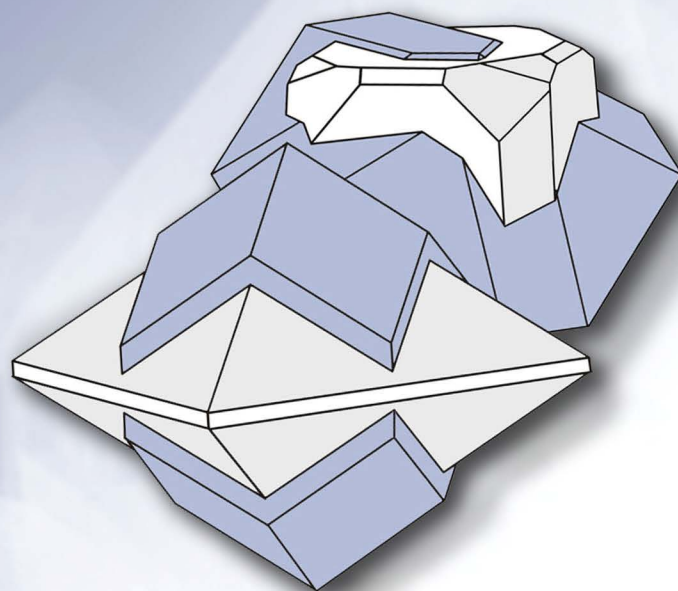


ISSN 2313-545X (print)
ISSN 2782-2044 (online)

МИНЕРАЛОГИЯ MINERALOGY

Том 10 № 2



2024

ISSN 2313-545X (print)
ISSN 2782-2044 (online)

Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии
Уральского отделения Российской академии наук

МИНЕРАЛОГИЯ

Том 10 № 2 2024 г. Июль

Основан в 2014 г.
Выходит 4 раза в год

South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology,
Urals Branch, Russian Academy of Sciences

MINERALOGY

Volume 10 No 2 2024 July

Founded 2014
Issued 4 times a year

МИНЕРАЛОГИЯ, 2024. Том 10. № 2

Международный научный рецензируемый журнал открытого доступа. Выходит 4 раза в год. Основан в 2014 г.

Учредитель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии Уральского отделения Российской академии наук

Тематика журнала «Минералогия» охватывает широкий спектр направлений минералогии, включая глобальную и региональную минералогию и минерагению, минералогию полезных ископаемых, технологическую минералогию, онтогению минералов и топоминералогию, эко- и биоминералогию и археологическую минералогию. Главной особенностью журнала является тесная связь результатов минералогических исследований с приоритетным направлением развития науки в РФ: «Рациональное природопользование».

Главный редактор:

В.В. Масленников, член-корр. РАН, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, Россия

Зам. главного редактора:

Е.В. Белогуб, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, Россия

Редакционная коллегия:

А.М. Асхабов, ИГ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар, Россия); А.И. Брусницын, СПбГУ (г. Санкт-Петербург, Россия); И.О. Галускина, Силезский университет (г. Катовице, Польша); Ю.Л. Войтеховский, РГПУ им. А.И. Герцена (г. Санкт-Петербург, Россия); С.Л. Вотяков, ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург, Россия); В.Г. Кривовичев, СПбГУ (г. Санкт-Петербург, Россия); Е.П. Макагонов, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, Россия); И.Ю. Мелекесцева, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, Россия); В.В. Мурзин, ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург, Россия); П. Нимис, Университет г. Падуи (г. Падуа, Италия); Л.А. Паутов, Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН (г. Москва, Россия); И.В. Пеков, МГУ (г. Москва, Россия); Э.В. Сокол, ИГМ СО РАН (г. Новосибирск, Россия); С.Ю. Степанов, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, Россия); С.Г. Тесалина, Кертин Университет (г. Перт, Австралия); Р. Херрингтон, Музей естественной истории (г. Лондон, Великобритания); В.Н. Удачин, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, Россия); М.А. Юдовская, ИГЕМ РАН (г. Москва, Россия), Университет Витватерсранда (г. Йоханнесбург, ЮАР).

Адрес издателя и редакции: Россия 456317, г. Миасс, Челябинская обл., тер. Ильменский заповедник, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН
Тел.: +7(3513)29-80-98

E-mail: journal-mineralogy@yandex.ru; *сайт:* www.journal.mineralogy.ru

© ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН

© Авторы статей

MINERALOGY 2024. VOL. 10. NO. 2

International scientific peer-reviewed open-access journal. Issued 4 times per year. Founded in 2014.

Founder: South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology, Urals Branch, Russian Academy of Sciences

Mineralogy covers a wide spectrum of the mineralogical sciences including global and regional mineralogy and minerageny, mineralogy of mineral deposits, technological mineralogy, ontogenesis of minerals and topomineralogy, eco- and biomineralogy, and archaeological mineralogy. The main feature of the Journal is the close relationship of the results of mineralogical studies with the priority area for the development of science in the Russian Federation: "Rational environmental management".

Editor-in-Chief:

Valery Maslennikov, SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia

Co-Editor:

Elena Belogub, SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia

Editorial Board:

Askhab Askhabov (Institute of Geology KSC RAS, Syktyvkar, Russia); Aleksey Brusnitsyn (St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia); Irina Galuskina (University of Silesia, Sosnowiec, Poland); Richard Herrington (Natural History Museum, London, UK); Vladimir Krivovichev (St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia); Evgeny Makagonov (Ilmeny State Reserve SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia); Irina Melekestseva (SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia); Valery Murzin (Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia); Paolo Nimis (University of Padova, Padova, Italy); Leonid Pautov (Fersman Mineralogical Museum RAS, Moscow, Russia); Igor Pekov (Moscow State University, Moscow, Russia); Ellina Sokol (Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk); Sergey Stepanov (SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia); Svetlana Tessalina (Curtin University, Perth, Australia); Valery Udachin (SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia); Yury Voytekhovskiy (Russian State Pedagogical University, St. Petersburg, Russia); Sergey Votyakov (Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia); Marina Yudovskaya (IGEM RAS, Moscow, Russia); University of the Witwatersrand, Johannesburg, South Africa).

