashak»: novyye dannye po mineralogii* (Kunashak meteorite: new data of Mineralogy). DAN, 2015, V.464, No. 5, pp. 599–602. DOI: 10.7868/S0869565215290198

3. Erokhin Yu.V., Koroteev V.A., Khiller V.V., Burlakov V.V., Ivanov K.S., Kleymenov D.A. *Meteorit «Ozernoe»: novyye dannye po mineralogii* (Ozernoe meteorite: new data of Mineralogy). DAN, 2016. V. 471. No. 5, pp. 579–82. DOI: 10.7868/S0869565216350176

4. Erokhin Yu.V., Koroteev V.A., Khiller V.V., Burlakov V.V., Ivanov K.S., Kleymenov D.A. *Meteorit «Kargopolye»: novyye dannye po mineralogii* (Kargopole meteorite: new data of Mineralogy). DAN, 2017, V. 477, No. 5, pp. 582–585. DOI: 10.7868/S086956521735016X

5. Koroteev V.A., Erokhin Yu.V., Khiller V.V., Burlakov V.V., Ivanov K.S., Kleymenov D.A. *Meteorit «Ural»: novyye dannye po mineralogii* (Ural meteorite: new data of Mineralogy). DAN, 2017, V. 477, No. 5, pp. 582–585. DOI: 10.7868/S0869565214310181

6. Lavruchina A. K. *O prirode izotopnykh anomalii v meteoritakh* (To the nature of isotopic anomalies in meteorites). Kosmochimiya i meteoritika: Proceedings of conference. Kiev. Naukova dumka, 1984, pp. 33–35.

7. Lyutov V. P., Potapov S. S., Isaenko S. I., Lysyuk A. Yu., Simakova Yu. S., Samotolkova M. F. *Mineral'noe veshchestvo meteorita Chelyabinsk: IK-pogloshchenie, kombinatsionnoe rasseyaniye i myosbauerovskaya spektroskopiya ⁵⁷Fe* (Mineral substance of the meteorite Chelyabinsk: infrared absorption, Raman and ⁵⁷Fe Mossbauer spectroscopy). Vestnik IG Komi SC UB RAS, 2013, No.7, pp. 2–9.

8. Nikulova N. Yu., Filippov V. N., Schuyskiy A. S., Makeev B. N. *Samorodnaya platina v chondrite* (Native platinum in the ordinary chondrite). Vestnik Permskogo universiteta, 2020, No. 1.

9. Pecherskiy D. M., Markov G. P., Cel'movich V. A., Sharonova Z. V. *Vnezemnyye magnitnye mineraly* (Extraterrestrial magnetic minerals). Fizika Zemli, 2012, No. 7–8, pp. 103–120.

10. Salikhov D. N., Yusupov S. S., Kovalev S. G., Berdnikov P. G., Khamitov R. A. *Poleznye iskopaemye respubliki Baschkortostan* (Minerals of the Republic of Bashkortostan (platinum group metals)). Ufa: Ekologiya, 2001, 223 p.

11. Silaev V. I., Golubeva I. I., Filippov V. N., Lyutov V. P., Simakova Yu. S., Potapov S. S., Petrovsky V. A., Khazov A. F.

Meteorit «Chelyabinsk»: mineralogo-petrograficheskaya karakteristika (Meteorite «Chelyabinsk»: Mineralogical and Petrographic Characteristics). Vestnik Permskogo universiteta. 2013, Geologia, No. 2 (19), pp. 8–27.

12. Sobotovich E. V., Semenenko V. P. *Proischozheniye meteoritov* (Origin of meteorites). Kiev: Nauk. Dumka, 1985, 204 p.

13. Bearley A. J., Jones R. H. Chondritic meteorites. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Vol. 36: Planetary Materials.. Wash. (D.C.): Mineral. Soc. Amer., (Washington, D.C., 1998), pp. 35–38.

14. Bowey J. E., Morlok A., Kohler M., Grady M. 2–16 μm spectroscopy of micron-sized enstatite (Mg,Fe)₂Si₂O₆ silicates from primitive chondritic meteorites. Monthly Notices of the Royal Astronomical Society, 2007, V. 376(3), pp. 1367–1374.

15. Connolly H. C., Huss G. R., and Wasserburg G. J. On the formation of Fe-Ni metal in Renazzo-like carbonaceous chondrites. Geochim. Cosmochim., 2001, A. 65, pp. 4567–4588. DOI:10.1016/S0016-7037(01)00749-9

16. De Grave E., Van Alboom A. Evaluation of ferrous and ferric Mossbauer fractions. Phys. Chem. Minerals., 1991, V. 18, pp. 337–342.

17. Duke D. A., Stephens J. D. Infrared investigation of the olivine group minerals. Amer. Miner., 1964, V. 49, pp. 1388–1406.

18. Fisher G. W., Medaris L. G. Cell dimensions and X-ray determinative curve for synthetic Mg-Fe olivines. Amer. Miner., 1969, V. 54, pp. 741–753.

19. Klima R. L., Pieters C. M., Dyar M. D. Spectroscopy of synthetic Mg-Fe pyroxenes I: Spin-allowed and spin-forbidden crystal field bands in the visible and near-infrared. Meteoritics and Planetary Science, 2007, V. 42, No 2, pp. 235–253.

20. Lauretta D. S., Nagahara H., Alexander C. M. O'D. Petrology and Origin of Ferromagnesian Silicate Chondrules. Meteorites and the Early Solar System II, 2005, pp. 431–459.

21. Lorin J. C., Michel-Levi M. C. Radiogenic ²⁵Mg fine-scale distribution in Ca-Al inclusions of the Allende and Leoville meteorites. Short papers of the 4th Intern. conf. geocron. cosmochron., isotope geol. August 20–25, 1978 in Snowmass-at-aspen (Colorado, USA). Geol. Surv. Open-File Report 78–701, pp. 257–259.

22. Lournathan S. J., Smith M. A. Cell dimensions of olivine. Mineral. Mag., 1968, V. 36, pp. 1113–1134.

23. Maksimova A. A., Oshtakh M. I., Petrova E. V., Grokhovsky V. I., Semionkin V. A. Comparison of iron-bearing minerals in ordinary chondrites from H, L and LL groups using Mossbauer spectroscopy with a high velocity resolution. Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy, 2017, V. 172, pp. 65–76. DOI: 10.1016/j.saa.2016.04.032

24. Oshtakh M. I., Petrova E. V., Grokhovsky V. I., Semionkin V. A. A study of ordinary chondrites by Mossbauer spectroscopy with high-velocity resolution. Meteoritics & Planetary Science, 2008, V. 43, No 5, pp. 941–958. DOI: 10.1007/978-3-540-78697-9_129

25. Roges G. B., Huggins R. E. Cation Determinative Curves for Mg-Fe-Mn Olivines from Vibrational Spectra. Amer. Miner., 1972, V. 57, pp. 967–985.

26. Turnock A. C., Lindsley D. H. Grover J. E. Synthesis and Unit Cell Parameters of Ca-Mg-Fe Pyroxenes. Amer. Miner., 1973, V. 58, pp. 50–59.

27. Vandenberghe R. E., De Grave E. Application of Mossbauer Spectroscopy in Earth Sciences. Mossbauer Spectroscopy. Tutorial Book (Ed. by Yutaka Yoshida and Guido Langouche). Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2013, pp. 91–186. DOI: 10.1007/978-3-642-32220-4_3

28. Wasson J. T., Kallemeyen B. W. Composition of chondrites. Phil. Trans. R. Soc. Lond., 1988, V. A 325, pp. 535–544.

Поступила в редакцию / Received 06.01.2020



МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ПОЗДНИХ ПРОЦЕССОВ В КАЛЬЦИТ-НЕФЕЛИН-ПОЛЕВОШПАТОВОМ ПЕГМАТИТЕ (ИЛЬМЕНОГОРСКИЙ МИАСКИТОВЫЙ МАССИВ)

С. В. Чередниченко

Ильменский государственный заповедник ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, Миасс
svcheredn@mail.ru

Рассмотрены особенности состава минералов, образовавшихся при альбитизации и канкринитизации пород в кальцит-нефелин-полевошпатовой пегматитовой жиле (юго-западный эндоконтакт Ильменогорского миаскитового массива). Совместно с альбитом развились аннит, пирит, стронцианит, барит и фторапатит. В составе аннита выявлено низкое содержание TiO_2 и MgO (до 1.0 мас. %) и высокое FeO (31.2–41.4 мас. %). Для фторапатита характерно повышенное количество редких земель, $\Sigma \text{PЗЭ} = 2.9\text{--}4.8$ мас. % и увеличение содержания SrO к краю зерна до 5.4 мас. %. В составе ортоклаза на границе с альбитом содержание BaO увеличивается от 0.6–1.0 до 2–7 мас. %. Впервые обнаружены флюорит-кальцитовые образования с сульфидно-редкоземельной минерализацией, развитие которых сопряжено с процессами канкринитизации нефелина.

Ключевые слова: минералы, альбитизация, канкринитизация, кальцит-нефелин-полевошпатовая пегматитовая жила, карбонатит, Ильменогорский миаскитовый массив.

MINERAL ASSOCIATIONS OF LATE PROCESSES IN THE CALCITE-NEPHELINE-FELDSPAR PEGMATITE (ILMENOGORSKY MIASKITE MASSIF)

S. V. Cherednichenko

Ilmeny State Reserve SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia

The features of the composition of minerals formed during the albitization and cancrinitization of rocks in the calcite-nepheline-feldspar pegmatite vein (southwestern endocontact of the Ilmenogorsky miaskite massif) are studied. Albite formed together with annite, pyrite, strontianite, barite, and fluorapatite. Annite revealed a low content of TiO_2 and MgO (up to 1.0 wt. %) and a high content of Fe (31.2–41.4 wt. %). Fluorapatite is characterized by an increased amount of rare earths, $\Sigma \text{REE} = 2.9\text{--}4.8$ wt. %, and an increase in the content of SrO to the edge of the grain, up to 5.4 wt. %. The content of BaO increases from 0.6–1.0 to 2–7 wt. % in the composition of orthoclase at the border with albite. The development of late fluorite-calcite formations with the sulfide-rare-earth mineralization is associated with the processes of the cancrinitization of nepheline.

Keywords: minerals, albitization, cancrinitization, calcite-nepheline-feldspar pegmatite vein, carbonatite, Ilmenogorsky miaskite massif.

Введение

Поздние процессы альбитизации и канкринитизации пород широко развиты в ильмено-вишневогорском щелочно-карбонатитовом комплексе. Известно, что совместно с альбитом образуются: биотит, пироксеноиды, циркон, магнетит, ильменит, титанит, пирит, пирротин и флюорит [1, 2, 6]. Ассоциация альбита с кальциевым стронцианитом была установлена в миаскитовом пегматите [5]. При изучении минералогии кальцит-нефелин-полевошпатового пегматита было выявлено, что при альбитизации кроме известного аннита, пирита и стронцианита, с альбитом образовались барит и фторапатит. Барит, как поздний минерал, встречается в основном с цеолитами (анальцимом, натролитом) в миаскитах комплекса и их пегматитах.

Вторичный канкринит, развитый по нефелину, отмечается обычно в парагенезисе с вишневитом и сода-

литом [6]. Впервые обнаружены в канкрините включения флюорит-кальцитовых агрегатов с сульфидами и редкоземельными минералами. Флюорит-кальцитовые прожилки ранее отмечались в фенитах миаскитового массива, реже в его пределах, и относились к поздним стадиям карбонатитообразования [1].

Целью данной работы является исследование новых малоизученных минеральных ассоциаций при альбитизации и канкринитизации пород и установление связи этих поздних процессов с образованием карбонатитов.

Краткая геологическая характеристика объекта

Ильмено-вишневогорский щелочно-карбонатитовый комплекс, расположенный на Южном Урале, состоит из двух миаскитовых массивов — Ильменогорского

Для цитирования: Чередниченко С. В. Минеральные ассоциации поздних процессов в кальцит-нефелин-полевошпатовом пегматите (Ильменогорский миаскитовый массив) // Вестник геонаук. 2020. 4(304). С. 21–25. DOI: 10.19110/geov.2020.4.3.

For citation: Cherednichenko S. V. Mineral associations of late processes in the calcite-nepheline-feldspar pegmatite (Ilmenogorsky miaskite massif). Vestnik of Geosciences, 2020, 4(304), pp. 21–25. DOI: 10.19110/geov.2020.4.3.

и Вишневогорского, которые окружены ореолом фенитов и кварц-полевошпатовых мигматитов [5, 6]. Проявления пегматитов кальцит-нефелин-полевошпатового состава приурочены к юго-западному и восточному эндоконтактам Ильменогорского массива. Возраст миаскитов и карбонатитов щелочного комплекса исчисляется 446–420 млн лет, пегматитовых жил — 282–231 млн лет [7].

Кальцит-нефелин-полевошпатовая пегматитовая жила, где изучены минеральные ассоциации поздних процессов, находится в юго-западном эндоконтакте Ильменогорского массива (55°01'56.5"N, 60°08'14.9"E, копь 125, рис. 1). Пегматитовая жила размером 2 × 12 м залегает согласно с вмещающими биотитовыми миаскитами. Азимут простираения жилы составляет 310–320°, направление падения юго-западное, угол падения 50–60°. Миаскит мелко-, среднезернистый, с гнейсовидной текстурой и пониженным содержанием нефелина (5 об. %). На контакте с пегматитовой жилой миаскиты метасоматически изменены с образованием лейкократовой мелко-, среднезернистой породы. Экзоконтактовая оторочка жилы состоит из ортоклаз-криптопертита и акцессорных минералов циркона, фторапатита. Поздние образования в оторочке — альбит, флогопит, кальцит с пироклор-ильменитовым агрегатом — расположены параллельно жиле.

Кальцит-нефелин-полевошпатовая жила имеет асимметричное строение. Со стороны висячего бока она сложена мономинеральным нефелиновым агрегатом с ильменитом. Со стороны лежащего — мелкозернистым микроклином, который к центру жилы сменяется порфировидным кальцит-полевошпатовым агрегатом с незначительным количеством нефелина (2–3 %). Вкрапленники полевого шпата содержат округлые включения кальцита, нефелина и рудного минерала. От края к центру жилы количество кальцита в порфировидном агрегате увеличивается вплоть до образования мономинерального агрегата (карбонатита). Со стороны лежащего бока между пегматитом и вмещающей породой наблюдаются трещины растворения с крупными кристаллами ортоклаз-криптопертита, ильменита, темной слюды и кальцита в пегматите. Процесс канкринитизации широко развит в нефелиновой зоне жилы. Альбитизация проявлена во всех зонах пегматитовой жилы, где развит калиевый полевой шпат.

Методы исследования

Минералогические исследования выполнены на микроскопе Olympus BX 51. Аналитические работы проведены в центре коллективного пользования Южно-Уральского федерального научного центра минералогии и геоэкологии УрО РАН (г. Миасс). Химический состав минералов определен с помощью сканирующего электронного микроскопа РЭММА-202М (аналитик В. А. Котляров, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН). Режим съемки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 3×10^{-10} А, диаметр зонда 2–3 мкм. Стандарты ASTIMEX Scientific Limited, MINM 25–53, Mineral Mount Serial № 01–044. Фтор в темных слюдах не определялся.

Принятые сокращения минералов: аннит (Ann), апатит (Ap), баэстезит-(Ce) (Bst), кальцит (Cal), канкринит (Ccn), нефелин (Nph), сидерофиллит (Sid), содалит (Sdl), флюорит (Fl), цельзиан (Cls).

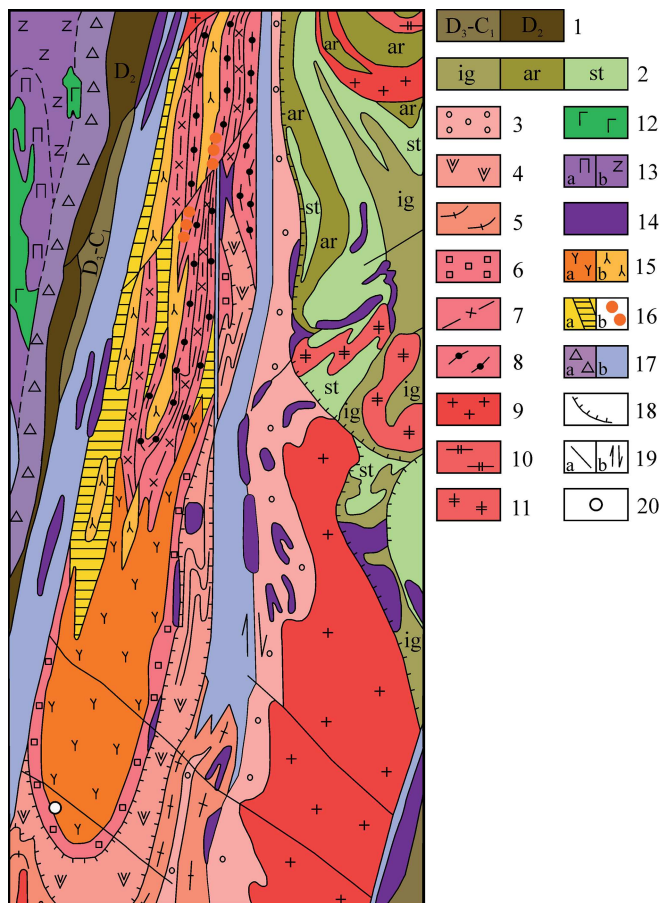


Рис. 1. Геологическая схема ильменогорского комплекса [4]: 1 — осадочно-вулканогенные породы, преимущественно слабо-метаморфизованные (D_2-C_1); 2 — сайтовская серия (аракульская (ar), сайтовская (st), игишская (ig) свиты) ($PZ_1-S?$); 3–5 ильменская серия (RF– $PZ_1?$); 6–8 селяннинская серия (AR– PR_1); 9 — граниты; 10 — мусковитовые граниты (Еланчиковский массив); 11 — плагиограниты; 12 — габбро; 13 — пироксениты (a), метагарибургиты и метадуниты (b); 14 — метагипербазиты нерасчлененные; 15 — нефелиновые сиениты (миаскиты и др.) (a), сиениты (b); 16 — фениты (a), карбонатиты (b); 17 — зоны серпентинитовых меланжей (a), зоны бластомилонитов разных уровней метаморфизма (b); 18 — надвиги; 19 — разломы и другие тектонические контакты (a), зоны сдвигов (b); 20 — место расположения кальцит-нефелин-полевошпатовой жилы

Fig. 1. Schematic geological map of the Ilmenogorsky complex [4]: 1 — Sedimentary-volcanogenic strata, predominantly weakly metamorphosed (D_2-C_1); 2 — Saitovo group (arakul (ar), saitovo (st), igish (ig) series) ($PZ_1-S?$); 3–5 Ilmensky group (RF– $PZ_1?$); 6–8 Selyankino group (AR– PR_1); 9 — granites; 10 — muscovite granites (Elanchikov massif); 11 — plagiogranites; 12 — gabbro; 13 — pyroxenites (a), metarharzburgites and metadunites (b); 14 — metaultramafic rocks undivided; 15 — nepheline syenites (miaskites, etc.) (a), syenites (b); 16 — fenites (a), carbonatites (b); 17 — zones of serpentinite melange (a), zones of blastomylonites of different levels of metamorphism (b); 18 — thrusts; 19 — faults and other tectonic contacts (a), shear zones (b); 20 — location of the calcite-nepheline-feldspar vein

Особенности состава минералов

Ортоклаз-криптопертитом сложена кальцит-полевошпатовая зона пегматита, экзоконтактовая оторочка и друзовые кристаллы в трещинах растворения. Ортоклаз метасоматически замещается альбитом. Совместно с альбитом образовались аннит, пирит, стронцианит, барит и фторапатит.