Contacts: Ilmeny State Reserve, Miass, Chelyabinsk district, 456137 Russia, SU FRC MG UB RAS

Tel.: +7(3513)29-80-98

E-mail: journal-mineralogy@yandex.ru; *web-site:* www.journal.mineralogy.ru

СОДЕРЖАНИЕ

10(2), 2024

МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

- ВОСЕМЬ МИНЕРАЛЬНЫХ ВИДОВ В ОДНОМ КРИСТАЛЛЕ:
УНИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПОЛИХРОМНОГО ТУРМАЛИНА ИЗ
ЖИЛЫ КРУТАЯ (МАЛХАНСКОЕ ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ, ЗАБАЙКАЛЬЕ)
А.В. Касаткин, О.С. Верещагин, Л.А. Горелова, Д.И. Белаковский..... 5
- СВИДЕТЕЛЬСТВА ДЕФОРМАЦИОННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ
КВАРЦЕВОЙ ЖИЛЫ БЕРКУТИНСКАЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ) ПОД ДЕЙСТВИЕМ
ДИНАМОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
Л.Я. Кабанова 26
- РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ ПО ЗОНАМ И СЕКТОРАМ РОСТА
КРИСТАЛЛОВ СПОДУМЕНА (МЕСТОРОЖДЕНИЕ ПАШКИ, НУРИСТАН, АФГАНИСТАН)
М.А. Иванов, *Н. Хамдард, С.Г. Скублов, В.В. Смоленский* 46
- РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ БЕРИЛЛА ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
СПОДУМЕНОВЫХ ПЕГМАТИТОВ ПРОВИНЦИИ КУНАР, АФГАНИСТАН
С.Г. Скублов, А. Юсуфзай, А.Н. Евдокимов, А.К. Гаврильчик 58

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

- МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ СЛОЖНОСТИ
В АНАТОМИЧЕСКОЙ КАРТИНЕ КРИСТАЛЛОВ
В.А. Попов 78

CONTENTS

10(2), 2024

MINERALS AND MINERAL ASSEMBLAGES

EIGHT MINERAL SPECIES IN ONE CRYSTAL: UNIQUE ZONATION OF POLYCHROME TOURMALINE FROM THE KRUTAYA VEIN (MALKHAN PEGMATITE FIELD, TRANSBAIKALIA, RUSSIA) <i>A.V. Kasatkin, O.S. Vereshchagin, L.A. Gorelova, D.I. Belakovskiy</i>	5
EVIDENCES OF DEFORMATIONS OF MINERALS OF THE BERKUT QUARTZ VEIN (SOUTH URALS) AFFECTED BY DYNAMOMETAMORPHIC PROCESSES <i>L.Ya. Kabanova</i>	26
DISTRIBUTION OF TRACE ELEMENTS IN GROWTH ZONES AND SECTORS OF SPODUMENE CRYSTALS (PASHKI DEPOSIT, NURISTAN, AFGHANISTAN) <i>M.A. Ivanov</i> , <i>N. Hamdard, S.G. Skublov, V.V. Smolensky</i>	46
TRACE ELEMENT COMPOSITION OF BERYL FROM SPODUMENE PEGMATITE DEPOSITS OF THE KUNAR PROVINCE, AFGHANISTAN <i>S.G. Skublov, A. Yosufzai, A.N. Evdokimov, A.K. Gavrilchik</i>	56

BRIEF REPORTS

MORPHOLOGICAL DIFFICULTIES IN AN ANATOMICAL PATTERN OF THE CRYSTALS <i>V.A. Popov</i>	76
--	----



УДК 549.612 (571.55)

DOI: 10.35597/2313-545X-2024-10-2-1

ВОСЕМЬ МИНЕРАЛЬНЫХ ВИДОВ В ОДНОМ КРИСТАЛЛЕ: УНИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПОЛИХРОМНОГО ТУРМАЛИНА ИЗ ЖИЛЫ КРУТАЯ (МАЛХАНСКОЕ ПЕГМАТИТОВОЕ ПОЛЕ, ЗАБАЙКАЛЬЕ)

А.В. Касаткин¹, О.С. Верещагин², Л.А. Горелова², Д.И. Белаковский¹

¹Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Ленинский пр-т 18–2,
г. Москва, 119071 Россия; anatoly.kasatkin@gmail.com

²Институт наук о земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб. 7/9,
г. Санкт-Петербург, 199034 Россия

Статья поступила в редакцию 01.04.2024 г., после доработки 03.04.2024 г., принята к печати 18.04.2024 г.

Аннотация. Изучен уникальный необычно богатый марганцем концентрически-зональный полихромный кристалл из полости гранитного пегматита жилы Крутая Малханского пегматитового поля (Забайкалье), в котором присутствуют зоны, по составу отвечающие шести «действительным» и двум потенциально новым минеральным видам надгруппы турмалина. В статье приведены физические, химические и кристаллографические характеристики минералов. Темно-коричневое ядро кристалла максимально марганцовистое (до 9.6 мас. % MnO), сложено фторсилазитом, принсиваллеитом и Mn²⁺-F-аналогом фойтита. Зеленовато-желтая промежуточная зона состоит из богатых марганцем фторэльбаита и дарреллгенриита. Ее сменяет обедненная марганцем розовая зона, сложенная фторроссманином, россманином и их O²⁻-аналогом. Желтовато-зеленая периферическая зона полностью состоит из Mn-содержащего фторэльбаита поздней генерации. Содержание Mn понижается, а Li + Al увеличивается от центра темно-коричневой зоны к краю кристалла приблизительно до середины розовой зоны, где происходит инверсия эволюции состава турмалина, и эта тенденция сменяется на противоположную. На монокристалле фторсилазита из указанного образца решена его кристаллическая структура, R₁ = 2.4 %. Минерал тригональный, пространственная группа R3m, a = 15.9595(1), c = 7.14164(7) Å, V = 1575.31(3) Å³, Z = 3.

Ключевые слова: зональность кристалла, полихромный кристалл, турмалин, фторэльбаит, фторсилазит, принсиваллеит, дарреллгенриит, фторроссманин, кристаллическая структура, жила Крутая, Малханское пегматитовое поле.

Финансирование. Лабораторные исследования выполнены с использованием оборудования и аналитических возможностей ресурсного центра СПбГУ «Рентгendifракционные методы исследования».