Аннит зеленого, серо-зеленого цвета имеет в составе низкое содержание Ti и Mg (TiO_2 — 0.24–0.92 мас. %, MgO — 0.24–0.62 мас. %) и высокое Fe ($\text{FeO}_{\text{общ}}$ — 31.22–41.35 мас. %). Железистость минерала $F_{\text{общ}}$ — 97–100 % (табл. 1, ан. 1).

Стронцианит и барит представлены мелкими зернами размером несколько микрон на границе развития альбита по ортоклазу. В составе стронцианита выявлена примесь CaO (4.28–10.99 мас. %), в составе барита — SrO (1.89–2.65 мас. %).

Фторапатит встречен совместно с альбитом в экзоконтактной оторочке пегматитовой жилы, размер зерна 0.1–0.2 мм. Зональное строение минерала отражается в понижении содержания CaO (51.77→46.20 мас. %) и повышении SrO (0.96→5.35 мас. %) от центра к краю зерна. Фторапатит в составе имеет повышенное содержание редких земель, $\Sigma\text{РЗЭ}$ = 2.95–4.83 мас. % (табл. 2, ан. 1, 2).

При альбитизации ортоклаза в минерале на границе с альбитом увеличивается содержание BaO (от 0.6–1.0 до 2–7 мас. %). В результате образуется Ba -содержащий (до 10 % цельзианового минала) и бариевый (10–13 % Cl s) калиевый полевой шпат.

Нефелин в пегматитовой жиле замещается содалитом, строналситом (табл. 2, ан. 3), альбитом, канкринитом, цеолитами группы натролита и томсонитом.

Канкринит развит в нефелине в виде жилок размером 0.02–0.6 мм, в составе минерала отмечается сера SO_3 до 3 мас. %. В канкрините выявлены аннит, флюорит-кальцитовые агрегаты с пирротинном, сидерофиллитом.

Таблица 1. Химический состав аннита (1, 2), сидерофиллита (3, 4), мас. %

Table 1. Chemical composition of annite (1, 2), siderophyllite (3, 4), wt. %

Компонент Component	1 24291f	2 24264k	3 24198f	4 24352b
SiO_2	33.04	32.57	30.21	28.90
Al_2O_3	17.55	21.34	17.91	15.95
TiO_2	0.74	0.58	2.77	3.79
FeO	34.94	30.08	32.94	34.97
MgO	0.26	0.28	1.34	1.21
MnO	0.05	1.61	2.12	1.56
K_2O	9.06	9.34	8.67	9.01
Сумма / Sum	95.64	95.80	95.96	95.39
Si	2.72	2.62	2.50	2.45
Al^{IV}	1.28	1.38	1.50	1.55
Сумма T / Sum	4.00	4.00	4.00	4.00
Al^{VI}	0.42	0.65	0.24	0.04
Ti	0.05	0.04	0.17	0.24
Fe^{3+}	0.53	0.32	0.59	0.72
Fe^{2+}	1.87	1.71	1.69	1.76
Mg	0.03	0.03	0.17	0.15
Mn	0.00	0.11	0.15	0.11
Сумма M / Sum	2.91	2.85	3.00	3.03
K	0.95	0.96	0.91	0.97
$F_{\text{общ}}, \%$	99	98	93	94

Примечание. Кристаллохимические коэффициенты рассчитаны на сумму зарядов = 22.

Note. Crystal chemical coefficients are calculated on the sum of charges = 22.

том, бастнезитом-(Ce) и фторапатитом; изредка в канкрините отмечается пирит и цирконолит [8].

Аннит по составу отличается от состава минерала, образовавшегося с альбитом, большей глиноземистостью (Al^{VI} — 0.65 к.ф. против 0.34–0.42 к.ф.) и несколько повышенным содержанием MnO — 1.6 мас. % (табл. 1, ан. 2). Аннит в нефелиновой зоне пегматита нередко замещается мусковитом, при этом в его составе уменьшается содержание FeO (30.08→25.76–28.15 мас. %) и TiO_2 (0.58→0.01–0.17 мас. %), увеличивается MgO (0.28→3.12–4.23 мас. %).

Во флюорит-кальцитовом агрегате флюорит образовался позже кальцита, частично или полностью обростая его (рис. 2). С флюоритом парагенетически связаны бастнезит-(Ce), пирротин, фторапатит и сидерофиллит. В составе кальцита определены примеси SrO (среднее 1.85 мас. %) и MnO (2.90 мас. %), во флюорите — Sr (0.63 мас. %) (табл. 2, ан. 4, 5).

Сидерофиллит образовал пластинки коричневого, красно-коричневого цвета. В сравнении с аннитом сидерофиллит содержит больше Ti и Mg (TiO_2 — 2.77–3.79 мас. %, MgO — 1.34 мас. %). Железистость минерала высокая, 93–95 %. При близкой общей гли-

Таблица 2. Химический состав минералов, мас. %

Table 2. Chemical composition of minerals, wt. %

Компонент Component	1 18117f	2 18117h	3 24263b	4 24264h	5 24349a
P_2O_5	40.72	40.17	—	—	—
SiO_2	—	—	41.07	—	—
Al_2O_3	—	—	32.63	—	—
CaO	51.77	46.20	0.24	48.39	52.11
SrO	0.96	5.35	13.96	2.16	1.75
MnO	—	—	—	5.13	1.65
FeO	—	—	—	1.22	0.74
La_2O_3	1.17	0.99	—	—	—
Ce_2O_3	1.78	2.07	—	—	—
Nd_2O_3	0.00	0.89	—	—	—
Na_2O	0.40	0.57	10.68	—	—
F	3.20	3.30	—	—	—
Сумма / Sum	100.00	99.54	99.50	56.90	56.25
P	3.00	3.02	—	—	—
Si	—	—	4.13	—	—
Al	—	—	3.87	—	—
Ca	4.83	4.40	0.03	0.89	0.95
Sr	0.05	0.28	0.81	0.02	0.02
Mn	—	—	—	0.07	0.02
Fe	—	—	—	0.02	0.01
La	0.04	0.03	—	—	—
Ce	0.09	0.10	—	—	—
Nd	0.00	0.03	—	—	—
Na	0.07	0.10	2.08	—	—
F	0.88	0.93	—	—	—

Примечание. 1, 2 — фторапатит, 3 — строналсит, 4, 5 — кальцит. 3 — BaO — 0.71 мас. %, K_2O — 0.21 мас. %. Коэффициенты в формулах кальцита рассчитаны на 1 катион, фторапатита — на $\text{O} = 13$, строналсита — на $\text{O} = 16$.

Note. 1, 2 — fluorapatite, 3 — stronsalsite, 4, 5 — calcite. 3 — BaO 0.71 wt. %, K_2O 0.21 wt. %. The coefficients in the formulas of calcite are calculated for 1 cation, fluorapatite for $\text{O} = 13$, stronsalsite for $\text{O} = 16$.

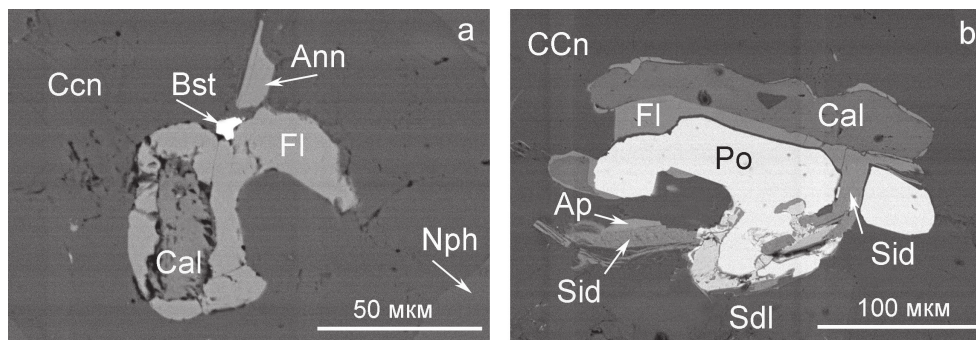


Рис. 2. Минеральные агрегаты в канкрините из кальцит-нефелин-полевошпатовой пегматитовой жилы. Фото в отраженных электронах. а — бастнезит-флюорит-кальцитовый агрегат; б — сидерофиллит-пирротин-флюорит-кальцитовый агрегат с фторапатитом

Fig. 2. Mineral aggregates in cancrinite from the calcite-nepheline-feldspar pegmatite vein. BSE image. а — bastnesite-fluorite-calcite aggregate; б — siderophyllite-pyrrhotite-fluorite-calcite aggregate with fluorapatite

ноземистости с аннитом ($Al_{общ} — 1.59–1.74$ к. ф.) распределение ее в группах отличается: количество тетраэдрического Al выше и составляет 1.50–1.55 к.ф, октаэдрического — ниже, 0.04–0.24 к.ф. (табл. 1, ан. 3, 4). Сидерофиллит в щелочном комплексе крайне редок, известен единственный его анализ из корундового сиенита [6].

Мелкие зерна бастнезита-(Ce) и фторапатита (до 6 мкм), не позволили выполнить количественный анализ их состава.

Обсуждение результатов

Развитие позднего альбита по ортоклазу в кальцит-нефелин-полевошпатовом пегматите сопровождалось образованием собственных минералов Ba (барит), Sr (стронцианит), Ca (фторапатит) и Fe (пирит). Кроме этого, выявлены повышенные содержания данных элементов в виде примеси с образованием бариевого калиевого полевого шпата, Sr-содержащего барита, кальцевого стронцианита, аннита и др. Согласно В. Я. Левину и др. [3], процессы альбитизации предшествуют образованию карбонатитов в комплексе. Данная связь была также установлена в исследуемой пегматитовой жиле. Несмотря на то, что отмечен парагенезис кальцита, нефелина и полевого шпата, отложение карбоната с редкоземельно-редкометалльной минерализацией, приуроченное к центру жилы, произошло после процесса альбитизации.

В результате исследования не была установлена последовательность формирования карбонатита и вторичного канкринита; возможно, по времени образования они близки.

В пределах развития канкринита впервые обнаружены флюорит-кальцитовые агрегаты с сульфидно-редкоземельной минерализацией. По минералогическому и химическому составу эти образования отличаются от карбонатита пегматитовой жилы. Карбонатит содержит бастнезит-(Ce), анкилит-(Ce), алланит-(Ce), монацит-(Ce), ильменит, циркон, минералы группы пироклора, Nb-содержащий рутил. Апатит, флюорит и сульфиды Fe в карбонатите не обнаружены. Кроме этого, кальциты отличаются по химическому составу. Содержание MnO в кальците из карбонатита составляет 0.8–1.5 мас. %, из флюорит-кальцитового агрегата варьирует от 1.65 до 5.13 мас. %. Известно, что существует тенденция накопления Mn от ранних к поздним генерациям минера-

ла. Флюорит-кальцитовые образования с сульфидами и редкоземельными минералами ранее рассматривались как выделения поздних стадий образования карбонатитов в комплексе [1].

Выводы

С процессами альбитизации в кальцит-нефелин-полевошпатовом пегматите парагенетически связаны минералы Fe (пирит, аннит) и щелочно-щелочно-земельных элементов (альбит, барит, стронцианит, фторапатит).

Флюорит-кальцитовые образования с сульфидно-редкоземельной минерализацией сопряжены с процессами канкринитизации нефелина и следуют за формированием основного карбонатита с редкоземельно-редкометалльной минерализацией в пегматитовой жиле.

Автор благодарит В. А. Котлярова за проведение микроскопических исследований, Е. В. Медведеву и Н. А. Исакову за обсуждение статьи.

Литература

1. Еськова Е. М., Жабин А. Г., Мухитдинов Г. Н. Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. М.: Наука, 1964. 320 с.
2. Левин В. Я. Щелочная провинция Ильменских — Вишневых гор (формация нефелиновых сиенитов Урала). М.: Наука, 1974. 223 с.
3. Левин В. Я., Роненсон Б. М., Самков В. С., Левина И. А., Сергеев Н. С., Киселев А. П. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 272 с.
4. Ленных В. И., Вализер П. М. К геологической схеме ильменогорского комплекса // Геология и минералогия ильменогорского комплекса: ситуация и проблемы. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 2006. С. 20–27.
5. Макагонов Е. П., Котляров В. А. Бариевая и стронциевая минерализация в Ильменогорском миасситовом массиве // Урал. минералог. сб. Миасс — Екатеринбург: Имин УрО РАН, 2008. № 15. С. 27–34.
6. Минералы Ильменского заповедника / Под ред. А. Н. Заварицкого. М. — Л.: АН СССР, 1949. 616 с.
7. Недосекова И. Л. Возраст и источник вещества ильменно-вишневогорского щелочного комплекса (Урал, Россия): геохимические и изотопные Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf данные // Литосфера. 2012. № 5. С. 77–95.



8. Чередниченко С. В., Котляров В. А. Минералогия циркония и ниобия в кальцит-нефелин-полевошпатовом пегматите ильмено-вишневогорского комплекса (Южный Урал) // Записки РМО. 2019. № 2. С. 87–99.

References

1. Eskova E. M., Zhabin A. G., Mukhitdinov G. N. *Mineralogiya i geokhimiya redkih elementov Vishnevyyh gor* (Mineralogy and geochemistry of rare elements of the Vishnevyy Mountains). Moscow: Nauka, 1964, 320 pp.
2. Levin V. Ya. *Scheloch'naya provinciya Il'menskiy—Vishnevyyh gor (formatsiya nefelinovykh sienitov Urala)* (Alkaline province of the Ilmensky — Vishnevyy Mountains (formation of nepheline syenites of the Urals)). Moscow: Nauka, 1974, 223 pp.
3. Levin V. Ya., Ronenson B. M., Samkov V. S., Levina I. A., Sergeev N. S., Kiselev A. P. *Scheloch'no-karbonatitovyye komplekсы Urala* (Alkaline-carbonatite complexes of the Urals). Ekaterinburg: Uralgeolcom, 1997, 272 pp.
4. Lennykh V.I., Valizer P.M. *K geologicheskoy skheme il'menogorskogo kompleksa* (For geological scheme of the Ilmenogorsky complex). Geology and mineralogy of the Ilmenogorsky complex: situation and problems. Miass: IGZ UB RAS, 2006, pp. 20–27.
5. Makagonov E. P., Kotlyarov V. A. *Barievaya i stroncievaya mineralizatsiya v Il'menogorskom miaskitovom massive* (Barium and strontium mineralization in the Ilmenogorsky miaskite massif). Ural. mineral. collection. Miass — Yekaterinburg: Imin UB RAS, 2008, No. 15, pp. 27–34.
6. *Mineraly Il'menskogo zapovednika* (Minerals of the Ilmeny Reserve). Ed. by Zavaritsky A. N. Moscow — Leningrad: AS USSR, 1949, 616 pp.
7. Nedosekova I. L. *Vozrast i istochnik veshchestva il'meno-vishnevogorskogo shcheloch'nogo kompleksa (Ural, Rossiya): geokhimicheskiye i izotopnyye Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf dannyye* (Age and source of the Ilmeny-Vishnevogorsky alkaline complex (Ural, Russia): geochemical and isotopic Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf data). Lithosphere. 2012, No. 5, pp. 77–95.
8. Cherednichenko S. V., Kotlyarov V. A. *Mineralogiya cirkoniya i niobiya v kal'cit-nefelin-polevoshpatovom pegmatite il'meno-vishnevogorskogo kompleksa (Yuzhnyy Ural)* (Mineralogy of zirconium and niobium in calcite-nepheline-feldspar pegmatite of the Ilmeny-Vishnevogorsky complex (The South Urals)). Zapiski RMO, 2019, No. 2, pp. 87–99.

Поступила в редакцию / Received 27.03.2020

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД КОТУРСКОГО МАССИВА (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)

М. В. Полюхова, А. И. Чернышов

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск

poluhova_geo@mail.ru, aich@ggf.tsu.ru

Объектом изучения являются породы юлинского комплекса на примере Котурского массива, расположенного на юго-восточном склоне Батеневского кряжа в Кузнецком Алатау. Исследуемый массив сложен преимущественно породами сиенит-граносиенитовой магматической формации. Актуальность исследования обусловлена появлением новых данных о составе пород юлинского комплекса, с которыми связаны медно-молибденовые рудопроявления. Поэтому породы массива представляют несомненный интерес для более детального их изучения. Петрогеохимическая характеристика пород Котурского массива приводилась преимущественно по оригинальным результатам силикатного и ICP-MS-анализов с целью выяснения закономерностей вариации составов и определения их эволюционной направленности. Установленные петрогеохимические особенности пород Котурского массива отражают их кристаллизацию из дифференцированных магматических расплавов, которые в различной степени контаминированы веществом земной коры. Закономерности распределения петро- и микроэлементов свидетельствуют о принадлежности пород массива к островодужно-коллизийному и преимущественно внутриплитным гранитоидам. Породы Котурского массива являются типичными для юлинского магматического комплекса малых интрузий.

Ключевые слова: Батеневский кряж, юлинский комплекс, петрография, сиениты, граносиениты, граниты, петрогеохимия, эволюция.

PETROGEOCHEMICAL FEATURES OF ROCKS OF KOTURSKY MASSIF (KUZNETSK ALATAU)

M. V. Polyukhova, A. I. Chernyshov

National Research Tomsk State University, Tomsk

The object of study — the rocks of the Yulinsk complex, as exemplified by the Kotursky massif, located on the southeastern slope of the Batenevsky ridge of Kuznetsk Alatau. The massif under study consists mainly of rocks of syenite-granosyenite magmatic formation. The relevance of the study is conditioned by new data on the composition of the Yulinsk complex with copper-molybdenum ore occurrences. The petrogeochemical characteristics of the rocks of the Kotursky massif was given mainly according to the original results of silicate and ICP-MS analyzes to elucidate the patterns of composition variation and to establish their evolutionary orientation. The established petrogeochemical features of the rocks of the Kotursky massif reflect their crystallization from differentiated magmatic melts, which are contaminated to varying degrees by the material of the earth's crust. The regularities of the distribution of petro- and microelements indicate that the rocks of the massif belong to the island-arc collision and, mainly, to intraplate granitoids. The rocks of the Kotursky massif are typical of the Yulinsk igneous complex of small intrusions.

Keywords: Batenevsky ridge, Yulinsk complex, petrography, syenites, granosyenites, granites, petrogeochemistry, evolution.

Объект и методы исследования

Объектом исследования является Котурский массив, расположенный в среднем течении р. Коксы, левого притока р. Енисея. Он находится в пределах Уйбатско-Батеневской металлогенической зоны Коксинского рудного узла и приурочен к осевой части Чалпанской антиклинали [7]. Целью настоящей работы является установление особенностей петрогеохимического состава пород Котурского массива. Этот массив является составным фрагментом юлинского сиенит-граносиенитового комплекса, формационная принадлежность которого была обоснована О. Ю. Перфиловой [2]. Юлинский комплекс на исследуемой территории представлен резко дискордантными, преимущественно умереннощелочными гипабиссальными телами. Интрузивные образования этого комплекса имеют позднеордовикский возраст. Нижняя возрастная граница юлинского комплекса определяется

прорывом пород раннеордовикского тигертышского комплекса; верхняя — налеганием с разрывом базальтов матаракской свиты нижнего девона [1].

Массив имеет эллипсоидальную форму (2.5×8 км²) и ориентирован в субширотном направлении (рис. 1). Его площадь в современном эрозионном срезе составляет ~20 км². Он является слабообнаженным, особенно его центральная и западная части с редкими делювиальными свалами, лишь в восточной части встречаются коренные обнажения, из которых были отобраны образцы для исследования.

Породы массива имеют неоднородный петрографический состав и представлены главным образом сиенитами, граносиенитами, реже гранитами при ограниченной роли монцонитов, монцодиоритов и щелочных сиенитов. По имеющимся точкам наблюдения в коренных обнажениях нами установлено зональное строение восточной части массива (рис. 1). Центральная часть сложена сиенитами, которые сменяются к пери-

Для цитирования: Полюхова М. В., Чернышов А. И. Петрогеохимические особенности пород Котурского массива (Кузнецкий Алатау) // Вестник геонаук. 2020. 4(304). С. 26—32. DOI: 10.19110/geov.2020.4.4.

For citation: Polyukhova M. V., Chernyshov A. I. Petrogeochemical features of rocks of Kotursky massif (Kuznetsk Alatau). Vestnik of Geosciences, 2020, 4(304), pp. 26—32. DOI: 10.19110/geov.2020.4.4.

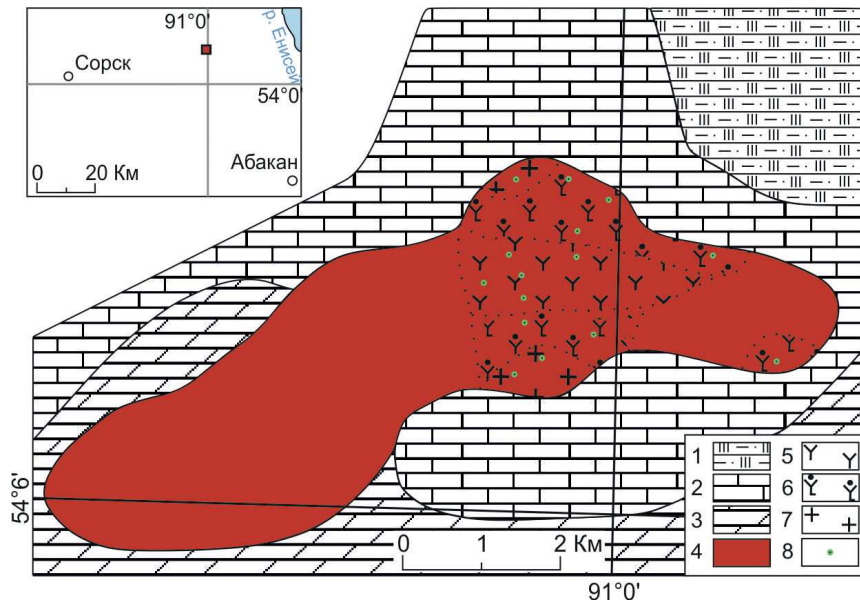


Рис. 1. Схема геологического строения Котурского массива (составлена по материалам [7] с дополнениями авторов): 1 — углеродисто-кремнистые сланцы сорнинской свиты; 2 — известняки мартюхинской свиты; 3 — доломиты, известняки биджинской свиты; 4 — породы сиенит-граносиенитовой ассоциации юлинского комплекса: 5 — сиениты, 6 — граносиениты, 7 — умереннощелочные граниты, умереннощелочные лейкограниты; 8 — место отбора проб. Границы распространения пород условные. На врезке показано географическое положение Котурского массива

Fig. 1. The geological structure of the Kotursky massif (compiled from materials [7] with the additions of the authors): 1 — carbonaceous-siliceous schists of the Sorninsky suite; 2 — limestones of the Martyukhinskaya suite; 3 — dolomites, limestones of the Bigin suite; 4 — rocks of the syenite-granosyenite association of the Yulinsk complex: 5 — syenites, 6 — granosyenites, 7 — moderate alkaline granites, moderate — alkaline leucogranites; 8 — sampling site. The boundaries of the distribution of rocks are conditional. The inset shows the geographical location of the Kotursky massif

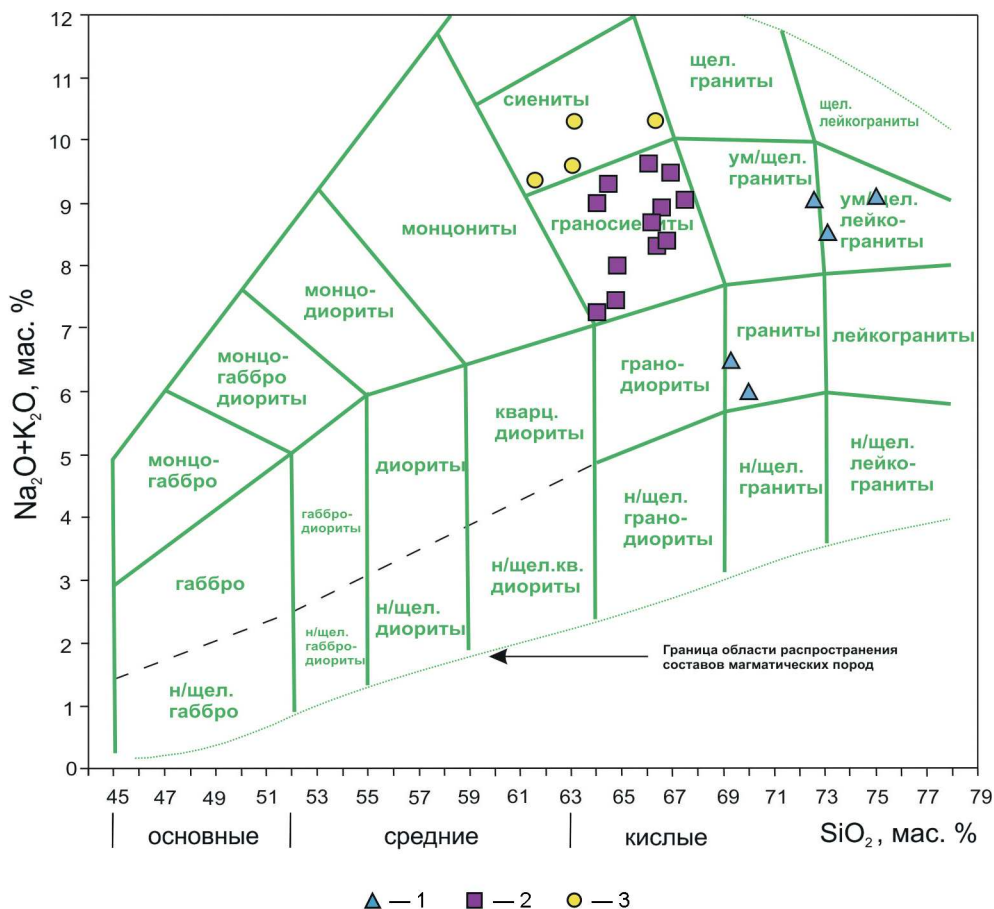


Рис. 2. TAS-диаграмма [9] для пород Котурского массива: 1 — граниты, умереннощелочные граниты, умереннощелочные лейкограниты; 2 — граносиениты, 3 — сиениты

Fig. 2. TAS diagram [9] for rocks of the Kotursky massif. 1 — granites, moderately alkaline granites, moderately alkaline leucogranites; 2 — granosyenites, 3 — syenites



фении граносиенитами; краевые части представлены гранитами. Вмещающими породами массива являются кембрийские отложения мартюхинской и биджинской свит, сложенными преимущественно известняками. В эндоконтактных частях известняки нередко подвергаются скарнированию. В скарновых образованиях отмечаются рудная минерализация и рудопроявления меди и молибдена.

Для проведения аналитических исследований использовались образцы пород, отобранных из коренных выходов в ходе маршрутных исследований в период проведения геолого-поисковых работ ООО «Сибирская горнорудная компания» в 2018–2019 гг. Вещественный состав пород определялся силикатным анализом по стандартной методике в испытательной лаборатории ОАО «Минусинская ГРЭ» (г. Минусинск, 12 анализов), восемь анализов заимствованы из дополнительных источников [5, 7]. Определение элементов-примесей проводилось методом ICP-MS в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ (г. Томск, 15 анализов).

Петрогеохимическая характеристика пород Котурского массива

Породы Котурского массива отличаются значительной вариацией петрографического состава. Однако они представлены главным образом сиенитами, граносиенитами и гранитами, что соответствует их петрохимическим типам на TAS-диаграмме (рис. 2). По соотношению щелочей и кремнезема породы комплекса относятся преимущественно к умереннощелочным породам.

Детальная петрохимическая характеристика главных типов пород Котурского массива рассматривается в эволюционном ряду «сиениты — граносиениты — граниты» и предусматривает их образование из исходной мантийной магмы основного состава, которая в процессе перемещения в верхние этажи литосферы, вероятно, неоднократно претерпела магматическую дифференциацию и контаминацию вмещающими коровыми породами с образованием производных расплавов субщелочного и кислого состава. Петрохимический анализ пород массива проводится по результатам силикатных анализов исследуемых пород (табл. 1).

Таблица 1. Химический состав пород Котурского массива (мас. %)

Table 1. The chemical composition of the rocks of the Kotursky massif (wt. %)

Элементы Elements	Сиениты / Syenites				Граносиениты / Granosyenites					
	6C2-2	20022	3C2-2	911912	270	2-C1-1	1-C3-3	12-C3-3	20023	5C3-4
SiO ₂	63.36	62.00	63.32	66.57	66.56	66.96	65.10	63.94	64.73	64.25
TiO ₂	0.48	0.66	0.51	0.31	0.39	0.50	0.53	0.54	0.59	0.52
Al ₂ O ₃	15.92	17.00	16.27	15.97	15.55	15.49	15.41	17.07	17.10	16.46
Fe ₂ O ₃	4.76	2.20	4.90	2.35	3.26	3.79	4.93	5.15	1.00	4.49
FeO	1.72	2.92	2.78	2.00	1.11	1.65	2.97	1.13	1.04	2.12
MnO	1.12	0.09	1.20	0.06	0.04	0.93	1.28	0.86	0.07	1.26
MgO	0.07	1.56	0.08	0.49	1.39	0.05	0.58	0.06	1.36	0.06
CaO	2.69	3.26	2.44	1.08	2.07	1.91	2.37	2.68	3.25	2.30
Na ₂ O	6.85	5.65	7.35	5.80	4.53	5.27	4.46	4.13	5.98	6.34
K ₂ O	3.60	3.76	2.16	4.59	3.79	3.14	3.10	3.00	3.43	2.84
P ₂ O ₅	0.30	0.24	0.27	0.08	0.30	0.30	0.28	0.18	0.30	0.33
ППП / POI	0.75	0.69	0.76	0.43	0.74	1.11	0.97	2.29	1.06	0.95
Сумма / Sum	99.70	100.00	99.00	99.70	99.70	99.30	98.70	101.00	99.90	99.60
Элементы Elements	Граносиениты / Granosyenites					Граниты / Granites				
	20021-2	516	519a	2-C2-2	911972	516в	516б	20024	20021-3	20024-1
SiO ₂	66.33	67.16	68.17	69.20	67.68	69.34	70.23	72.56	73.44	75.03
TiO ₂	0.44	0.41	0.37	0.36	0.45	0.39	0.39	0.20	0.17	0.08
Al ₂ O ₃	16.17	17.73	16.72	14.64	15.66	16.26	15.98	14.37	13.12	13.03
Fe ₂ O ₃	1.50	1.53	3.41	4.40	2.46	2.52	2.83	1.16	0.84	0.90
FeO	1.77	0.14	0.29	3.52	2.10	0.90	0.45	0.58	1.67	0.43
MnO	0.05	0.02	0.01	0.60	0.06	0.05	0.01	0.02	0.03	0.02
MgO	0.57	0.30	0.28	0.04	0.78	0.70	0.14	0.24	0.27	0.13
CaO	1.66	1.94	0.53	1.43	1.35	1.67	1.77	0.43	0.71	0.31
Na ₂ O	5.72	5.46	5.22	5.60	4.97	3.55	2.87	5.27	4.09	4.62
K ₂ O	4.04	4.11	3.77	3.17	3.37	2.95	3.16	3.43	4.65	4.35
P ₂ O ₅	0.18	0.30	0.30	0.18	0.15	0.18	0.14	0.30	0.05	0.02
ППП / POI	1.44	1.02	0.75	0.54	0.94	2.29	1.11	1.06	0.91	0.95
Сумма / Sum	99.90	100.10	99.80	99.80	100.00	100.80	99.10	100.00	99.90	100.00

Примечание. Заимствованные анализы: № 20022, 20023, 20021-2, 20024, 20021-3, 20024-1 — [5], 911912, 911972 — [7].

Note. Derived analyses: 20022, 20023, 20021-2, 20024, 20021-3, 20024-1 — [5], 911912, 911972 — [7].



В нормальном гомодромном ряду от сиенитов к граносиенитам отмечаются незначительные тенденции к дальнейшему увеличению содержаний SiO_2 (от 62.00 до 69.20 %), уменьшению CaO (от 3.26 до 1.35 %) и Na_2O (от 7.35 до 4.13 %).

В ряду от граносиенитов к гранитам отмечается увеличение содержаний SiO_2 (от 63.94 до 70.23 %). Проявляется отчетливая тенденция к уменьшению содержаний TiO_2 (от 0.59 до 0.39 %), суммарного FeO (от 7.90 до 3.28 %), MnO (от 1.28 до 0.01 %), CaO (от 3.25 до 1.67 %), Na_2O (от 6.85 до 2.87 %), K_2O (от 4.11 до 2.95 %), P_2O_5 (от 0.33 до 0.14 %).

Среди гранитов выделяются граниты нормальной щелочности и умереннощелочные. В этом ряду отчетливо прослеживается увеличение содержаний SiO_2 (от 69.34 до 75.03 %), Na_2O (от 2.87 до 5.27 %), K_2O (от 2.95 до 4.65 %) и уменьшение TiO_2 (от 0.39 до 0.08 %), Al_2O_3 (от 16.25 до 13.03 %), суммарного FeO (от 3.42 до 1.74 %), CaO (от 1.77 до 0.31 %).

Эволюция составов пород в ряду «сиениты — граносиениты — граниты» отчетливо прослеживается на

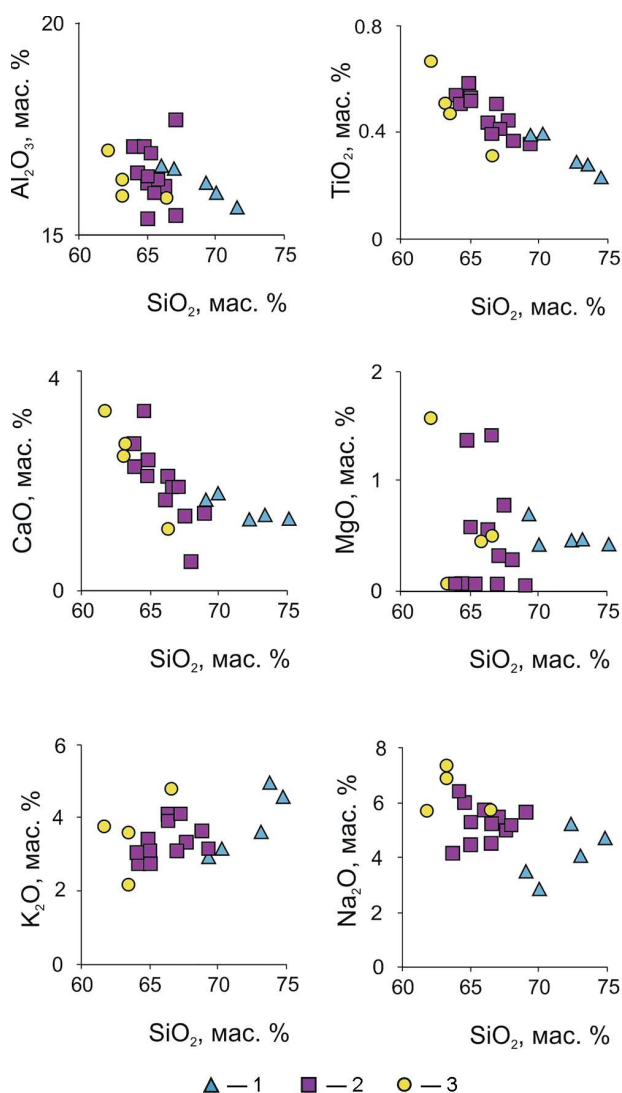


Рис. 3. Поля составов пород Котурского массива на диаграммах Харкера [12]: 1 — граниты, умереннощелочные граниты, умереннощелочные лейкограниты, 2 — граносиениты, 3 — сиениты

Fig. 3. Fields of rock compositions of the Kotursky massif on the Harker diagrams [12]. 1 — ranites, moderately alkaline granites, moderately alkaline leucogranites, 2 — granosyenites, 3 — syenites

диаграммах Харкера (рис. 3). Распределение фигуративных точек на диаграммах показывает, что поля составов пород обычно перекрываются, однако на них можно установить эволюционные тренды изменения содержаний для некоторых элементов. Так, для SiO_2 — CaO , Na_2O прослеживается тренд убывания в ряду «сиениты — граносиениты — граниты». Для TiO_2 отмечается также постепенное убывание содержаний в эволюционном ряду. Другие элементы не обнаруживают заметного закономерного изменения.

На классификационной диаграмме [11] « $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ » в ряду «сиениты — граносиениты — граниты» фигуративные точки последовательно попадают в поля щелочно-известковой — известково-щелочной и щелочной серий, преимущественно в первые две. Полученные результаты хорошо согласуются с данными О. Ю. Перфиловой [3].

Анализ распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в исследуемых породах массива показал, что в гранитах отмечается наиболее низкое суммарное содержание РЗЭ (до 180 г/т), что характеризует конечную стадию формирования пород массива. В сиенитах отмечается незначительное отличие (269–328 г/т, среднее — 299 г/т) от содержаний РЗЭ в граносиенитах, где содержание возрастает (310–384 г/т, среднее — 337 г/т). На диаграмме распределения РЗЭ, нормированных к хондриту C1 [10], отчетливо видно, что тренды для сиенитов, граносиенитов, гранитов имеют сходство и характеризуются отрицательным наклоном (рис. 5).

Породы Котурского массива обогащены легкими РЗЭ с последовательным понижением содержаний к средним и тяжелым элементам. Повышенные содержания характерны для сиенитов и граносиенитов с преобладанием последних. При этом отчетливо видно, что их содержания минимальные для гранитов.

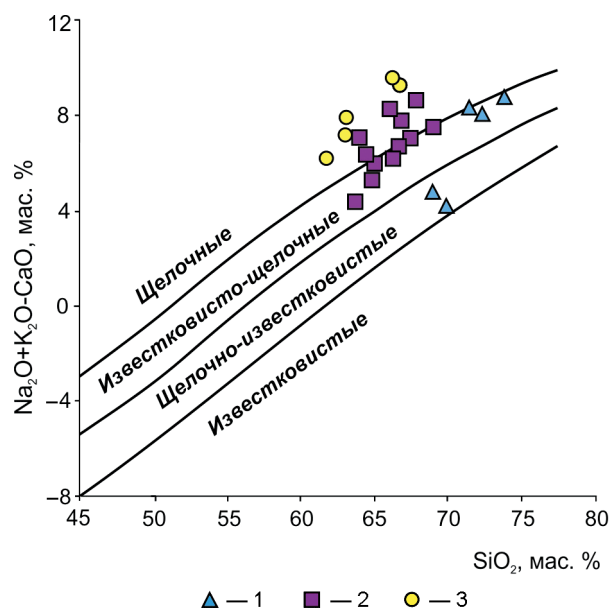


Рис. 4. Составы пород Котурского массива на классификационной диаграмме [11] « $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ ». 1 — граниты, умереннощелочные граниты, 2 — граносиениты, 3 — сиениты

Fig. 4. Compositions of rocks of the Kotursky massif in the classification diagrams [11] « $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}) - \text{SiO}_2$ ». 1 — granites, moderately alkaline granites, 2 — granosyenites, 3 — syenites



В распределении редких элементов в ряду «сиениты — граносиениты — граниты» можно выделить три тренда (табл. 2). Для первого характерно уменьшение в этом ряду Cu, Zn, U, для второго отмечается уменьшение Rb, Pb, Be, Cs, Mo. Для третьего тренда выявлено увеличение содержаний Ti, Ba, Sr, V, Ga, Sc от сиенитов к граносиенитам с последующим уменьшением к гранитам.