Благодарности. Авторы выражают глубокую признательность И.В. Пекову, Е.В. Белогуб и И.Ю. Мелекесцевой за обсуждение материала статьи и критические замечания, М.Ю. Аносову – за любезно переданный для изучения полихромный кристалл турмалина, а руководству компании ООО «Технология» в лице директора К.А. Бухольцева и главного геолога П.Ф. Иванова – за подробную информацию о месте находки. В.О. Япаскурт и Ф. Нестола участвовали в лабораторном изучении минералов, а М.Д. Мильшина оказала неоценимую помощь в их фотосъемке и оформлении рисунков.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанных с рукописью.

Вклад авторов. А.В. Касаткин – разработка концепции, исследование; А.В. Касаткин, О.С. Верещагин, Л.А. Горелова, Д.И. Белаковский – аналитические/экспериментальные работы; А.В. Касаткин, О.С. Верещагин, Л.А. Горелова – написание черновика рукописи, визуализация, редактирование финального варианта рукописи. Все авторы одобрили финальную версию статьи перед публикацией.

Для цитирования: Касаткин А.В., Верещагин О.С., Горелова Л.А., Белаковский Д.И. Восемь минеральных видов в одном кристалле: уникальная зональность полихромного турмалина из жилы Крутая (Малханское пегматитовое поле, Забайкалье). Минералогия, **10(2)**, 5–25. DOI: 10.35597/2313-545X-2024-10-2-1.

EIGHT MINERAL SPECIES IN ONE CRYSTAL: UNIQUE ZONATION OF POLYCHROME TOURMALINE FROM THE KRUTAYA VEIN (MALKHAN PEGMATITE FIELD, TRANSBAIKALIA, RUSSIA)

A.V. Kasatkin¹, O.S. Vereshchagin², L.A. Gorelova², D.I. Belakovskiy¹

¹Fersman Mineralogical Museum RAS, Leninsky pt. 18–2, Moscow, 119071 Russia; anatoly.kasatkin@gmail.com

²Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, Universitetskaya nab. 7/9,

St. Petersburg, 199034 Russia

Received 01.04.2024, revised 03.04.2024, accepted 18.04.2024

Abstract. A unique unusually Mn-rich concentrically zoned polychrome crystal from the cavity of granite pegmatite of the Krutaya vein within the Malkhan pegmatite field (Transbaikalia) is studied. It consists of six valid and two potentially new mineral species of the tourmaline supergroup. The paper provides the detailed physical, chemical and crystallographic characteristics of minerals. A Mn-richest (up to 9.6 wt. % MnO) dark brown core of the crystal is composed of fluor-tsilaite, pryncivalleite and a Mn²⁺-F-analog of foitite. A greenish yellow intermediate zone consists of Mn-rich fluor-elbaite and darrellhenryite and is followed by a Mn-poor pink zone composed of fluor-rossmanite, rossmanite and their O²⁻-analog. A yellowish green peripheral zone consists of late-generation Mn-bearing fluor-elbaite. The Mn content decreases, while the Li + Al content increases from the center of the dark brown zone to the margin of the crystal approximately to the middle of the pink zone, where the evolution of the tourmaline composition is inverted and this trend becomes opposite. The crystal structure of fluor-tsilaite is refined on a single crystal extracted from this specimen, $R_1 = 2.4\%$. The mineral is trigonal, space group $R3m$, $a = 15.9595(1)$, $c = 7.14164(7)$ Å, $V = 1575.31(3)$ Å³, $Z = 3$.

Keywords: crystal zonation, polychrome crystal, tourmaline, fluor-elbaite, fluor-tsilaite, pryncivalleite, darrellhenryite, fluor-rossmanite, crystal structure, Krutaya vein, Malkhan pegmatite field.

Funding. The laboratory studies were carried out at the Research Park of St. Petersburg State University in the “X-ray Diffraction Centre”.

Acknowledgements. We are grateful to Igor V. Pekov, Elena V. Belogub and Irina Yu. Melekestseva for constructive and critical comments, which allowed us to improve the manuscript. Mikhail Yu. Anosov kindly provided the polychrome crystal. We thank Kontstantin A. Bukholtsev, director of the company “Technologiya” and its chief geologist Petr F. Ivanov for detailed information on the locality. Vasiliy O. Yapaskurt and Fabrizio Nestola assisted in analytical works and Maria D. Milshina helped with the photography of the samples and the preparation of the figures.

Conflict of interest. The authors declare that they have no conflicts of interest.

Author contribution. A.V. Kasatkin – conceptualization, investigation; A.V. Kasatkin, O.S. Vereshchagin, L.A. Gorelova, D.I. Belakovskiy – analytical/experimental works; A.V. Kasatkin, O.S. Vereshchagin, L.A. Gorelova – writing – original draft, visualization, writing – review & editing. All the authors approved the final version of the manuscript prior to publication.

For citation: Kasatkin A.V., Vereshchagin O.S., Gorelova L.A., Belakovskiy D.I. Eight mineral species in one crystal: unique zonation of polychrome tourmaline from the Krutaya vein (Malkhan pegmatite field, Transbaikalia, Russia). *Mineralogy*, **10(2)**, 5–25. DOI: 10.35597/2313-545X-2024-10-2-1

ВВЕДЕНИЕ

В соответствии с действующей номенклатурой общая кристаллохимическая формула минералов надгруппы турмалина может быть представлена как $^{[9]}X^{[6]}Y_3^{[6]}Z_6 (^{[4]}T_6O_{18})(^{[3]}BO_3)_3V_3W$ (Henry et al., 2011). По состоянию на 01.01.2024 г. надгруппа объединяла 39 членов со следующими видо-

образующими компонентами (The New IMA List of Minerals, <http://cnmnc.units.it/>):

$X = \text{Na, K, Ca}$ и вакансия (\square);

$Y = \text{Li, Mg, Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al, V}^{3+}, \text{Cr}^{3+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti}$;

$Z = \text{Mg, Fe}^{2+}, \text{Al, V}^{3+}, \text{Cr}^{3+}, \text{Fe}^{3+}$;

$T = \text{Si, Al}$;

$V = \text{O, OH}$;

$Z = \text{O, OH, F}$.