Мультиэлементные спектры (рис. 5), нормированные по примитивной мантии [14], характеризуются ярко выраженными отрицательными аномалиями по Cs, Ba, Nb, Eu. Тренды распределения имеют схожий характер для каждой из фаз формирования массива. Наиболее четко проявленная отрицательная ниобиевая аномалия в распределении элементов может быть явным признаком контаминации расплава и индикатором вовлечения корового компонента в магматические процессы. Наибольшие значения для крупноионных литофильных элементов характерны для гранитов, что характеризует конечную стадию формирования и связь с флюидами земной коры.

Обсуждение результатов исследования

Полученные результаты свидетельствуют, что породы Котурского массива отличаются заметной вариационностью щелочности от нормальнощелочных до умереннощелочных со значительным преобладанием последних.

На классификационной диаграмме Фроста [12] отчетливо видно, что составы пород массива попадают в поля высокоглиноземистых и малоглиноземистых гранитоидов (рис. 6) [11]. На дискриминационных геохимических диаграммах [13] устанавливается, что породы массива попадают в поле преимущественно внутриплитных гранитоидов и иногда в поле островодужно-коллизионных (рис. 6).

Выводы

Таким образом, петрогеохимические особенности пород Котурского массива, очевидно, отражают их кри-

Таблица 2. Содержание редких элементов в породах Котурского массива (г/т)

Table 2. The content of rare elements of rocks of the Kotursky massif (g/t)

№ п. п. Element/Проба	Сиениты / Syenites		Граносиениты / Granosyenites					Граниты / Granites	
	3-C2-2	6-C2-2	5C3-4	3-C1-1	1-C3-3	2-C1-1	12-C3-3	2-C2-2	ПК-23
Ba	339.6	1257.3	1281.9	1328.5	1400.3	1412.1	1134.5	1121.8	151.6
Sr	529.2	1044.8	1411.9	1303.3	1245.5	1295.7	404.1	872.1	27.4
Rb	53.4	89.6	90.8	101.9	101.2	115.8	91.4	126.3	158.5
Zr	69.4	59.9	4.6	67.4	90.9	92.4	105.2	54.0	96.3
Zn	41.4	82.5	49.9	46.8	51.7	46.9	77.7	48.8	16.8
V	60.1	61.4	66.5	65.1	70.3	65.4	81.5	39.6	9.4
Ga	22.5	24.8	26.2	26.7	26.2	28.3	23.9	28.0	21.4
Th	15.3	14.4	12.8	15.8	13.9	14.0	17.3	22.1	17.9
Pb	4.7	23.3	12.9	16.2	15.5	15.9	11.1	19.9	9.6
Cu	41.0	42.4	16.0	24.8	19.4	20.9	102.7	15.9	10.5
Y	21.8	24.8	23.9	24.6	24.1	24.9	29.2	11.8	8.9
Sc	4.2	4.3	5.0	4.4	4.8	4.7	5.0	2.6	0.6
U	4.2	2.6	2.5	5.1	2.7	2.9	2.8	2.2	3.7
Nb	23.8	26.8	25.7	27.3	27.3	28.8	34.1	18.5	25.7
Be	2.7	3.3	3.7	3.8	3.5	4.0	2.3	4.4	4.2
Mo	1.4	0.7	1.1	0.8	1.1	0.9	1.2	1.8	-
Cs	0.2	0.9	0.6	0.7	0.8	1.0	0.3	1.7	0.1
La	62.9	77.0	69.0	69.2	71.4	75.9	89.0	51.2	48.0
Ce	120.9	149.7	140.6	147.5	144.8	156.6	175.1	81.3	82.4
Pr	12.7	16.9	15.1	16.0	16.6	16.9	18.2	7.3	6.0
Nd	45.5	55.1	54.5	56.3	62.4	63.3	64.1	26.0	16.0
Sm	7.2	8.5	8.7	8.8	8.9	9.1	10.2	3.9	2.0
Eu	1.9	2.2	1.9	2.3	2.2	2.3	2.1	1.0	0.4
Gd	6.8	6.6	7.9	6.8	6.7	6.9	9.6	3.9	1.6
Tb	0.8	0.9	0.9	1.0	1.0	1.0	1.1	0.4	0.2
Dy	4.2	4.7	4.7	5.0	4.7	4.9	5.7	2.1	1.3
Ho	0.8	0.9	0.9	1.0	0.9	1.0	1.1	0.4	0.3
Er	2.4	2.6	2.6	2.7	2.5	2.6	3.3	1.3	1.0
Tm	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.2	0.2
Yb	2.3	2.6	2.4	2.6	2.4	2.6	3.1	1.3	1.4
Lu	0.3	0.4	0.3	0.4	0.3	0.4	0.4	0.2	0.2

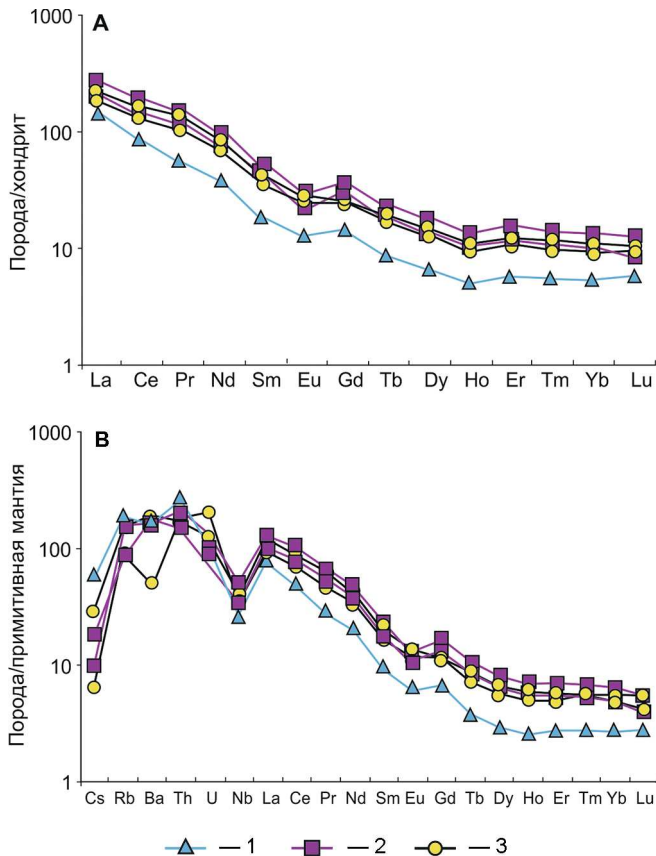


Рис. 5. Мультиэлементные диаграммы концентрации элементов в породах Котурского массива: А — нормированные к хондриту C1 [10], В — нормированные по примитивной мантии [14]. 1 — граниты, 2 — граносиениты, 3 — сиениты

Fig. 5. Multi-element concentration diagrams of elements in the rocks of the Kotursky massif: А — normalized to chondrite C1 [10], В — normalized to the primitive mantle [14]. 1 — granites, 2 — granosyenites, 3 — syenites

сталлизируют из производных дифференцированных магматических расплавов, образовавшихся из базальтовых магм мантийного происхождения [3]. В процессе перемещения в верхние этажи литосферы они, вероятно, были в различной степени контаминированы коровым веществом. По геохимическим особенностям устанавливается, что породы массива соответствуют преимущественно внутриплитным гранитоидам, реже островодужно-коллизийным. Согласно предыдущим исследованиям, образование исходных расплавов осуществлялось в обстановке активной континентальной окраины андийского типа (тыловых рифтов и надрифтовых прогибов) [1]. Породы Котурского массива являются типичными для юлинского магматического комплекса малых интрузий. Они относятся к сиенит-граносиенитовой формации и представляют собой гранитоиды латитового ряда согласно классификации Л. В. Таусона [8].

Литература

1. Котельников А. Д., Макаренко Н. А., Дербан А. Г., Котельникова И. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Минусинская. Лист N-46-XIX (Усть-Бюрь). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018. 330 с.

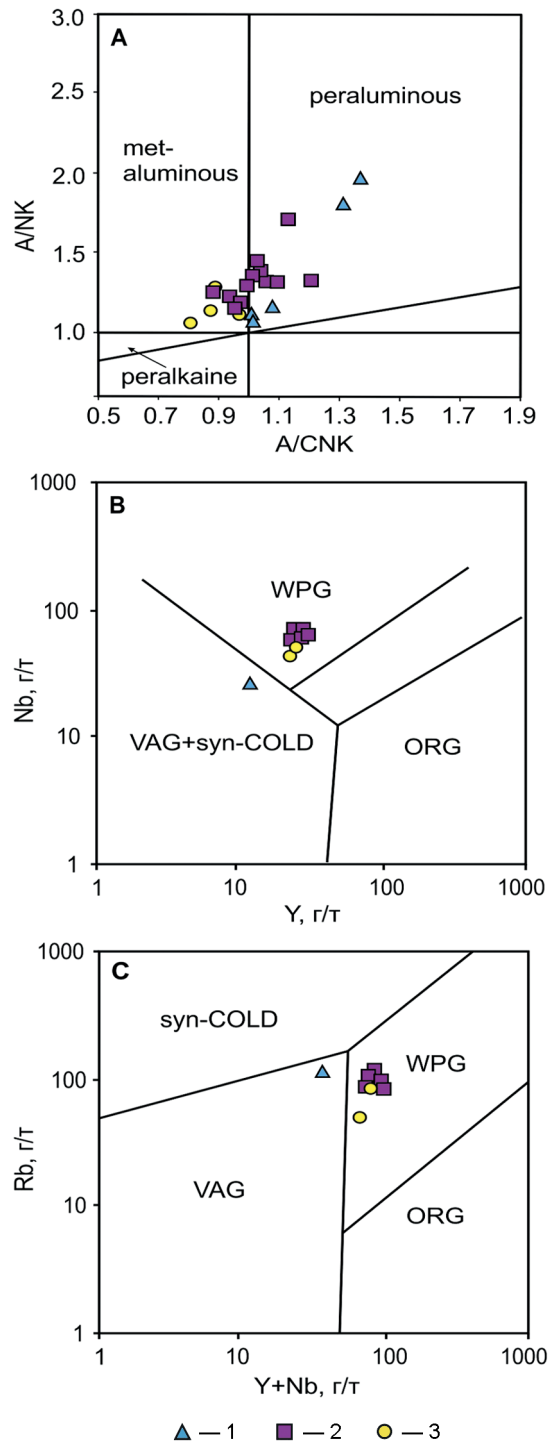


Рис. 6. Составы пород Котурского массива на классификационных диаграммах: А — Фроста [11]; В, С — Пирса [13]. Поля гранитоидов: А — peraluminous — высокоглинозистые, met-aluminous — малоглинозистые, peralkaline — высокощелочные (агпайтовые); В, С — VAG + syn-COLG — островодужно-коллизийные, VAG — островодужные, syn-COLG — коллизийные, ORG — граниты океанических хребтов, WPG — внутриплитные; $A/NK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$, $A/CNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$. Условные обозначения: 1 — граниты, умереннощелочные граниты, 2 — граносиениты, 3 — сиениты

Fig. 6. Compositions of rocks of the Kotursky massif on classification diagrams: А — Frost B. R. [11]; В, С — Pearce J.A. [13]. Fields of granitoids: in the diagrams: В, С — VAG + syn-COLG — island-arc collision, VAG — island-arc, syn-COLG — collision, ORG — granites of ocean ridges, WPG — intraplate; $A/NK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$, $A/CNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$. Legend: 1 — granites, moderately alkaline granites, 2 — granosyenites, 3 — syenites



2. Перфилова О. Ю. Особенности вещественного состава юлинского монзонит-граносиенитового комплекса ордовикского возраста (Кузнецкий Алатау) // Минералы и руды Красноярского края. Красноярск: РИУ КНИИГиМС, 1999. С. 75–80.
3. Перфилова О. Ю., Махлаев М. Л., Сидорас С. Д. Ордовикская вулканоплутоническая ассоциация в структурах горного обрамления Минусинских впадин // Литосфера. 2004. № 3. С. 137–152.
4. Полохова М. В. Особенности вещественного состава сиенит-граносиенитового юлинского комплекса (Республика Хакасия) // Проблемы геологии и освоения недр: Труды XXIII Международного симпозиума имени академика М. А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 120-летию со дня рождения академика К. И. Сатпаева, 120-летию со дня рождения профессора К. В. Радугина (Томск, 8–12 апреля 2019 г.): В 2 т. / Нац. исслед. Том. политех. ун-т, Инжен. школа природ. ресурсов; гл. ред. А. С. Боев; под ред. Е. Ю. Пасечник. Томск: Изд-во ТПУ, 2019. Т. 1 С. 124–125.
5. Рихванов Л. П. и др. Геологическая позиция и возраст Котурского массива батеневского кряжа // Геология и геофизика. 1989. № 8. С. 54–59.
6. Рублёв А. Г. Изотопно-геохронологическое изучение интрузивных образований Алтае-Саянской складчатой области в помощь среднемасштабному геологическому картированию / Красноярскгеолсъемка. СПб., 1995. 102 с.
7. Секретарёв М. Н., Липишанов А. П., Михайленко В. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200000. Изд. второе. Серия Минусинская. Лист N-46-XIII (Сорск). Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. 205 с.
8. Тauson Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
9. Шарпенко Л. Н., Костин А. Е., Кухаренко Е. А. TAS-диаграмма «сумма щелочей — кремнезем» для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50.
10. Boynton W. V. «Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies» in Rare earth element geochemistry, Ed. by P. Henderson (Elsevier, Amsterdam, 1984), P. 63–114.
11. Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J., Arculus R. J., Ellis D. J., Frost C. D. A geochemical classification for granitic rocks // Journal of Petrology, 2001. V. 42. P. 2033–2048.
12. Harker A. The natural history of igneous rocks. Methuen. London, 1909.
13. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of the granitic rocks // Journal of Petrology, 1984. V.25. P.956–983.
14. Sun S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, 1989. Special Publications 42, P. 313–345.
2. Perfilova O. Yu. *Osobennosti veshchestvennogo sostava yulinskogo montsonit-granosiyenitovogo kompleksa ordovikskogo vozrasta (Kuznetskiy Alatau)* (Features of the material composition of the Yulinsk monzonite-granosyenite complex of the Ordovician age (Kuznetsk Alatau)). Minerals and ores of the Krasnoyarsk Territory. Krasnoyarsk: RIU KNIIGiMS, 1999, pp. 75–80.
3. Perfilova O. Yu., Makhlaev M. L., Sidoras S. D. *Ordovikskaya vulkano-plutonicheskaya assotsiatsiya v strukturakh gornogo obramleniya Minusinskih vpadin* (Ordovician volcanic-plutonic association in the mountainous framing structures of the Minusinsk Depression). Lithosphere, 2004, No. 3, pp. 137–152.
4. Polyukhova M. V. *Osobennosti veshchestvennogo sostava siyenit-granosiyenitovogo yulinskogo kompleksa (Respublika Khakasiya)* (Features of the material composition of the syenite-granosyenite Yulinsk complex (Republic of Khakassia)). Problems of geology and subsurface development: proceedings of the conference. Tomsk: TPU Publishing House, 2019, pp. 124–125.
5. Rikhvanov L. P. et al. *Geologicheskaya pozitsiya i vozrast Koturskogo massiva batenevskogo kryazha* (Geological position and age of the Kotursky massif of the Batenevsky ridge). Geology and Geophysics, 1989, No. 8, pp. 54–59.
6. Rublev A. G. *Izotopno-geokhronologicheskoye izucheniye intruzivnykh obrazovaniy Altaye-Sayanskoy skladchatoy oblasti v pomoshch' srednemasshtabnomu geologicheskomu kartirovaniyu* (Isotope-geochronological study of intrusive formations of the Altai-Sayan folded region to help medium-scale geological mapping). Public Foundation FGUGP «Krasnoyarskgeolsyomka». St. Petersburg, 1995, 102 pp.
7. Secretaries M. N., Lipishanov A. P., Mikhailenko V. V. and other. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1:200000. Izdaniye vtoroye. Seriya Minusinskaya. List N-46-XIII (Sorsk). Ob'yasnitel'naya zapiska* (State geological map of the Russian Federation. Scale 1: 200000. Second Edition. Minusinskaya series. Sheet N-46-XIII (Sorsk). Explanatory letter). Moscow: MF VSEGEI, 2015, 205 pp.
8. Tauson L. V. *Geokhimicheskiye tipy i potentsial'naya rudonost' granitoidov* (Geochemical types and potential ore bearing of granitoids). Moscow: Nauka, 1977. 280 pp.
9. Sharpenok, LN, Kostin A. E., Kukhareno E. A. *TAS-dia-gramma summa shchelochey—kremnezem dlya khimicheskoy klassifikatsii i diagnostiki plutonicheskikh porod* (TAS-diagram total alkalis — silica for the chemical classification and diagnosis of plutonic rocks). Regional geology and metallogeny, No. 56, 2013, pp. 40–50.
10. Boynton W. V. «Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies» in Rare earth element geochemistry, Ed. by P. Henderson (Elsevier, Amsterdam, 1984), pp. 63–114.
11. Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J., Arculus R. J., Ellis D. J., Frost C. D. A geochemical classification for granitic rocks. Journal of Petrology, 2001, V. 42, pp. 2033–2048.
12. Harker A. The natural history of igneous rocks. Methuen. London, 1909.
13. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of the granitic rocks. Journal of Petrology, 1984, V.25, pp. 956–983.
14. Sun S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, 1989, Special Publications 42, pp. 313–345.

Поступила в редакцию / Received 10.02.2020



Арктический вектор геологических исследований Arctic vector of geological research

УДК 550.34

DOI: 10.19110/geov.2020.4.5

ВОЗМОЖНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ОБОРУДОВАНИЯ ДЛЯ МОНИТОРИНГА ОСНОВАНИЯ ЖЕЛЕЗНОДОРОЖНЫХ ПУТЕЙ В РАЙОНАХ СО СЛОЖНЫМИ ГРУНТОВЫМИ УСЛОВИЯМИ

И. П. Орлова¹, Н. К. Капустян^{1, 2}, Г. Н. Антоновская², И. М. Басакина²¹Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва*i.p.kachan@gmail.com*²Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики
им. акад. Н. П. Лаверова РАН, Архангельск

На основании опыта применения широкополосной сейсмической аппаратуры для мониторинга грунтов Северной железной дороги с использованием поезда как источника зондирующего сигнала экспериментально показана и подтверждена моделированием возможность мониторинга состояния грунтов основания дорожного полотна пассивными сейсмическими методами. Натурные наблюдения продемонстрировали, что записи на низких частотах (0.01 Гц) существенно различаются на соседних участках пути — благоприятном и неблагоприятном, причем наиболее информативными являются горизонтальные компоненты. Записи на частотах 2–8 Гц характеризуются существенными изменениями соотношений амплитуд вертикальной и горизонтальных компонент при сезонном обводнении. Определены параметры сейсмического мониторинга (аппаратура и способы обработки данных), по которым в условиях естественного залегания можно судить об изменении состояния грунтов; обсуждается возможность выявления стадий промерзания-оттаивания грунта и связанных с ними негативных процессов.