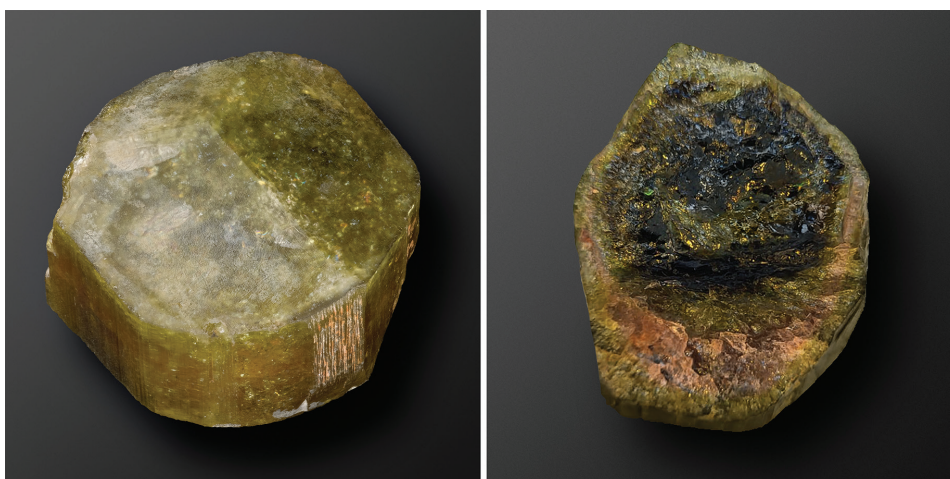


Рис. 1. Фрагмент кристалла зонально окрашенного турмалина, вид с противоположных сторон. $3.2 \times 3.2 \times 2$ см. Жила Крутая, Малханское пегматитовое поле. Фото М.Д. Мильшиной.

Fig. 1. A crystal fragment of zoned colored tourmaline, view from opposite sides. $3.2 \times 3.2 \times 2$ cm. Krutaya vein, Malkhan pegmatite field. Photo by M.D. Milshina.

В октябре 2022 г. М.Ю. Аносов передал авторам настоящей статьи несколько образцов турмалина из разных пегматитовых жил Малханского пегматитового поля в Забайкалье, обрабатываемых ООО «Технология». Среди них оказался небольшой фрагмент полихромного кристалла из малоизвестной жилы Крутая, добытый в 2020 г. Образец привлек внимание интересной концентрически-зональной окраской, включающей желто-зеленые, розовые, зеленовато-желтые и темно-коричневые зоны роста (рис. 1). По опыту авторов и имеющимся литературным данным, такая разнообразная цветовая гамма обычно свидетельствует о существенных вариациях химического состава, в т. ч. таких, которые не всегда могут быть описаны в рамках одного минерального вида.

Изученный кристалл оказался необычно богат марганцем, а подробное исследование его химического состава выявило в нем сочетание восьми минеральных видов надгруппы турмалина, как «действительных» (имеющих в рамках сегодняшней номенклатуры статус самостоятельных минеральных видов, утвержденных Комиссией по новым минералам, номенклатуре и классификации Международной Минералогической Ассоциации, далее КНМНК ММА), так и потенциально новых. Одним из таких потенциально новых членов надгруппы турмалина оказался F-аналог россманита (Selway et al., 1998). Его углубленное изучение проходило параллельно с настоящей работой, в результате чего в КНМНК ММА была подана заявка, и в феврале 2024 г. в качестве нового минерала ут-

вержден фторроссманит (IMA 2023–111; Kasatkin et al., 2024). Фторроссманит стал сороковым членом надгруппы. Самая большая по объему центральная зона темно-коричневого цвета сложена, преимущественно, фторсилазитом – наиболее богатым марганцем членом надгруппы турмалина. В настоящей статье подробно описан весь полихромный кристалл, а также приведены минералогическая и кристаллохимическая характеристики фторсилазита и остальных представителей надгруппы турмалина, входящих в его состав.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕСТЕ НАХОДКИ

Малханское пегматитовое поле расположено в Красночикойском районе Забайкальского края и занимает площадь около 60 км^2 на южных склонах Малханского хребта, в междуречье правых притоков реки Чикой – рек Могзон, Скакунья и Большая Речка. В геологическом отношении Малханское пегматитовое поле находится в юго-западной краевой части Малхано-Яблоновой структурно-формационной зоны, относящейся к каледонскому этапу складчатости (Загорский, Перетяжко, 2008). Эта территория представляет собой поднятие, ограниченное с северо-северо-запада и юго-юго-востока соответственно Хилокским и Чикойским глубинными разломами, вдоль которых в мезозойское время сформировались одноименные впадины. В геологическом строении Малханского поля участвуют парапетаморфические образования малханской серии верхнего протерозоя, нижнепалеозойский

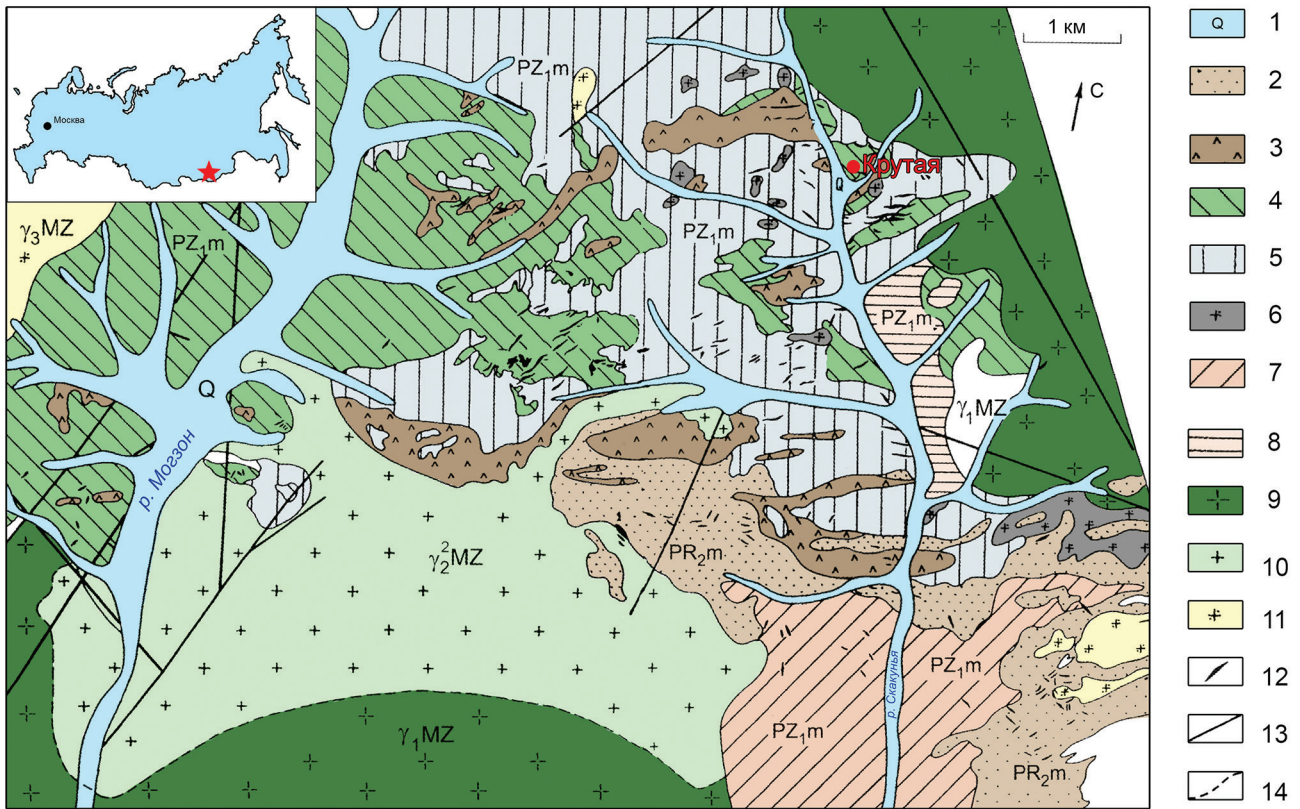


Рис. 2. Географическое расположение и схематическая геологическая карта Малханского пегматитового поля, по (Загорский, Перетяжко, 2008) с изменениями и упрощениями.

1 – четвертичные отложения (галечники, пески); 2 – нерасчлененная толща метародов малханской серии верхнего протерозоя (PR_{2m}, биотитовые и биотит-амфиболовые сланцы); 3–8 – метаортопороды нижнепалеозойского малханского комплекса (PZ_{1m}): 3 – более основные метагабброиды; 4 – менее основные метагабброиды, метадiorиты; 5 – кварцевые метадiorиты; 6 – ультраметаморфические биотитовые лейкограниты; 7 – амфибол-биотитовые граниты; 8 – биотитовые гнейсограниты, аплитовидные граниты; 9–11 – мезозойские граниты (MZ): 9 – биотитовые порфировидные граниты γ_1 ; 10 – двуслюдяные лейкограниты γ_2 ; 11 – жильные биотитовые двуслюдяные граниты, аплиты γ_3 ; 12 – пегматитовые жилы (жила Крутая обозначена красной точкой); 13 – тектонические нарушения; 14 – фациальные границы.

Fig. 2. Geographic location and schematic geological map of the Malkhan pegmatite field, modified and simplified after (Zagorskiy, Peretyazhko, 2008).

1 – Quaternary deposits (pebble, sand); 2 – undivided sequence of metarocks of the Upper Proterozoic Malkhan Group (PR_{2m}, biotite and biotite-amphibole schist); 3–8 – metaorthorocks of the Lower Paleozoic Malkhan complex (PZ_{1m}): 3 – more mafic metagabbroid; 4 – less mafic metagabbroid, metadiorite; 5 – quartz metadiorite; 6 – ultrametamorphic biotite leucogranite; 7 – amphibole-biotite granite; 8 – biotite gneiss-granite, aplite-like granite; 9–11 – Mesozoic granite (MZ): 9 – biotite porphyritic granite γ_1 ; 10 – two-mica leucogranite γ_2 ; 11 – vein biotite two-mica granite, aplite γ_3 ; 12 – pegmatite veins (the Krutaya vein is shown by a red dot); 13 – faults; 14 – facies boundaries.

малханский комплекс ортопород, мезозойские гранитоиды и пегматиты (рис. 2) (Алтухов и др., 1973; Загорский, Перетяжко, 2008).

Пегматиты с темноокрашенными турмалинами («шерлами») известны в этом районе с 1930-х гг., однако первая находка цветных турмалинов на вершине горы Орешная датируется только 1980 г. В 1983 г. экспедиция «Байкалкварцсамоцветы» начала детальные поисковые работы, которые вскоре

привели к открытию крупного поля миароловых пегматитов, получившего название Малханское. Его уникальность заключается в необычайной насыщенности пегматитовыми телами, содержащими самоцветы, в первую очередь, ювелирный и коллекционный турмалин (Загорский, Перетяжко, 2008). На сегодня здесь выявлено более 300 пегматитовых жил, в том числе более 40 турмалиноносных. Наиболее известные из них – Соседка, Моховая,

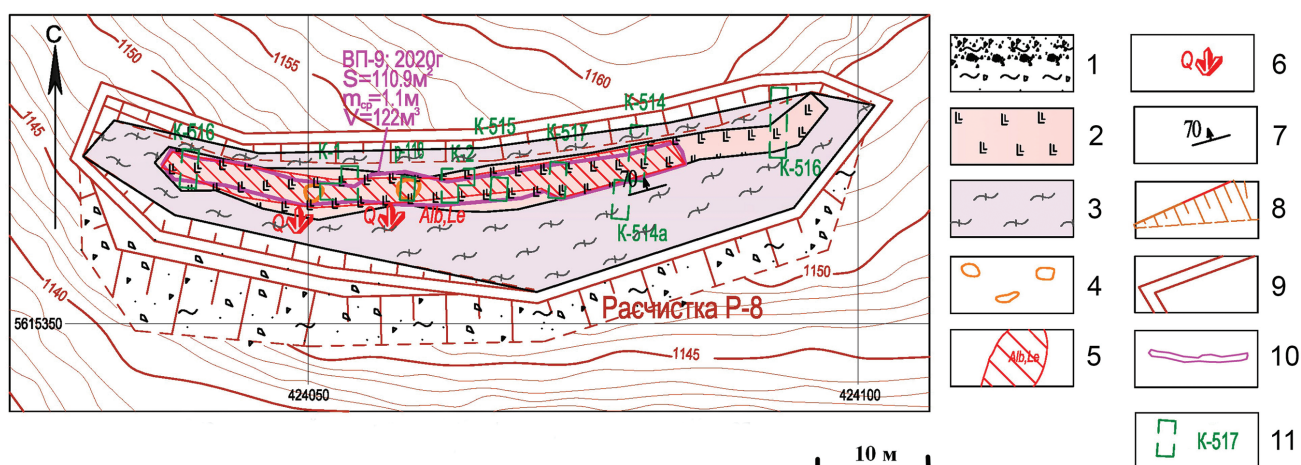


Рис. 3. Схематичный геологический план пегматитовой жилы Крутая, по (Иванов, Чуев, 2021).