Ключевые слова: низко- и высокочастотные вибрации железнодорожного полотна, диагностика, сейсмическая аппаратура, устойчивость земляного полотна.

POSSIBILITIES OF SEISMIC EQUIPMENT FOR ROADBED RAILWAY MONITORING IN AREAS WITH DIFFICULT GROUND CONDITIONS

I. P. Orlova¹, N. K. Kapustian^{1, 2}, G. N. Antonovskaya², I. M. Basakina²¹Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow²N. P. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research, Arkhangelsk

Based on the experience of using broadband seismic equipment for monitoring the ground of the base of the railway track for the Northern Railway using the train as a source of the probing signal, the possibility of monitoring the state of the soil of the base of the roadbed by passive seismic methods was experimentally shown and confirmed by modeling. Field observations showed that recordings at low frequencies (0.01 Hz) significantly differ in neighboring sections of the path — favorable and unfavorable, with the horizontal components being the most informative. Records at frequencies of 2–8 Hz are characterized by significant changes in the ratio of the amplitudes of the vertical and horizontal components during seasonal watering. The parameters of seismic monitoring are determined: equipment and data processing methods by which in situ it is possible to judge the change in the state of soils, the possibility of identifying stages of soil freezing and thawing and the associated negative processes is discussed.

Keywords: low-frequency vibrations of a roadbed railway, seismic test, seismic equipment, stability of the roadbed railway.

Введение

Железные дороги — это важные антропогенные сооружения, обеспечивающие жизнедеятельность территорий, развитие которых определяет необходимость строительства новых транспортных путей, в том числе железнодорожных магистралей. В нашей стране интенсивно развивающиеся территории — это в основном районы со сложными грунтовыми условиями (Сибирь, Заполярье и пр.). Важно, что именно здесь актуальней

становится проблема глобального потепления, которая, в том числе, приводит к деградации многолетнемерзлых грунтов. По текущим прогнозам, примерно треть вечной мерзлоты в южных регионах Сибири и Аляски исчезнет к концу нынешнего столетия [10].

Одним из важных объектов железнодорожной инфраструктуры, влияющих на безопасность, является геотехническая система «земляное полотно — основание», причем ее стабильность существенно зависит от состояния грунтов основания. В связи с таянием мно-

Для цитирования: Орлова И. П., Капустян Н. К., Антоновская Г. Н., Басакина И. М. Возможности сейсмического оборудования для мониторинга основания железнодорожных путей в районах со сложными грунтовыми условиями // Вестник геонаук. 2020. 4(304). С. 33—39. DOI: 10.19110/geov.2020.4.5.

For citation: Orlova I. P., Kapustian N. K., Antonovskaya G. N., Basakina I. M. Possibilities of seismic equipment for roadbed railway monitoring in areas with difficult ground conditions. Vestnik of Geosciences, 2020, 4(304), pp. 33—39. DOI: 10.19110/geov.2020.4.5.

голетнемерзлых грунтов и значительным переувлажнением основания происходят потеря устойчивости и осадка насыпей. В таких условиях земляное полотно наиболее подвержено деформациям от динамического воздействия подвижного состава [8].

С каждым годом происходит увеличение объемов грузопотоков и скорости поездов, в связи с чем становится очевидной проблема безопасности. Она включает создание эффективной технологии обеспечения непрерывного мониторинга состояния грунтов, причем важно выявление изменений на ранней стадии. Эта проблема активно исследуется путейцами, в том числе разрабатывается комплекс геолого-геофизических методов [4], анализ которых показывает возможности их дополнения при учете следующих факторов.

- При изысканиях на основе сейсмических методов анализируются, как правило, кинематические характеристики записей (времена прихода волн, т. е. скорости распространения); динамические характеристики подключаются в основном при анализе затухания волн. Опыт сейсмологического мониторинга показывает существенно большую тензочувствительность динамических характеристик (амплитуды, частотного состава) [6]. Таким образом, именно эти параметры должны служить основой для выявления слабых изменений в грунтах.

- При проведении обследований на транспорте основное внимание уделяется верхней части разреза пути, глубины ниже 5 м считаются не подверженными воздействиям поезда, т. е. не учитываются в системе «движущийся поезд — грунт» [7]. Это связано с тем, что детальные изыскания проводились месдозами, не позволяющими увидеть эти взаимодействия. Современное сейсмологическое оборудование дает такую возможность [3].

- Исследование деформирования полотна при движении поезда велось в основном по вертикали [7], сейсмологические датчики позволяют одновременно регистрировать три компоненты воздействия.

Результаты, изложенные ниже, учитывают перечисленные факторы.

Объекты и методы исследования

Для проведения исследований был выбран участок Северной железной дороги (СЖД) Онежского района Архангельской области в пределах аккумулятивной равнины озерно-ледникового происхождения приморской низменности. Проводились натурные сейсмические наблюдения по оценке вибрационных воздействий, создаваемых подвижными составами, с применением широкополосной сейсмической аппаратуры, в течение двух полевых сезонов, характеризующихся различными погодными условиями. Объектом исследований являлось основание земляного полотна в районах неблагоприятных и устойчивых грунтов. Согласно СП 11-105-97 [9], территория района отнесена к II категории сложности инженерно-геологических условий.

В качестве измерительного оборудования для регистрации колебаний от поезда использовалась широкополосная сейсмическая аппаратура фирмы Nanometrics (Канада): датчик — универсальный сейсмометр Trillium Compact с частотным диапазоном 120 с—100 Гц, регистратор Centaur с динамическим диапазоном 142 дБ при 100 отс/с.

Результаты и их обсуждение

Первый цикл наблюдений проводился в августе 2017 г., при сухой погоде, на двух участках пути: неблагоприятном (А) и благоприятном (В) (табл. 1). Неблагоприятный участок пути также характеризуется разным состоянием грунтов (АI — ослабленное, АII — укрепленное ослабленное). Второй цикл выполнялся в конце апреля — середине июня 2019 г. (дождливый период) на том же участке, с указанной выше аппаратурой. Оборудование (датчик и регистратор) устанавливались непосредственно в грунт на глубине 1 м. Горизонтальные компоненты датчика ориентированы поперек (Y, направление на насыпь) и вдоль (X) пути. Расположение сейсмических датчиков и схематические разрезы насыпи поперек полотна для неблагоприятного и устойчивого участков пути представлены в статье [5].

На рис. 1, а приведены характерные сигналы, создаваемые подвижным составом, зарегистрированные широкополосными датчиками ТС-120s, на которых отчетливо видна суперпозиция воздействий: сильного низкочастотного вследствие пригрузки грунтов поездом и высокочастотного от колес подвижного состава.

Сначала нами рассматривались колебания в низкочастотной области. Анализируя записи, можно заметить, что низкочастотные колебания присутствуют на всех трех компонентах: горизонтальных (вдоль и поперек пути) и на вертикальной, причем горизонтальные составляющие доминируют. Для создания методики мониторинга грунта необходимо определить параметры, по которым можно судить как о состоянии, так и о его изменении. С этой целью были сопоставлены кривые низкочастотных колебаний для разных грунтов (АI, АII, В), для разных компонент, для разных поездов при регистрации в одной точке.

На рис. 2 представлены кривые, соответствующие траекториям движения точки насыпи при движении поездов в полосе частот 120 с—0.5 Гц в горизонтальной плоскости, полученные при обработке записей, сделанных в сухом августе 2017 года.

Регистрировались вибрации, создаваемые подвижными составами разного типа, для обеспечения независимости от индивидуальных параметров. Преимущественно это были грузовые поезда с 50—70 вагонами, длительность прохождения относительно точки наблюдения составляла 60—100 с.

При анализе низкочастотных составляющих записей был выявлен главный признак грунта, находящегося в неблагоприятном для пути состоянии (АI), — наличие отрицательных амплитуд скоростей смещений в направлении вдоль пути X, т. е. точки насыпи движутся как вперед под действием движущегося поезда, так и в обратном направлении после его прохождения. Для других типов грунтов для компоненты X (вдоль пути) такого эффекта не наблюдается, для благоприятных грунтов (В) нет и «возвратного» движения поперек полотна. Также наблюдается отпор грунта после снятия нагрузки, об этом свидетельствует форма траектории по вертикали (рис. 1, а), характерная для всех типов грунтов.

Таким образом, анализируя низкочастотную составляющую сигнала ниже 0.5 Гц, можно говорить, что признаком проблемного состояния грунта является дупольная волновая форма, наличие положительных и отрицательных фаз колебаний в направлении вдоль и поперек пути. Укрепление неблагоприятных грунтов

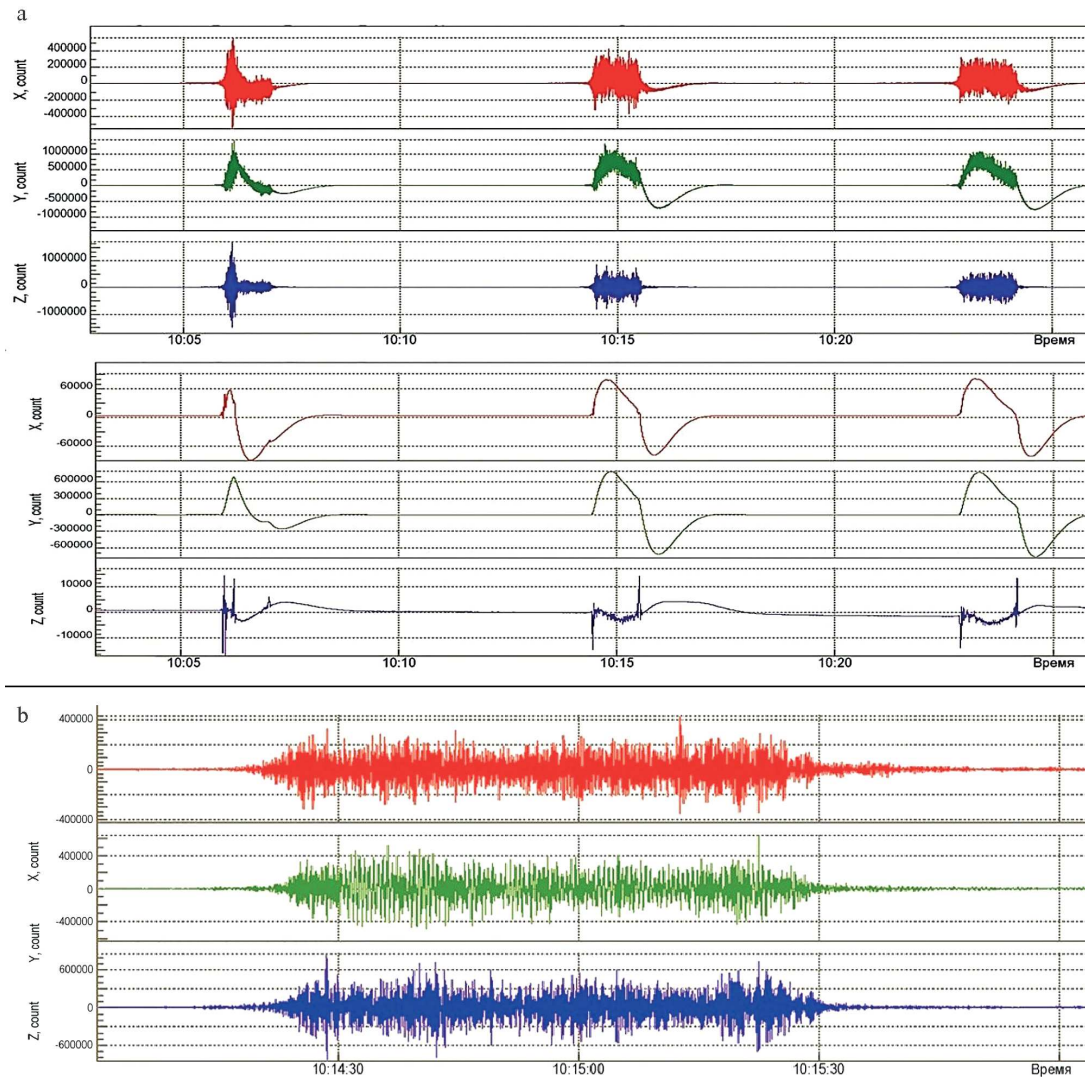


Рис. 1. а — пример записи амплитуд скоростей смещения поездов, зарегистрированных в грунте у насыпи на участке АІ по компонентам: X — вдоль пути, Y — поперек пути, Z — вертикальная составляющая: верхний — исходный сигнал 120 с—100 Гц; нижний — фильтр 120 с — 0.5 Гц; б — развертка записей для одного поезда с применением фильтра 0.5—100 Гц

Fig. 1. a — an example of recording the amplitudes of the drift velocities of trains recorded in the ground at the embankment into sections AI by components: X — along the track, Y — across the track, Z — vertical component: upper — initial signal 120 s—100 Hz; lower — filter 120 s — 0.5 Hz; b — scanning records for one train using a filter of 0.5—100 Hz

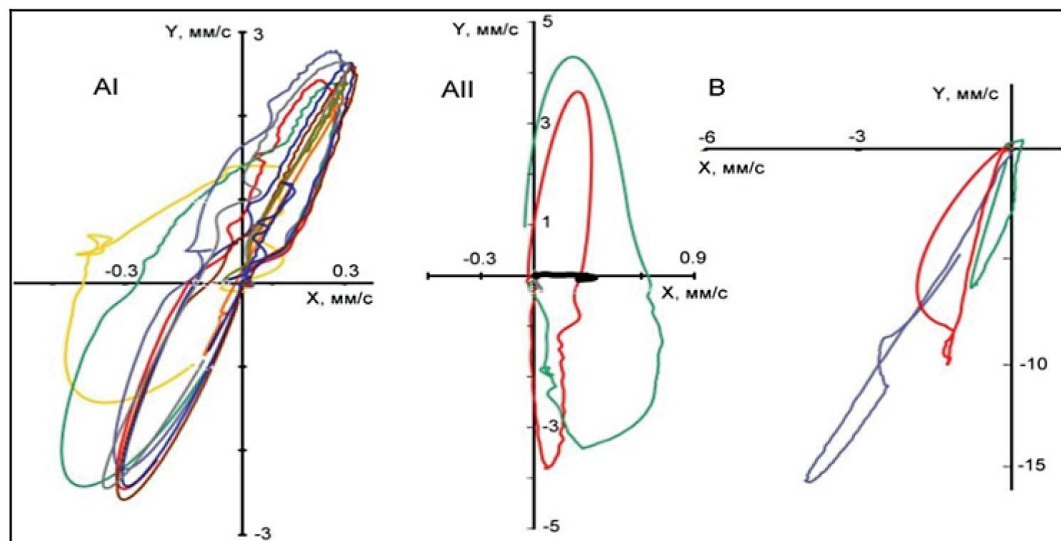


Рис. 2. Кривые, соответствующие траекториям движения точки насыпи при движении поездов в полосе частот 120 с — 0.5 Гц в горизонтальной плоскости. Датчики установлены в грунтах разных типов. Цветные линии — разные поезда. Август 2017 года

Fig. 2. Trajectories embankment curves when the trains move in the frequency band 120 s — 0.5 Hz in the horizontal plane. Sensors are installed in different types of soils. Colored lines — different trains. August 2017

улучшает состояние грунта, вдоль пути в этом случае наблюдается однополярная низкочастотная волновая форма, но поперек пути колебание двуполярное. Для устойчивых грунтов в горизонтальной плоскости регистрируется практически однополярный сигнал.

Рассмотрим результаты спектрального анализа колебаний в высокочастотной области (фильтр 0.5–100 Гц). На рис. 3 представлены характерные спектры мощности записей движения поездов на неблагоприятном участке, где присутствуют два пика около 2 и 5 Гц, отражающие динамику колебательной системы «насыпь – грунты основания». Спектр мощностей для благоприятного участка пути показывает достаточно равномерное распределение нагрузки по частотам [1]. Для разных поездов значения пиковых частот лежат в пределах 1.5–2. и 4–5 Гц, причем для горизонтальной составляющей поперек пути (Y) наиболее яркий пик присутствует в районе 2 Гц, для вертикальной составляющей колебаний (Z) характерный пик появляется на 4–5 Гц, последнее согласуется с известными данными [7]. Пик 2 Гц в направлении поперек пути соответствует так называемому влиянию тележки. Анализ спектров мощности показывает, что полоса частот 2–8 Гц является характерной для сигналов проходящих поездов.

Был проведен статистический анализ значений квадратов амплитуд скоростей смещений (мощности виброскорости) в данной области частот для компонент колебаний X, Y, Z. На рис. 4 приведены гистограммы значений квадратов амплитуд гармоник из выбранного частотного диапазона по двум осям (Y, Z) для одного поезда. Видно присутствие ярко выраженного медианного значения, которое в дальнейшем будем использовать как анализируемый параметр записи.

Статистический анализ проводился для записей поездов за август 2017 г. и апрель 2019 г., в результате были выявлены характерные медианы значений квадратов амплитуд скоростей смещения в «мокрый» и «сухой» периоды. Для исключения влияния веса поезда были выполнены своеобразные «нормировки» полученных значений, рассчитаны отношения квадратов амплитуд во взаимно перпендикулярных направлени-

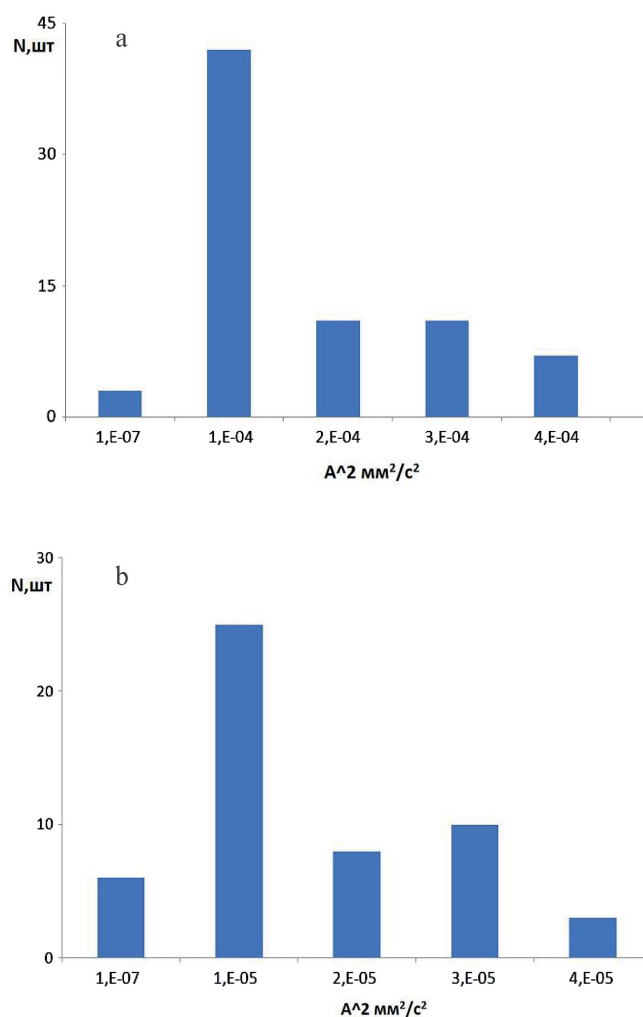


Рис. 4. Типичные гистограммы значений квадратов амплитуд гармоник из диапазона 2–8 Гц по трем осям для записи одного поезда: а — для оси Y поперек пути; б — для оси Z (вертикальная составляющая)

Fig. 4. Typical histograms values of squared amplitudes of harmonics from the range of 2–8 Hz along three axes for recording one train: a — for the Y axis across the track; b — for the Z (axis the vertical component)

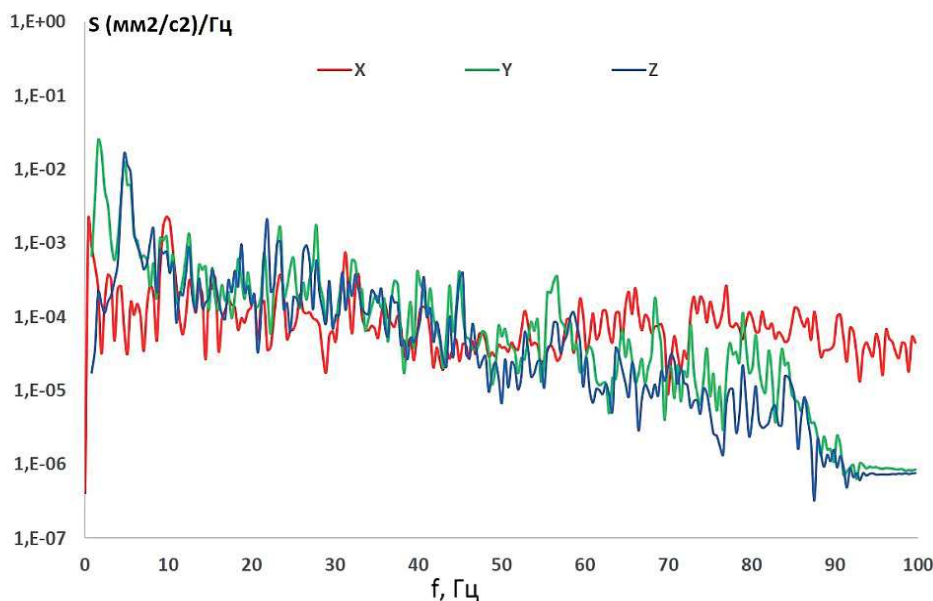


Рис. 3. Характерные спектры мощности записей движения поездов на неблагоприятном участке

Fig. 3. Characteristic power spectra of train records on the weak site



Таблица 1. Параметры участков наблюдений

Table 1. Parameters of observation sites

Характеристики Characteristics Участок наблюдения Observation area	Сейсморазведочный профиль Seismic profile	Средние скорости* V_p , м/с Average velocities* V_p , m/s	Характеристики основания Characteristics of base
AI	I	350	Ослабленное / Weak
API	II	400	Укрепленное ослабленное / Armed weak
B	III	650	Хорошее / Good

*до отложения глинистых пород / *before sedimentation of clay rocks

ях. В таблице 2 представлены типичные результаты для «мокрого» и «сухого» периодов.

Видим, что в мокрый период наблюдается значительное увеличение относительной амплитуды поперек пути по сравнению с сухим периодом, что говорит об усилении колебаний в горизонтальной плоскости в обводненных грунтах. На рис. 5 представлено распределение значений относительных амплитуд поперек пути, полученных по результатам статистического анализа записей поездов за 2017 и 2019 гг.: по вертикальным осям отложены величины квадратов амплитуд поперек пути (приняты разные масштабы), по горизонтальной оси приведено значение относительной амплитуды по оси Y (отношение A^2Y/A^2Z). Отношение квадратов амплитуд поперечной составляющей к вертикальной для сухого периода не превышает 0.6, для мокрого это отношение всегда больше 0.6. Статистическая обработка дает следующий результат: в мокрый период колебания по оси Y интенсивнее, чем в сухой, что соответствует большей деформируемости грунта поперек пути при прохождении поезда. При деградации вечномерзлых грунтов или в сезон оттаивания, характеризующийся обильным обводнением, энергия колебаний в горизонтальной плоскости (поперек пути) значительно возрастает по сравнению с летним периодом. Также можно говорить о том, что в летний период основная энергия колебаний, вызванных движением поезда, сосредоточена в вертикальной плоскости.

Математическое моделирование различных состояний грунтов основания железнодорожного полотна

Для исследований необходимо определить разрешающую способность метода, которая зависит от чувствительности сейсмической аппаратуры к изменению

упругодеформированного состояния среды. С этой целью были разработаны модели насыпи с различными вариантами деформационных слоев, учитывались инженерно-геологические условия района, в котором проводились наблюдения, а именно необходимо было рассмотреть сезонные изменения, такие как зимнее промерзание, сезонное обводнение или возможная деградация мерзлых грунтов. Были изучены три модели. Исходная модель I позволила оценить напряженно-деформированное состояние (НДС) в различных слоях насыпи. Относительно этой модели рассматривались возможные изменения НДС при меняющихся сезонных условиях. Модель II — вариант при зимнем промерзании, модель III — появление обводнения при сезонном оттаивании или при деградации мерзлых грунтов. Варианты расчетных моделей и характерные размеры анализируемого участка приведены в статье [3]. Численное моделирование земляного полотна железной дороги выполнялось в программном комплексе PLAXIS 2D, работающем на основе метода конечных элементов; геометрия слоев и основные параметры задавались по данным малоуглубинной сейсморазведки [1]. Расчеты проводились с использованием половины схемы, рассматривалась статистическая нагрузка, что на качественном уровне соответствует длиннопериодным колебаниям (период 100 с и более). Использована упругопластическая модель Кулона — Мора, позволяющая выполнять расчет напряжений и деформаций грунта. Мерзлые и обводненные грунты задавались также линейно-упругой моделью, аналогичной модели Кулона — Мора. Нагрузка от проезжающего поезда принималась 40 000 т.

Были получены изополя вертикальных (Z) и горизонтальных (Y — поперек пути) смещений, объемных и сдвиговых деформаций для транспортной нагрузки для всех трех моделей. На рис. 6 представлены результаты

Таблица 2. Типичные значения медиан квадратов амплитуд скоростей смещения

Table 2. Typical values of the medians of the squares of the amplitudes of the drift velocities

Значение амплитуды Value of amplitude Период Period	A^2X , м ² /с ²	A^2Y м ² /с ²	A^2Z м ² /с ²	A^2X/A^2Y	A^2Y/A^2Z	A^2X/A^2Z
Август 2017 поезд 1 / August 2017 train 1	7.66E-09	1.0E-08	7.17E-08	0.764	0.140	0.107
Август 2017 поезд 2 / August 2017 train 2	1.36E-08	1.34E-08	6.62E-08	1.017	0.202	0.206
Август 2017 поезд 3 / August 2017 train 3	7.71E-09	6.59E-09	5.81E-08	1.169	0.113	0.133
Апрель 2019 поезд 1 / April 2019 train 1	5.9 E-10	6.35E-10	6.6E-10	0.930	0.961	0.894
Апрель 2019 поезд 2 / April 2019 train 2	3.28E-10	1.42E-10	2.13E-10	2.313	0.664	1.537
Апрель 2019 поезд 3 / April 2019 train 3	8.64 E-10	6.1E-10	7.51E-10	1.417	0.813	1.151

моделирования сдвиговых деформаций для модели II, соответствующей зимнему промерзанию, и модели III, соответствующей обводненному состоянию; красный кружок — место размещения широкополосного датчика. Сдвиговые деформации определяют зоны, в которых касательные напряжения преобладают над нормальными. Как правило, эти области формируют потенциальные поверхности обрушения, контролируемые расчетами устойчивости. Аналог такой зоны виден на рисунке 6, б, где максимальные касательные деформации образуют наклонную зону скольжения. Это согласуется с большими значениями отношений мощностей высокочастотных колебаний в мокрый период по сравнению с сухим (рис. 5). Видно, что насыпь в мерзлом состоянии (модель II) без обводнения в нижней части разреза характеризуется сдвиговыми деформациями, приуроченными к вертикали, что не грозит горизонтальными подвижками насыпи. На практике известно, что при промерзании верхнего слоя насыпь становится более прочной. Картина сдвиговых деформаций, представленная для модели III, соответству-

ет неблагоприятному состоянию пути. В сравнении с моделью II это может описывать случай оттаивания мерзлых грунтов. Опасной может быть зона, отходящая вглубь и вбок от оси насыпи. Такая зона, инициируемая движением состава, может стать оползневой. Это свидетельствует о необходимости контролировать изменения, происходящие в земляном полотне, в горизонтальной плоскости в направлении поперек пути. Вопрос о возможности экспериментального наблюдения эффектов, выявленных при моделировании, рассмотрены в работе [2].

Заключение

Экспериментально показана и подтверждена моделированием возможность проведения сейсмического мониторинга состояния грунтов основания железнодорожного пути на основе анализа записей колебаний при прохождении поезда. Выявлены параметры, по вариации которых можно судить об изменениях, происходящих в грунтах оснований на ранних стадиях развития деформаций. Важно, что получаемые сейс-

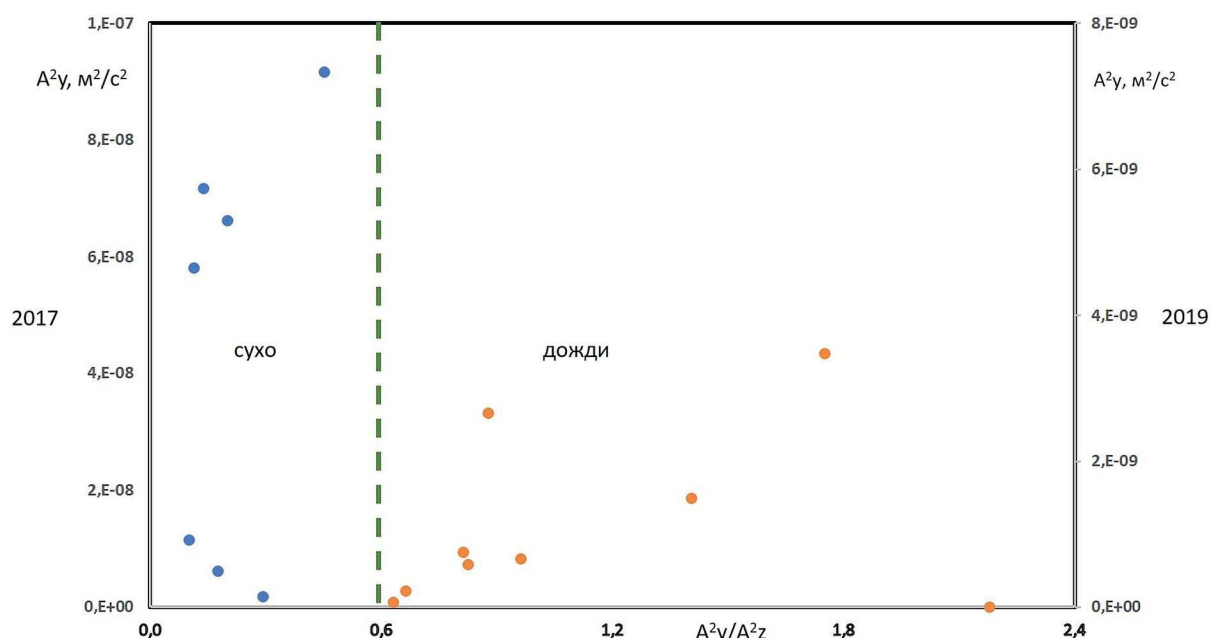


Рис. 5. Распределение значений относительных амплитуд поперек пути (Y), полученных по результатам статистического анализа записей поездов за август 2017 г. и апрель 2019 г.

Fig. 5. Distribution of values of relative amplitudes across the track (Y) obtained from the results of a statistical analysis of train records for August 2017 and April 2019

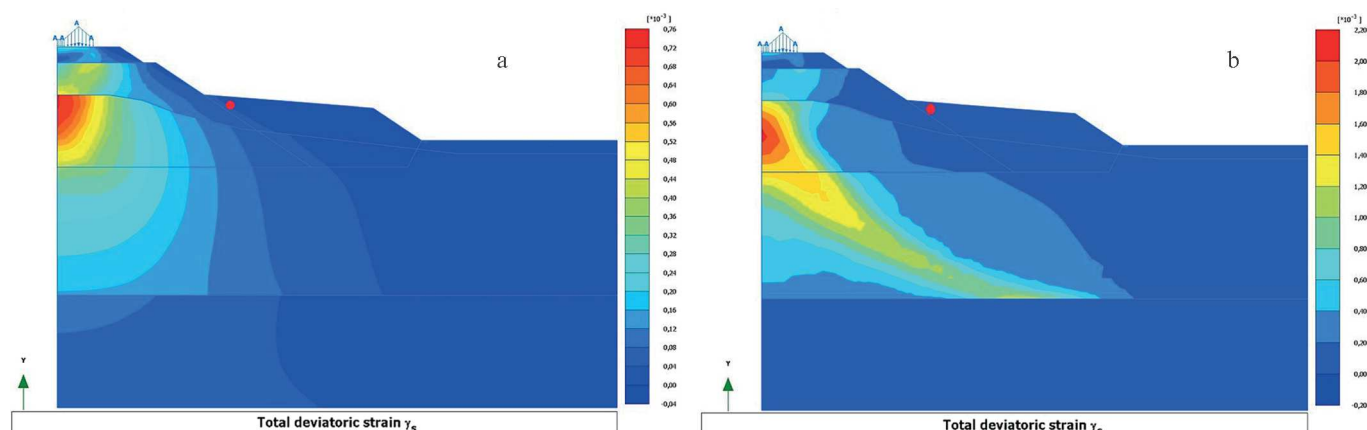


Рис. 6. Изополя сдвиговых деформаций: а — для модели II; б — для модели III. Красный кружок — место размещения широкополосного датчика

Fig. 6. Isofield of shear deformations: a — for model II; b — for model III. The red circle is the location of the broadband sensor



мические записи свидетельствуют о реакции грунтов одновременно при разных видах воздействия — квазистатическом при нагружении поездом насыпи (низкочастотная компонента записи) и вибрационном от ударов колес (высокочастотная часть). При этом наиболее информативным для низкочастотной области (меньше 0.5 Гц) является мониторинг горизонтальных компонент колебаний, возникающих от воздействия поезда. Для высокочастотной области, кроме известного измерения виброускорений и вибросмещений для вертикальных компонент [7], также необходимо учитывать колебания в горизонтальной плоскости. Информация об отношениях мощностей колебаний в горизонтальной и вертикальной областях свидетельствует об изменениях, происходящих в земляном полотне под воздействием подвижного состава. Полученные результаты могут лечь в основу методики одновременного статического и динамического зондирования грунтов в условиях естественного залегания, а при длительном размещении датчиков — для мониторинга состояния земляного полотна и подстилающих грунтов железнодорожных путей.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ № 19-35-90071 «Разработка методики обследования оснований транспортных сооружений сейсмическими методами, с использованием движущегося транспорта в качестве зондирующего сигнала», а также НИОКТР АААА-А17-117060110064-1 (ИФЗ РАН) и государственного задания АААА-А18-118012490072-7 (ФГБУН ФИЦ КИА РАН).

Литература

1. Антоновская Г. Н., Афонин Н. Ю., Басакина И. М., Капустян Н. К. и др. Возможности сейсмических методов для оценки состояния земляного полотна железнодорожных путей в условиях Крайнего Севера // Транспортные системы и технологии. 2017. Т. 3. № 3. С. 133–161. doi: 10.17816/transsyst201733133-161
2. Антоновская Г. Н., Капустян Н. К., Ромен Ю. С., Данилов А. В. Использование широкополосной сейсмической аппаратуры в задачах интеллектуального мониторинга земляного полотна железнодорожного пути // Транспортные системы и технологии. 2019. Т. 5. № 4. С. 96–114. doi: 10.17816/transsyst20195496-114
3. Антоновская Г. Н., Капустян Н. К., Федоренко Е. В. Возможности сейсмической аппаратуры в задачах оценки состояния железнодорожных насыпей // Сейсмические приборы. 2019. Т. 55. № 3. С. 61–73.
4. Ашпиз Е. С. Проектирование земляного полотна железных дорог в зоне многолетнемерзлых грунтов // Наука и транспорт. Транспортное строительство. 2012. № 4. С. 18–21.
5. Капустян Н. К., Антоновская Г. Н., Басакина И. М., Данилов А. В. Моделирование состояния нижнего строения железнодорожного пути с применением сейсмических методов // Наука и технологические разработки. 2018. Т. 97. № 1. С. 35–48. doi: 10.21455/std2018.1-4.
6. Капустян Н. К., Юдахин Ф. Н. Сейсмические исследования техногенных воздействий на земную кору и их последствий. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 416 с.

7. Кошкин Г. Г. Динамические напряжения в земляном полотне от воздействия подвижного состава: Учебное пособие. М.: МИИТ, 2004. 155 с.

8. Пьянков С. А., Азизов З. К. Механика грунтов: Учеб. пособие. Ульянов. гос. техн. ун-т. Ульяновск: УлГТУ, 2008. 103 с.

9. СП 11-105-97 Инженерно-геологические изыскания для строительства. Свод правил. URL: <http://docs.cntd.ru/document/1200000255> (дата обращения: 06.11.2019).

10. Ученые подсчитали экономический ущерб от таяния вечной мерзлоты. URL: <https://ria.ru/20190423/1552965435.html> (дата обращения: 23.04.2019).