1 – техногенный грунт; 2 – микроклиновые пегматиты; 3 – биотит-амфиболовые и амфиболовые гнейсы, амфиболиты; 4 – миаролы; 5 – область распространения альбит-лепидолит-турмалинового замещающего минерального комплекса; 6 – места находок кристаллов и друз кварца; 7 – наклонное залегание контактов пегматитовой жилы; 8 – отвал расчистки; 9 – контуры расчистки; 10 – место отбора валовой пробы с изученным кристаллом турмалина (обозначены номер пробы, год отбора, площадь, средняя мощность и объем); 11 – канавы, пройденные в 1983–1987 гг. экспедицией «Байкалкварцсамоцветы».

Fig. 3. Schematic geological map of Krutaya pegmatite vein after (Ivanov, Chuev, 2021).

1 – technogenic ground; 2 – microcline pegmatite; 3 – biotite-amphibole and amphibole gneisse, amphibolite; 4 – miaroles; 5 – area of albit-lepidolite-tourmaline mineral complex; 6 – places of finding of quartz crystals and druses; 7 – inclined occurrence of pegmatite vein contacts; 8 – clearing dump; 9 – clearing contours; 10 – sampling place of the studied tourmaline crystal (the sample number, year of sampling, area, average thickness and volume are indicated); 11 – trenches of 1983–1987 by Geological Expedition Baikalkvarcсаmotsvetvy.

Новая, Октябрьская, Светлая, Скакунья, Таборная, Иркутянка – дали тысячи первоклассных штуфов и отдельных кристаллов, которые украшают многие музейные и частные минералогические собрания.

Геология и минералогия Малханского пегматитового поля детально изучены. Прежде всего, следует назвать многочисленные труды В.Е. Загорского и И.С. Перетяжко, в которых освещены геологическое строение и геохимические особенности этого объекта, охарактеризованы внутреннее строение, минеральный состав и типы пегматитов, а также дано подробное описание слагающих их минералов (Загорский, Перетяжко, 1992а, 1992б, 2006, 2008; Загорский и др., 1999; Загорский, 2010). Различные вопросы геохимии и минералогии пегматитов Малханского поля разработаны в диссертации Е.В. Баданиной (1999). Малханское пегматитовое поле является местом первой находки пяти новых минералов – висмутоколумбита (Перетяжко и др., 1992), борокукеита (Zagorsky et al., 2003), оксивисмутомикролита (Kasatkin et al., 2020), ниобоксиолита-(Mn²⁺) (Chukanov et al., 2023) и фторросманита (Kasatkin et al., 2024). Ряд работ посвящен особенностям химического состава тур-

малинов из разных жил (Перетяжко и др., 1989; Vereshchagin et al., 2022).

При всем обилии литературы о Малханском поле нам не удалось найти в открытых источниках сколько-нибудь подробной информации о пегматитовой жиле Крутая, где был найден изученный в настоящей статье кристалл. Между тем, это одна из самых первых по времени открытия жил: она была обнаружена экспедицией «Сосновгеология» в 1981 г., т. е. до открытия самого пегматитового поля. В середине 1980-х гг. экспедицией «Байкалкварцсамоцветы» было пройдено несколько канав (рис. 3), выявивших в ней бедную турмалиновую минерализацию. Видимо, с этим связано отсутствие серьезного интереса к этому объекту: ювелирный и коллекционный материал, в отличие от вышеназванных высокопродуктивных жил, здесь не обнаружен. В связи с отсутствием опубликованных работ, посвященных жиле Крутая, ее описание дано по материалам геологического отчета, составленного специалистами компании ООО «Технология» (Иванов, Чуев, 2021).

Жила Крутая расположена в 250 м к северо-востоку от устья ручья Западный, залегает в мелкозернистых разгнейсованных метагэбброи-



Рис. 4. Жила Крутая после расчистки.

Поле зрения $\sim 16 \times 8$ м. Фото Е.Е. Новосёловой, лето 2021 г.

Fig. 4. Krutaya pegmatite vein after clearing.

Photo size is $\sim 16 \times 8$ m. Photo by E.E. Novoselova, summer 2021.

дах, представленных биотит-амфиболовыми и амфиболовыми гнейсами и амфиболитами, и круто падает на северо-северо-восток под углом $60\text{--}70^\circ$, с чем связано ее название. Длина жилы составляет 120 м, мощность в раздуве – 5 м, на флангах – до 1 м. На восточном фланге жила выклинивается, а на западном – прослеживается в свалах на 70–80 м при мощности около 1 м. Жила имеет нечеткое зональное строение (рис. 3). Ее большая часть сложена графическим пегматитом, состоящим из калиевого полевого шпата и альбита. В центральной части жилы отмечены оранжевый гранат, мусковит, берилл и турмалин и отдельные мелкие миаролы (размерами до 0.3×0.2 м), стенки которых инкрустированы кристаллами кварца. В 2020 г. компания ООО «Технология» возобновила работы на жиле (рис. 4), ее предполагаемая продуктивная часть была вскрыта сплошной расчисткой, а сама жила искусственно обнажена на протяжении 65 м. К сожалению, эти работы также не принесли положительного результата. Выход турмалина-сырца по валовой пробе составил первые сотые доли процента; кроме того, выявлено невысокое качество камня, в частности, его повышенная трещиноватость. Попытки изготовить из него мелкие изделия и сувенирную продукцию не увенчались успехом:

турмалин крошился при обработке на всех стадиях от резки до полировки. В результате жила была признана неперспективной для промышленного освоения (Иванов, Чуев, 2021), однако совершенно неожиданно дала чрезвычайно интересный минералогический материал.

ОПИСАНИЕ ОБРАЗЦА

Изученный образец в поперечном сечении имеет размеры 3.2×3.2 см, а его высота составляет 2 см. Он представляет собой, по всей видимости, отколотую головку призматического кристалла (рис. 1). Пояс призмы образован гранями $\{11\bar{2}0\}$ и $\{10\bar{1}0\}$, а завершается кристалл гранями тупой тригональной пирамиды $\{10\bar{1}1\}$. Грани призм осложнены параллельной главной оси штриховкой, в то время как грани пирамиды гладкие.