References

1. Antonovskaya G. N., Afonin N. Y., Basakina I. M., Kapustian N. K. et al. *Vozmozhnosti seismicheskikh metodov dlya ocenki sostoyaniya zemlyanogo polotna zheleznodorozhnykh putej v usloviyakh Krajnego Severa* (Possibilities of seismic methods for the estimation of a railway roadbed state under the conditions of the far north). *Transportation Systems and Technology*, 2017, 3(3), pp. 133–161. doi: 10.17816/transsyst201733133-161.
2. Antonovskaya G. N., Kapustian N. K., Romen Yu. S., Danilov A. V. *Ispol'zovanie shirokopolosnoy seismicheskoy apparatury v zadachah intellektual'nogo monitoringa zemlyanogo polotna zheleznodorozhnogo puti* (The broadband seismic equipment application in problems of roadbed railway smart monitoring). *Transportation Systems and Technology*, 2019, 5(4), pp. 96–114. doi: 10.17816/transsyst20195496-114
3. Antonovskaya G. N., Kapustian N. K., Fedorenko E. V. *Vozmozhnosti seismicheskoy apparatury v zadachah ocenki sostoyaniya zheleznodorozhnykh nasypej* (Possibilities of seismic equipment in the tasks of assessing the state of railway embankments). *Seismic Instruments*, 2019, V. 55, No. 3, pp. 61–73
4. Ashpiz E. S. *Proektirovanie zemlyanogo polotna zheleznykh dorog v zone mnogoletnemerzlykh gruntov* (Design of the subgrade of railways in the permafrost zone). *Science and transport. Transport construction*, 2012, No 4, pp. 18–21.
5. Kapustian N. K., Antonovskaya G. N., Basakina I. M., Danilov A. V. *Modelirovanie sostoyaniya nizhnego stroeniya zheleznodorozhnogo puti s primeneniem seismicheskikh metodov* (Model Experiment of Railway Track Foundation State Using Seismic Methods). *Science and Technological Developments*, 2018, 97(1), pp. 35–48. doi: 10.21455/std2018.1-4
6. Kapustian N. K., Yudakhin F. N. *Seismicheskie issledovaniya tekhnogennykh vozdeystvij na zemnyu koru i ih posledstviy* (Seismic studies of technogenic impacts on the earth's crust and their consequences). Yekaterinburg: Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 2007, 416 p.
7. Konshin G. G. *Dinamicheskie napryazheniya v zemlyanom polotne ot vozdeystviya podvizhnogo sostava* (Dynamic stresses in the subgrade due to rolling stock): schoolbook. Moscow: MIIT, 2004, 155 p.
8. Pyankov S. A., Azizov Z. K. *Mekhanika gruntov* (Soil mechanics): schoolbook. Ulyanovsk: USTU, 2008.
9. SP 11-105-97 Engineering and geological surveys for construction. Set of rules. Date of appeal: 11/06/2019. [Code of practice. engineering geological site investigations for construction. Available from: <http://docs.cntd.ru/document/1200000255>.
10. Electronic resource access link <https://ria.ru/20190423/1552965435.html>

Поступила в редакцию / Received 30.03.2020

ИЗ ОПЫТА ПРЕПОДАВАНИЯ. III. КРИСТАЛЛОГРАФИЯ ИКОСАЭДРИЧЕСКИХ ВИРУСОВ

Ю. Л. Войтеховский

Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург
Voytekhoyskiy_YuL@pers.spmi.ru

Статья посвящена морфологической систематике икосаэдрических вирусов. Показано, что фиксация капсидов триангуляционными числами не различает изомеров. Описание капсидов точечными группами симметрии ($-5-3m$ и 532) существенно детализировано. В их многообразии выделены гомологические серии, связанные попарно. В пределах серии капсиды связаны преобразованием подобия. Серии связаны переходом к дуальным полиэдрам. Определены капсиды-генераторы, не сводимые к более простым формам и порождающие все разнообразие икосаэдрических капсидов.

Ключевые слова: икосаэдрические вирусы, морфология капсида, точечная группа симметрии, триангуляционное число, гомологические серии, капсиды-генераторы, преобразование подобия, дуальные полиэдры.

FROM TEACHING EXPERIENCE. III. CRYSTALLOGRAPHY OF ICOSAHEDRAL VIRUSES

Yu. L. Voytekhoyskiy

Saint-Petersburg Mining University, Saint-Petersburg

The article is devoted to the morphological systematics of icosahedral viruses. It is shown that fixation of capsids by the triangulation numbers does not distinguish the isomers. Description of capsids by symmetry point groups ($-5-3m$ and 532) is greatly detailed. In their diversity, homologous series connected in pairs are distinguished. Within the series, capsids are linked by a similarity transformation. The series are connected by the transition to the dual polyhedra. Capsid generators that are not reducible to simpler forms and produce the entire variety of icosahedral capsids are defined.

Keywords: icosahedral viruses, capsid morphology, symmetry point group, triangulation number, homological series, capsid generators, similarity transformation, dual polyhedra.

Введение

Давно замечено, что природа рациональна. Структуры, оптимальные в том или ином физическом контексте, копируются в минеральных и живых объектах. Плоскости, простые и винтовые оси симметрии в организации минералов, животных и растений буквально бросаются в глаза. По меткому выражению Н. В. Белова, «осью 5-го порядка жизнь защищается от кристаллизации». Вокруг нас идет согласование эволюционных стратегий. Неудивительно, что в поле зрения кристаллографии попадает все больше структур, к описанию которых применимы математический язык теории симметрии и физические методы структурного анализа. Представляется правильным включать рассмотрение таких примеров в университетский лекционный курс.

Кристаллография живого вещества впервые и мощно заявила о себе расшифровкой структур ДНК и РНК Дж. Уотсоном и Ф. Криком в 1953 г. (Нобелевская премия 1962 г.). С тех пор теоретическим и приборными анализами охвачены разные живые объекты. В том числе нами показано широкое распространение в минеральной и живой природе полиэдрических структур типа фуллеренов, в которых разрешены только 5-угольные (ровно 12) и 6-угольные (все остальные) грани [5]. При этом в самых симметричных фуллеренах легко узнаваем додекаэдрический мотив, ведь простейший фуллерен — именно додекаэдр, а самый стабильный фуллерен C_{60} — усеченный икосаэдр. В скелетах радиоларий

встречены оба мотива (*Circogonia dodecahedra* Häckel и *Circogonia icosahedra* Häckel).

Но наиболее ярко они выражены в капсидах икосаэдрических (сферических) вирусов (рис. 1). Тот факт, что додекаэдр и икосаэдр геометрически дуальны друг другу, позволяет легко перейти от одного к другому и дать классификацию и номенклатуру для всех структур на их основе. «Номенклатура и классификация вирусов — трудная область вирусологии... Группировка может быть основана на морфологических и физиологических критериях. Идеал, к которому мы стремимся — это создать такую классификацию, которая отражала бы эволюционные и филогенетические взаимоотношения организмов, а также обеспечивала бы удобную и рациональную систему номенклатуры» [1, с. 18–23]. В части морфологии икосаэдрических вирусов задачи классификации и номенклатуры решаются в предлагаемой статье.

Принципы классификации и номенклатуры

Принципы строения капсидов икосаэдрических вирусов из капсомеров (субъединиц, сферических белковых глобул) и их классификация предложены ранее [3]. Всякий капсид (белковая оболочка, в которую упакована свернутая в клубок молекула ДНК или РНК) построен из 20 равносторонних треугольных мегаграней — фрагментов плоской сетки, образованной гло-

Для цитирования: Войтеховский Ю. Л. Из опыта преподавания. III. Кристаллография икосаэдрических вирусов // Вестник геонаук. 2020. 4(304). С. 40–44. DOI: 10.19110/geov.2020.4.6.

For citation: Voytekhoyskiy Yu. L. From teaching experience. III. Crystallography of icosahedral viruses. Vestnik of Geosciences, 2020, 4(304), pp. 40–44. DOI: 10.19110/geov.2020.4.6.

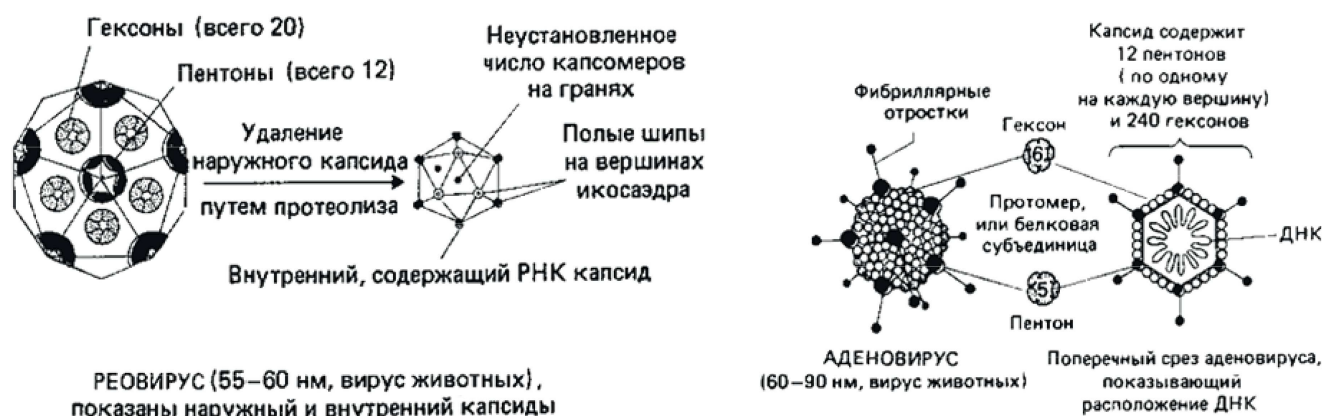


Рис. 1. Строение икосаэдрических вирусов [2]

Fig. 1. The structure of icosahedral viruses [2]

булами по принципу плотнейшей шаровой упаковки. Линии глобул не всегда совпадают с рёбрами икосаэдра, что и создавало проблему поиска общей формулы для их числа в капсиде.

В статье [3] анонсирована теорема, перечислившая разрешённые для икосаэдрических капсидов «триангуляционные числа» $T = P^2$, где $P = h^2 + hk + k^2$, $h \geq k \geq 0$ — любые пары целых чисел без общих делителей (при этом $h > 0$, т. к. $h = 0$ влечет $k = 0$, что противоречит физическому смыслу триангуляционного числа как площади грани капсида), $f = 1, 2, 3, \dots$. Доказательство впервые приведено в статье [4, с. 1124–1125]. По сути, h и k — координаты конца базального ребра мегаграны в координатной (60°) декартовой системе координат, согласованной с плотнейшей упаковкой глобул (рис. 2).

В основу описания икосаэдрических капсидов сегодня положены именно триангуляционные числа T (табл. 1). В этом есть известное удобство. Число глобул в капсиде: $M = 10T + 2$. Они образуют морфологические субъединицы: 12 пентамеров и $10(T - 1)$ гексамеров. При этом $T = (m - 1)^2$, где m — число глобул на ребре мегаграны, т. е. если линия глобул и ребро икосаэдра сонаправлены (верхняя строка табл. 1, класс $(f, 0)$, см. далее) [6]. Кроме того, $20T$ — число элементарных треугольных граней у любого капсида. Для многих вирусов эти характеристики известны: бактериофаг $\phi X174$: $T = 1$, $M = 12$, $m = 2$, $(h, k) = (1, 0)$; вирус жёлтой мозаики турнепса: $T = 3$, $M = 32$, $(h, k) = (1, 1)$; вирус полиомы: $T = 4$, $M = 42$, $m = 3$, $(h, k) = (2, 0)$; паповавирус: $T = 7$, $M = 72$, $(h, k) = (2, 1)$; реовирус: $T = 9$, $M = 92$, $m = 4$,

$(h, k) = (3, 0)$; ротавирус: $T = 13$, $M = 132$, $(h, k) = (3, 1)$; вирусы герпеса и ветряной оспы: $T = 16$, $M = 162$, $m = 5$, $(h, k) = (4, 0)$; аденовирус и вирус собачьего гепатита: $T = 25$, $M = 252$, $m = 6$, $(h, k) = (5, 0)$; радужный вирус: $T = 81$, $M = 812$, $m = 10$, $(h, k) = (9, 0)$. Анализ таблицы обнаруживает изомеры — вирусы с одинаковым T . Для $T = 49$ их можно различить по симметрии: капсид $(h, k) = (7, 0)$ имеет точечную группу симметрии (т. г. с.) — $5-3m$, капсид $(5, 3)$ — т. г. с. 532 .^{*} Но для $T = 91$ оба капсида $(9, 1)$ и $(6, 5)$ имеют т. г. с. 532 . Символ (h, k) фиксирует строение любого капсида однозначно. Именно его следует положить в основу номенклатуры.

Гомологические серии в классах $-5-3m$ и 532

В статье [3, с. 15, табл. 1] предложено деление икосаэдрических капсидов на три класса. Первый (верхняя строка табл. 1) порождается простейшим капсидом $(1, 0)$ — икосаэдром, в вершинах которого расположены белковые глобулы. Остальные капсиды класса, все с т. г. с. $-5-3m$, получаются увеличением грани икосаэдра с помощью коэффициентов подобия $f = 2, 3, 4, \dots$ при той же ориенти-

^{*}Икосаэдрические т. г. с. не являются кристаллографическими в строгом смысле. Международный союз кристаллографов не установил их обозначений, обязательных к употреблению. В отечественной и зарубежной литературе встречаются разные варианты. Важно, чтобы в одном из символов фигурировала m (плоскость симметрии, $-5-3m$), в другом — лишь поворотные оси (532).

Таблица 1. Триангуляционные числа T Table 1. Triangulation numbers T

$k \backslash h$	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0	1	4	9	16	25	36	49	64	81	100
1	3	7	13	21	31	43	57	73	91	111
2		12	19	28	39	52	67	84	103	124
3			27	37	49	63	79	97	117	139
4				48	61	76	93	112	133	156
5					75	91	109	129	151	175
6						108	127	148	171	196
7							147	169	193	219
8								192	217	244
9									243	271
10										300

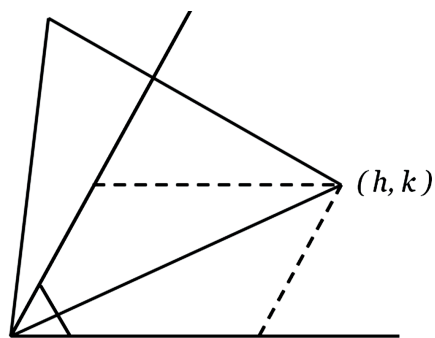


Рис. 2. Положение грани капсида (равносторонний треугольник) относительно линии глобул (горизонтальная ось h)

Fig. 2. The position of the capsid facet (equilateral triangle) relative to the line of globules (horizontal axis h)

ровке относительно плотнейшей упаковки глобул (рис. 2). Этот класс логично обозначить $(f, 0)$. Судя по имеющимся публикациям (к сожалению, публикуются не первичные снимки высокого разрешения, а раскрашенные модели), коронавирус SARS-CoV-2 (табл. 2, врезка) имеет капсид $(2, 0)$, $T = 4$, аналогичный вирусу полиомы. Это второй капсид в классе $T = f^2$, начинающемся с $(1, 0)$ — бактериофага $\phi X174$. За SARS-CoV-2 следуют: $(3, 0)$ — реовирус, $(4, 0)$ — вирус герпеса и ветряной оспы, $(5, 0)$ — аденовирус и вирус собачьего гепатита, ... $(9, 0)$ — радужный вирус.

Второй класс (диагональ табл. 1) порождается аналогичным преобразованием подобия из капсида $(1, 1)$ — додекаэдра, над гранями которого надстроены пентагональные пирамиды. Его можно обозначить (f, f) . Капсиды этого класса тоже имеют т. г. с. $-5-3m$. Остальные капсиды (внутри треугольника в табл. 1) имеют только поворотные оси, то есть т. г. с. 532. Судя по тому, что они названы в статье [3] *skew classes* (скошенные, асимметричные классы), каждый символ (h, k) означает отдельный класс, в каждом — один капсид. Это не логично, так как преобразование подобия любой капсид порождает бесконечную серию одинаково

устроенных капсидов: $(h, k) \rightarrow (fh, fk)$... Табл. 1 вся состоит из таких серий, начинающихся с (h, k) , у которых h и k не имеют общих делителей.

Табл. 1 содержит и более интересные связи. Капсид $(1, 1)$ получается из $(1, 0)$ как усечённый икосаэдр из додекаэдра — дуальным переходом и отсечением всех вершин. Как это выразить алгебраически? На целочисленной решётке (рис. 2) рёбра (h_1, k_1) и (h_2, k_2) двух капсидов выражаются друг через друга линейно. Пусть искомого преобразование имеет вид: $(h_1, k_1) \rightarrow (h_2, k_2) = (ah_1 + bk_1, ch_1 + dk_1)$. В статье [6] показано, что оно утрачивает триангуляционное число. Из условия $T_2 = 3T_1$ находим, что для любого (h_1, k_1) оно разрешимо лишь в случае: $(h_1, k_1) \rightarrow (h_1 + 2k_1, h_1 - k_1)$. Подстановкой легко убедиться в переходах $(f, 0) \rightarrow (f, f) \rightarrow (3f, 0) \rightarrow (3f, 3f)$... Тем самым две серии $(f, 0)$ и (f, f) объединяются в класс $-5-3m$ (рис. 3, соединения 16–48–..., 25–75–... и др. подразумеваются). Аналогично объединяются в классы 532 пары (гомологические по отношению друг к другу) серий, образованных *skew*-капсидами (h, k) и $(h + 2k, h - k)$. Читатель легко сделает это самостоятельно с помощью табл. 1. При этом капсиды (h, k) , не сводимые к более простым, названы нами генераторами. Их критерий: h и k взаимно просты, $h - k$ не делится на 3 (табл. 2). Заметим, что изомеры существуют и среди генераторов.

Общее преобразование капсида

Нельзя ли найти преобразование капсида в любой другой: $(h_1, k_1) \rightarrow (h_2, k_2)$ — как это сделано для фуллеренов, моделирующих микроразвитии скелетов радиоларий [7]? По сути, задача состоит в повороте вектора (h_1, k_1) , образующего угол α_1 с осью h , до вектора (h_2, k_2) , образующего угол α_2 с осью h , и дополнительном растяжении/сжатии (рис. 4). В ортогональной декартовой системе координат преобразование имеет вид:

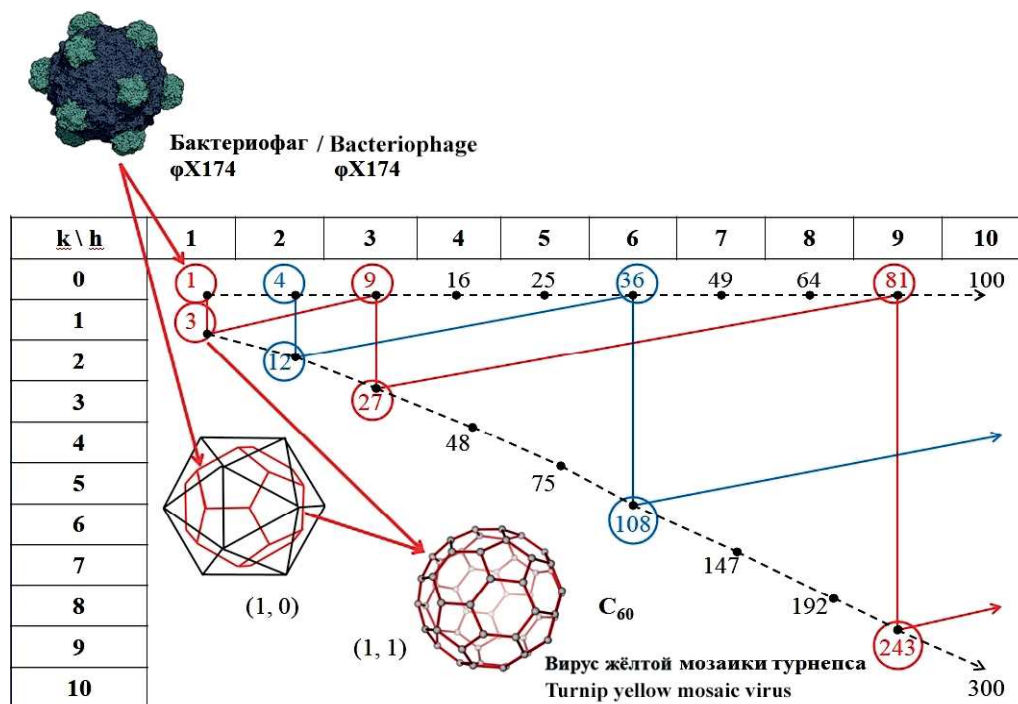


Рис. 3. Связь двух гомологических серий $-5-3m$

Fig. 3. The relationship of two homologous series $-5-3m$



Таблица 2. Триангуляционные числа T для капсидов-генераторов

Table 2. Triangulation numbers T for capsid generators

k\h	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0	1									
1		7	13		31	43		73	91	
2			19				67		103	
3				37	49		79	97		139
4					61				133	
5						91	109		151	
6							127			
7								169	193	
8									217	
9										271
10										

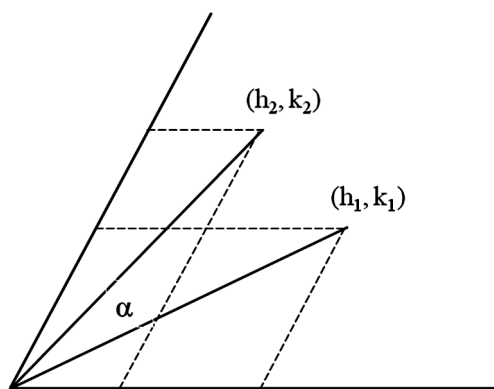
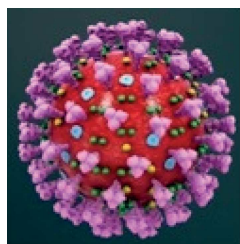


Рис. 4. К описанию общих преобразований икосаэдрического капсида

Fig. 4. To the description of general transformations of an icosahedral capsid

$$\begin{pmatrix} x_2 \\ y_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} x_1 \\ y_1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos \alpha & \sin \alpha \\ -\sin \alpha & \cos \alpha \end{pmatrix} \begin{pmatrix} t & 0 \\ 0 & t \end{pmatrix},$$

где $\alpha = \alpha_2 - \alpha_1$, коэффициент растяжения $t = (T_2/T_1)^{1/2}$.