Кристалл в поперечном сечении характеризуется концентрическим типом цветовой зональности. Последовательность смены различно окрашенных зон от края к центру кристалла следующая: 1) желтовато-зеленая периферическая зона I; 2) розовая промежуточная зона II; 3) зеленовато-желтая промежуточная зона III; 4) темно-коричневая центральная зона IV (рис. 1, 5а, б). Мощность

зон сильно отличается. Краевая зона I – самая узкая, не более 0.1 см. Ширина зоны II варьирует в разных частях кристалла от 0.05 до 0.5 см, а зоны III – от 0.1 до 0.4 см. Наконец, темно-коричневое ядро – наиболее мощное, его диаметр составляет 2.2 см.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Из нижней части кристалла был аккуратно сделан поперечный срез, из которого изготовлены два аншлифа – Крут-1 и Крут-2. Первичное определение химического состава минералов выполнено с помощью сканирующего электронного микроскопа Hitachi FlexSEM 1000 с энерго-дисперсионным детектором Xplore Contact 30 и системой анализа Oxford AZtecLive STD при ускоряющем напряжении 15 кВ, диаметре зонда 2 мкм и поглощенном токе 10 нА на эталоне – металлическом кобальте (аналитик А.В. Касаткин).

Количественные анализы выполнены в Лаборатории локальных методов исследования вещества Геологического факультета Московского государственного университета (МГУ, г. Москва) на волновом электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8230 при ускоряющем напряжении 15 кВ, диаметре зонда 2 мкм и токе 50 нА (аналитик В.О. Япаскерт). Определявшиеся элементы, аналитические рентгеновские линии, кристаллы-анализаторы и использовавшиеся стандарты включают $FK\alpha$ (TAP) – CaF_2 ; $NaK\alpha$ (TAP), $AlK\alpha$ (TAP) и $SiK\alpha$ (TAP) – жадеит; $CaK\alpha$ (PET) – волластонит; $ScK\alpha$ (PET) – $ScPO_4$; $TiK\alpha$ (PET) и $MnK\alpha$ (LiF) – $MnTiO_3$; $CrK\beta$ (LiF) – Cr_2O_3 ; $FeK\alpha$ (LiF) – Fe_2O_3 . Содержания остальных элементов с атомными номерами выше, чем у кислорода, оказались ниже пределов обнаружения электронно-зондовым методом. Отметим, что применение кристалла-анализатора TAP для измерения содержания F позволило избежать возможного наложения линии $FK\alpha$ на линии $MnK\alpha$ 9-го порядка, $MnL\alpha$ и $MnL\beta$. При изучении зональности кристалла шаг между точками анализа был выбран в диапазоне 0.2–0.5 мм, что, с одной стороны, позволило полностью проследить эволюцию состава кристалла, а, с другой – исключить «наложения» составов.

Средние содержания Li и B в каждой из четырех зон определены с помощью атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой. Для этого соответствующие навески массой не менее 0.02 г помещали в пробирку с добавлением 2 мл азотной, 3 мл соляной и 5 мл плавиковой кислот и растворяли при 200 °С в течение

4 ч в печи микроволновой пробоподготовки MARS 6i Wave. После добавления деионизированной воды и удаления твердых частиц полученный раствор исследовался на атомно-эмиссионном спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Shimadzu ICPE-9820. Исползованный стандарт на оба элемента – Inorganic Ventures IV-STOCK-6. Измеренные содержания Li_2O оказались близки к расчетным в соответствии с уравнением из работы (Pesquera et al., 2016): Li_2O (мас.%) = $2.356 + 0.124SiO_2 - 0.121Al_2O_3 - 0.178FeO_{общее} - 0.162MnO$, а измеренные содержания B_2O_3 – к расчетным по стехиометрии, исходя из $B = 3$ атомов в формуле (а.ф.). Учитывая это обстоятельство, обе расчетные методики были использованы для определения содержания Li и B в каждой точке электронно-зондового анализа (табл. 1). Содержания H_2O вычислялись по стехиометрии, с учетом того, что $(O + OH + F) = 4$ а.ф. в структурных позициях ($V + W$). Все эмпирические формулы рассчитывались на сумму катионов в структурных позициях ($Y + Z + T$), равную 15, и 31 анион ($O + OH + F$). Отношение $O : (F + OH)$ определялось по балансу зарядов.

Заполнение структурных позиций в химических формулах осуществлялось поэтапно в соответствии с процедурой, указанной в действующей номенклатуре турмалинов (Henry et al., 2011). Сначала Na и Ca помещались в позицию X. Доля вакансии (\square) в этой позиции рассчитывалась по стехиометрическому соотношению, исходя из уравнения $Na + Ca + \square = 1$ а.ф. Далее, весь Si помещался в позицию T, а поскольку во всех без исключения анализах его оказалось несколько меньше 6 а.ф., то дефицит восполнялся Al из расчета $Si + Al = 6$ а.ф. На следующем этапе заполнялись позиции V и W с соблюдением баланса зарядов. В позицию W сначала помещался весь F, а затем O^{2-} и OH^- в соотношении, соответствующем балансу зарядов в формуле, где позиция V полностью занята OH^- . Таким образом, в позиции W получается $F^- + O^{2-} + OH^- = 1$ а.ф. Если условие баланса зарядов требует $F^- + O^{2-} > 1$ а.ф. (т. е. в позиции W отсутствует OH^-), то избыток O^{2-} помещался в позицию V. В последнюю очередь заполнялись октаэдрические позиции Y и Z. Строго говоря, при отсутствии структурных данных корректное расселение катионов по этим позициям невозможно. Тем не менее, поскольку во всех наших анализах количество Al значительно превысило 6 а.ф., и при этом полностью отсутствовал Mg, который во многих членах надгруппы турмалина входит в позицию Z, можно с большой долей уверен-

Таблица 1
Table 1Химический состав минералов надгруппы турмалина из жилы Крутая
Chemical composition of minerals of the tourmaline supergroup from the Krutaya vein