Формулы перехода к косоугольной (60°) системе координат: $x_1 = T_1^{1/2} \cos \alpha_1$, $y_1 = T_1^{1/2} \sin \alpha_1$, $x_2 = T_2^{1/2} \cos \alpha_2$, $y_2 = T_2^{1/2} \sin \alpha_2$. Выражаем тригонометрические функции через стороны треугольников (рис. 4) и после преобразований получаем:

$$\begin{pmatrix} 2h_2 + k_2 \\ \sqrt{3} k_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 2h_1 + k_1 \\ \sqrt{3} k_1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos \alpha & \sin \alpha \\ -\sin \alpha & \cos \alpha \end{pmatrix} \sqrt{T_2/T_1}.$$

Задав (h_1, k_1) и (h_2, k_2) , находим коэффициент растяжения $(T_2/T_1)^{1/2}$ и угол $0 \leq \alpha \leq 60^\circ$.

Рассмотренные выше частные случаи следуют из полученного уравнения. Для преобразований подобия $(h_1, k_1) \rightarrow (h_2, k_2) = (f h_1, f k_1)$ подстановкой получим, что матрица поворота единичная: $\cos \alpha = 1$, $\sin \alpha = 0$, то есть $\alpha = 0$. Действительно, указанные серии объединяют капсиды с гранями, одинаково ориентированными в системе координат (рис. 2). Для переходов между гомологическими сериями $(h_1, k_1) \rightarrow (h_2, k_2) = (h_1 + 2k_1, h_1 - k_1)$ находим общее решение: $\alpha = \arcsin [1/2 - 3k_1(h_1 + k_1) / 2T_1]$. При $k_1 = 0$, $\alpha = 30^\circ$, при $k_1 = h_1$, $\alpha = -30^\circ$; в обоих случаях коэффициент растяжения равен $\sqrt{3}$.

Действительно, в дуальных преобразованиях последовательные переходы отличаются лишь знаком поворота.

Выводы

Икосаэдрические вирусы — весьма содержательный объект кристаллографического, комбинаторно-геометрического и алгебраического исследования. Сегодня неясно, какие из вирусов, теоретически упорядоченных в табл. 1 и 2, реально действуют в природе. Их многообразие должно ограничиваться размерным фактором. Но уже очевидна важная роль капсидов $(1, 0)$, $(2, 1)$ и $(3, 1)$, стоящих в начале таблицы, не сводимых к более простым, а наоборот, продуцирующих (в морфологическом смысле) двумя указанными способами (преобразованием подобия и дуальным переходом к гомологической серии) подавляющую часть известного многообразия. В поисках способов разрушения капсидов следует обратить на них особое внимание.

Описывает ли найденное выше общее преобразование капсидов реальный процесс? Нам это неизвестно. Но можно задать вирусологам связанный вопрос: сопровождаются ли мутации коронавируса изменением длины свернутой в капсиде ДНК/РНК? Если да, то из соображений целесообразности, с очевидностью, воплощенной природой в структуре капсида, следует ожидать, что вирус подгоняет его под необходимый объем содержимого. Возможно, здесь кроется лазейка для разрушающего физического/химического воздействия на механизм построения капсида мутирующего вируса. Из выполненного исследования можно сделать выводы.

- Номенклатуру икосаэдрического капсида следует строить на символе (h, k) его икосаэдрической грани, однозначно фиксирующем её ориентацию относительно плотнейшей упаковки белковых глобул.

- Классификация капсидов по т. г. с. $-5-3m$ (с плоскостями) и 532 (без них) логична. Но класс $-5-3m$ состоит из двух гомологических серий $(f, 0)$ и (f, f) , где $f = 1, 2, 3, \dots$, связанных дуальным переходом $(h_1, k_1) \rightarrow (h_1 + 2k_1, h_1 - k_1)$.

- Класс 532 тоже состоит из серий $(f h, f k)$, порождаемых генераторами (h, k) , узнаваемыми по критерию: h и k взаимно просты, $h - k$ не делится на 3. У каждой серии в классе есть гомологическая, связанная дуальным переходом $(h_1, k_1) \rightarrow (h_1 + 2k_1, h_1 - k_1)$.

- Предположительно, коронавирус SARS-CoV-2 имеет капсид $(2, 0)$, т. г. с. $-5-3m$, $T = 4$, аналогичный



вирусу полиомы, второй в серии гомологов $T = f2$, порождаемой генератором $(1, 0)$ — бактериофагом $\phi X174$. Его эффективность определена не специфической морфологией, а функциональными особенностями.

- Получено общее преобразование, описывающее переходы $(h_1, k_1) \rightarrow (h_2, k_2)$. Икосаэдрические капсиды — редкий случай биологической организации, когда удалось получить столь общий результат, даже если он имеет лишь теоретическое значение.

- Представляет интерес следующая задача: частота встречаемости икосаэдрических вирусов классов — $5m$ и 532 , в частности различных видов (h, k) , ещё детальнее — вирусов-изомеров.

Литература

1. Лурия С., Дорнелл Дж., Балтимор Д., Кэмпбелл Э. Общая вирусология. М.: Мир, 1981. 680 с.
2. Рус Э., Стернберг М. Введение в молекулярную биологию: от клеток к атомам. М.: Мир, 2002. 142 с.
3. Caspar D. L. D., Klug A. Physical principles in the construction of regular viruses // Cold Spring Harbor Symp. Quant. Biol. 1962. V. 27. P. 1–24.
4. Schmalz T. G., Seitz W. A., Klein D. J., Hite G. E. Elemental carbon cages // J. Am. Chem. Soc. 1988. V. 110. N 4. P. 1113–1127.
5. Voytekhoysky Yu. L. Biomineral analogues in ontogeny and phylogeny // Paleont. J. 2015. V. 49. N 14. P. 1691–1697.

6. Voytekhoysky Yu. L. Homological series of icosahedral viruses and fullerenes // Paleont. J. 2016. V. 50. N 13. P. 1505–1509.

7. Voytekhoysky Yu. L., Stepenshchikov D. G. Fullerene transformations as analogues of radiolarian skeleton microevolution // Paleont. J. 2016. V. 50. N 13. P. 1544–1548.

References

1. Luria S. E., Darnell J. E., Jr., Baltimore D., Campbell A. General virology. New York: J. Wiley & Sons, 1978, 670 pp.
2. Rees A. R., Sternberg, M. J. E. From cells to atoms: an illustrated introduction to molecular biology. Oxford: Blackwell Sci. Publ., 1984, 150 pp.
3. Caspar D. L. D., Klug A. Physical principles in the construction of regular viruses. Cold Spring Harbor Symp. Quant. Biol., 1962, V. 27, pp. 1–24.
4. Schmalz T. G., Seitz W. A., Klein D. J., Hite G. E. Elemental carbon cages. J. Am. Chem. Soc., 1988, V. 110, No. 4, pp. 1113–1127.
5. Voytekhoysky Yu. L. Biomineral analogues in ontogeny and phylogeny. Paleont. J., 2015, V. 49, No. 14, pp. 1691–1697.
6. Voytekhoysky Yu. L. Homological series of icosahedral viruses and fullerenes. Paleont. J., 2016, V. 50, No. 13, pp. 1505–1509.
7. Voytekhoysky Yu. L., Stepenshchikov D. G. Fullerene transformations as analogues of radiolarian skeleton microevolution. Paleont. J., 2016, V. 50, No. 13, pp. 1544–1548.

Поступила в редакцию / Received 06.04.2020



Хроника, события, факты • Chronicle, events, facts



ИНФОРМАЦИЯ ДЛЯ УЧАСТНИКОВ КОНФЕРЕНЦИИ «СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ, ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ И ПРИКЛАДНОЙ МИНЕРАЛОГИИ»

INFORMATION FOR PARTICIPANTS OF THE CONFERENCE «MODERN PROBLEMS OF THEORETICAL, EXPERIMENTAL AND APPLIED MINERALOGY»

Глубокоуважаемые коллеги!

В связи со сложной эпидемиологической обстановкой оргкомитет Российской конференции с международным участием «Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии» (Юшкинские чтения — 2020) и сателлитного XIII Российского семинара по технологической минералогии «Минералого-технологическая оценка твердых полезных ископаемых, проблемы рудоподготовки и обогащения минерального сырья» информирует о переносе сроков проведения мероприятия с 19–22 мая на 7–10 декабря 2020 г. Желаем всем крепкого здоровья!

Председатель организационного комитета конференции, академик А. Асхабов

Dear Colleagues!

Due to a difficult epidemiological situation, the Organizing Committee of the Russian Conference with international participation «Modern Problems of Theoretical, Experimental and Applied Mineralogy» (Yushkin Readings — 2020) and the 13th Russian Seminar on Technological Mineralogy «Mineralogical and Technological Assessment of Solid Minerals, Problems of Ore Processing and Mineral Raw Processing» informs about the postponement of the event from May 19–22 to **December 7–10, 2020**. We wish you good health!

Chairman of the Organizing Committee of the Conference, Academician A. Askhabov



ИНФОРМАЦИЯ ДЛЯ УЧАСТНИКОВ КОНФЕРЕНЦИИ «ГЕОЛОГИЯ РИФОВ»

INFORMATION FOR PARTICIPANTS OF THE CONFERENCE «REEF GEOLOGY»

Глубокоуважаемые коллеги!

В связи со сложной эпидемиологической обстановкой и действующими ограничениями передвижения сотрудников научных и производственных организаций по территории России оргкомитет Всероссийского литологического совещания «Геология рифов» информирует о невозможности проведения нашего мероприятия в обычном формате в установленные ранее сроки.

Оргкомитетом было принято решение о проведении совещания в три этапа.

Первый этап: 23–25 июня 2020 г. — совещание в формате видеоконференции на базе сервера видеоконференций ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (информацию о регламенте и специфике участия для докладчиков устных сообщений и слушателей можно будет найти на официальном сайте совещания: <http://conf.uran.ru/Default?cid=reefs>). Молодежная школа будет проводиться в рамках совещания, как планировалось.

Второй этап: апрель–май 2021 г. — практический семинар «Разнообразие генетических типов пород органогенных сооружений» с просмотром коллекций шлифов и образцов (руководители — Н. А. Матвеева, Л. А. Шмелёва, число участников — до 10 чел.).

Третий этап: июль 2021 г. — геологическая экскурсия — полевой семинар на тему «Палеозойские органогенные сооружения бассейна р. Илыч, Северный Урал» (руководитель — Е. С. Пономаренко, число участников — 9 чел.).

Желаем всем крепкого здоровья!

Оргкомитет совещания

Dear colleagues!

Due to a hard epidemiological situation and restrictions for movement of employees of scientific and industrial organizations throughout Russia, the organizing committee of the All-Russian lithological meeting «Reef Geology» informs about impossibility of holding our event in a usual format at established dates.

The organizing committee decided to hold a meeting in three stages.

The first stage: June 23–25, 2020 — Video conference based on the server of Institute of geology FRC Komi SC UB RAS (please see policy and specifics of participation for reporters and listeners on the official website of the conference: <http://conf.uran.ru/Default?cid=reefs>). The youth school will be held as part of the conference as planned.

The second stage: April–May 2021 — Workshop "Variety of genetic types of rocks of organogenic buildups" with a review of collections of thin sections and samples (leaders N. A. Matveeva, L. A. Shmeleva, up to 10 participants).

The third stage: July 2021 — Geological field trip — field seminar on the theme "Paleozoic organogenic buildups at the Ilych river basin, Northern Urals" (leader E. S. Ponomarenko, 9 participants).

We wish you good health!

The organizing committee of the conference



С ДНЕМ ГЕОЛОГА!

Дорогие друзья и коллеги! Более полувека в начале апреля мы отмечаем наш профессиональный праздник — День геолога. В этом году это происходит в экстремальных условиях ограничительных мер и самоизоляции, что связано с пандемией новой коронавирусной инфекции. Но, несмотря ни на что, мы радуемся нашему празднику, встречаем его с чувством профессиональной гордости за нашу работу, за работу наших предшественников — советских геологов. Благодаря их великому труду страна в значительной степени конкурентоспособна в современном мире. В этом году с особой теплотой и благодарностью мы вспоминаем вклад геологов в обеспечение Великой победы. Работа геологов в годы войны была приравнена ратному труду.

Геология — уникальная область науки и уникальная профессия. Это хорошо понимают люди, посвя-

тившие свою жизнь геологии, они с гордостью носят это высокое звание — геолог. Правильно говорят, что геолог — это не только профессия, но и призвание.

С геологией связана жизнь и работа многих людей, и не только профессиональных геологов. Это и физики, и химики, и биологи, и т. д. Они увлеченно работают в поле и в лабораториях. Мы ценим их вклад в развитие геологической науки, минерально-сырьевой базы страны.

Я искренне поздравляю всех с праздником! Желаю новых открытий и хороших публикаций в нашем журнале, замечательных полевых сезонов и удачных маршрутов, скорейшего и благополучного выхода из режима самоизоляции!

Главный редактор, академик А. Асхабов





Dear friends and colleagues! For more than half a century, in early April, we have been celebrating our professional holiday — Geologist Day. This year, this happens in extreme conditions of restrictive measures and self-isolation connected with the pandemic of a new coronavirus infection. But in spite of everything we rejoice at our Holiday, we celebrate it with a sense of professional pride for our work and for the work of our predecessors — Soviet geologists. Thanks to their great work, our country is largely competitive in the modern world. This year, with special warmth and gratitude, we recall the contribution of geologists to the great Victory. The work of geologists during the war was given the status of military service.

Geology — a unique field of science and a unique profession. This is well understood by people who dedicate their

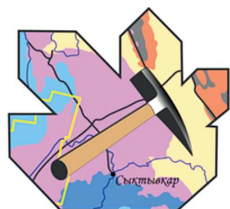
lives to geology; they proudly bear this high title «geologist». It is true that a geologist is not only a profession, but also a vocation.

The life and work of many people and not only professional geologists are associated with geology. These are physicists, chemists and biologists, etc. They enthusiastically work both in field and in laboratories. We value their contribution to the development of geological science, the mineral resource base of our country.

I sincerely congratulate everyone on the Holiday! I wish you new discoveries and good publications in our journal, wonderful field seasons and successful routes, a fast and safe exit from the regime of self-isolation.

Chief Editor, Academician A. Askhabov





XXIX НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ «СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВО, ИСТОРИЯ ЛИТОСФЕРЫ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА»

29th SCIENTIFIC CONFERENCE «STRUCTURE, SUBSTANCE, AND HISTORY OF THE TIMAN-NORTHERN URALS SEGMENT OF THE LITHOSPHERE»

24–26 ноября 2020 г. Институт геологии им. академика Н. П. Юшкина проводит 29-ю научную конференцию «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента». Конференция проводится ежегодно в течение 28 лет и является востребованной площадкой, где презентуют результаты исследований молодые ученые из множества научно-исследовательских, учебных и производственных учреждений различных регионов как нашей страны, так и стран ближнего зарубежья.

Научная программа

На конференции «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента» ежегодно проводится обсуждение вопросов по ряду геологических направлений. Традиционно обсуждаются вопросы четвертичной геологии, изотопной геохронологии, инженерной геологии, литологии и седиментологии, петрографии, стратиграфии, геологии нефти и газа, геохимии, геофизики, палеонтологии, минералогии, региональной геологии и другие. В конференции наряду с молодыми учеными участвуют их более опытные коллеги с пленарными лекциями (в качестве элементов научной школы).

Контрольные сроки

Представление заявок и тезисов докладов: **до 15 октября**

Рассылка программы: **15 ноября**

Заезд и регистрация участников: **23 ноября**

Открытие конференции: **24 ноября**

Контакты

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, ул. Первомайская, д. 54, Сыктывкар, 167982

(8212) 24-53-53 — приемная директора

(8212) 44-71-51 — Козырева Ирина Владимировна

(ученый секретарь Института геологии).

Факс: (8212) 24-09-70; 24-53-46

Эл. почта: juventus-geo@yandex.ru

Шмакова Александра Михайловна (секретарь организационного комитета конференции)

November 24–26, 2019, the N.P. Yushkin Institute of Geology will hold the 29th scientific conference «Structure, substance, and history of the Timan-Northern Urals segment of the lithosphere». The conference is held annually for 28 years and is a popular venue, where young scientists from a variety of research, educational and industrial institutions from various regions of both our country, and neighboring countries present their research results.

Scientific program

At the 29th scientific conference «Structure, substance, and history of the Timan-Northern Urals segment of the lithosphere» annually a discussion of issues in a number of geological areas is held.

Quaternary geology, isotope geochronology, engineering geology, lithology and sedimentology, petrography, stratigraphy, oil and gas geology, geochemistry, geophysics, paleontology, mineralogy, regional geology and others are traditionally discussed. Both young scientists and more experienced colleagues with plenary lecture (as elements of a scientific school) participate in reports.

Deadlines

Application submission: **October 15**

Program mailing: **November 15**

Arrival and registration of participants: **November 23**

Conference opening: **November 24**

Contacts

Institute of Geology Komi SC UB RAS, 54, Pervomayskaya st., Syktyvkar, 167982

+7 (8212) 24-53-53 — Director Office,

+7 (8212) 44-71-51 — Kozyreva Irina Vladimirovna (Scientific Secretary of N. P. Yushkin Institute of Geology)

Fax: +7 (8212) 24-09-70; 24-53-46

E-mail: juventus-geo@yandex.ru

Shmakova Alexandra Mikhailovna (Conference Organizing Committee Secretary)

Редакторы издательства:

О. В. Габова, К. В. Ордин (английский)

Компьютерная верстка:

Р. А. Шуктомов

Свид. о рег. средства массовой информации ПИ № ФС77-75435 от 19.04.2019, выданное Роскомнадзором. Отпечатано: 28.05.2020. Формат бумаги 60×84 1/8. Печать RISO. Усл. п. л. 6. Тираж 140. Заказ 1134. Учредитель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр «Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук» (ФИЦ Коми НЦ УрО РАН). Редакция, издательство, типография: издательско-информационный отдел Института геологии имени академика Н. П. Юшкина Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра «Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук» (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН). Адрес: 167982, Республика Коми, Сыктывкар, Первомайская, 54. Тел.: (8212) 24-51-60. Эл. почта: vestnik@geo.komisc.ru

На обложке использованы фото И. Астаховой, А. Перетягина, П. Безносова, Е. Кушмановой