№ обр./зона	№ ан.	Мас. %													H ₂ O ^r	O = F	Сумма
		Li ₂ O ^a	Na ₂ O	CaO	MnO ^b	FeO ^b	Al ₂ O ₃	Sc ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	B ₂ O ₃ ^b	F				
Крут-1 / I	1	1.42	1.97	0.60	1.98	0.35	41.77	—	0.15	36.30	0.14	10.84	0.91	2.85	-0.38	98.90	
	2	1.42	1.62	0.63	1.52	0.54	42.17	—	0.16	36.34	0.13	10.86	1.03	2.82	-0.43	98.81	
	ср.	1.40	1.80	0.62	1.75	0.45	41.97	—	0.16	36.32	0.14	10.83	0.97	2.82	-0.41	98.82	
Крут-1 / II	3	1.60	0.93	1.15	0.54	0.15	43.24	—	—	37.00	0.19	11.01	0.93	2.98	-0.39	99.33	
	4	1.58	0.99	1.16	0.42	0.02	43.30	—	0.09	36.57	0.24	10.96	0.86	2.95	-0.36	98.78	
	5	1.69	0.99	1.17	0.40	0.07	42.55	—	0.25	36.80	0.19	10.95	0.93	2.99	-0.39	98.59	
	6	1.57	1.05	1.13	0.34	0.29	43.09	—	0.15	36.56	0.18	10.95	0.93	2.92	-0.39	98.77	
	7	1.60	1.07	1.20	0.28	0.09	43.30	—	—	36.69	0.22	10.98	0.90	2.91	-0.38	98.86	
	8	1.55	1.20	1.10	0.42	0.20	43.62	—	—	36.94	0.20	11.05	0.91	2.87	-0.38	99.68	
	9	1.56	1.22	1.20	0.64	0.09	43.02	—	0.10	36.51	0.21	10.95	0.84	2.90	-0.35	98.89	
	ср.	1.65	1.06	1.16	0.43	0.13	43.16	—	0.08	36.72	0.20	10.98	0.90	2.93	-0.38	99.02	
	9a	1.57	0.90	0.81	0.45	0.23	43.83	0.03	—	37.31	0.10	11.12	0.66	3.20	-0.28	99.93	
Крут-2 / II	9б	1.60	0.88	0.71	0.61	0.33	43.69	0.02	—	37.77	0.13	11.20	0.63	3.31	-0.27	100.61	
	9в	1.63	0.96	0.71	1.21	0.45	42.63	0.02	0.04	37.97	0.11	11.14	0.75	3.32	-0.32	100.62	
	9г	1.63	1.12	0.72	1.48	0.30	41.99	0.02	0.06	37.47	0.12	11.04	0.75	3.25	-0.32	99.63	
Крут-1 / III	10	0.98	1.32	0.92	4.54	0.04	41.04	0.05	—	34.93	0.36	10.60	0.94	2.69	-0.40	98.01	
	11	0.93	1.50	0.87	5.49	0.04	40.55	0.05	0.11	35.33	0.39	10.67	1.13	2.60	-0.48	99.18	
	12	0.87	1.63	0.84	6.17	—	40.02	0.07	0.23	35.13	0.41	10.61	1.01	2.62	-0.43	99.18	
	13	0.79	1.65	0.78	6.75	0.05	39.65	0.06	—	34.93	0.45	10.55	0.93	2.62	-0.39	98.82	
	14	0.77	1.59	0.77	7.11	0.04	39.43	0.05	—	35.01	0.46	10.57	1.06	2.59	-0.45	99.00	
	ср.	0.84	1.54	0.84	6.01	0.03	40.14	0.06	0.07	35.07	0.41	10.56	1.01	2.61	-0.43	98.76	
	15	0.73	1.67	0.75	7.32	0.05	39.30	0.05	—	34.84	0.51	10.50	1.04	2.58	-0.44	98.90	
	16	0.69	1.59	0.76	7.59	0.07	39.24	0.06	0.18	34.87	0.50	10.53	1.02	2.62	-0.43	99.29	
	17	0.65	1.65	0.72	7.86	0.27	38.73	0.05	0.12	34.72	0.56	10.48	1.01	2.58	-0.43	98.97	
	18	0.61	1.58	0.75	7.96	0.31	38.75	0.06	0.12	34.59	0.59	10.46	0.94	2.62	-0.40	98.94	
	19	0.64	1.62	0.74	7.99	0.17	38.82	0.06	0.08	34.69	0.50	10.46	0.72	2.73	-0.30	98.92	
	20	0.57	1.55	0.79	8.13	0.10	38.96	0.06	—	34.31	0.59	10.41	0.85	2.61	-0.36	98.57	
	21	0.60	1.51	0.49	8.82	0.12	38.29	0.07	0.11	34.94	0.46	10.50	0.73	2.87	-0.31	99.20	
	22	0.57	1.52	0.46	8.98	0.14	38.31	0.08	—	34.91	0.48	10.48	0.71	2.87	-0.30	99.21	
23	0.55	1.54	0.41	9.16	0.17	37.97	0.08	—	34.73	0.47	10.45	0.79	2.83	-0.33	98.82		
24	0.55	1.50	0.41	9.31	0.20	38.06	0.08	0.17	35.01	0.48	10.51	0.72	2.92	-0.30	99.60		
25	0.58	1.51	0.37	9.33	0.19	37.90	0.07	0.17	35.15	0.42	10.51	0.81	2.92	-0.34	99.59		
26	0.56	1.44	0.37	9.42	0.22	37.94	0.07	0.17	35.10	0.35	10.50	0.78	2.94	-0.33	99.53		
27	0.55	1.53	0.36	9.46	0.22	37.76	0.06	0.19	34.95	0.38	10.48	0.80	2.91	-0.34	99.31		
28	0.51	1.46	0.35	9.56	0.25	37.95	0.05	0.13	34.99	0.39	10.48	0.83	2.88	-0.35	99.48		
29	0.51	1.54	0.36	9.56	0.32	37.70	0.08	0.16	34.90	0.41	10.44	0.70	2.92	-0.29	99.18		
30	0.51	1.54	0.36	9.55	0.43	37.52	0.08	—	34.81	0.39	10.42	0.85	2.84	-0.36	98.94		
31	0.54	1.41	0.35	9.60	0.30	37.62	0.07	0.22	35.00	0.39	10.48	0.73	2.98	-0.31	99.38		
ср.	0.53	1.54	0.52	8.80	0.21	38.28	0.07	0.11	34.85	0.46	10.42	0.83	2.79	-0.35	99.06		

Примечание к табл. 1. № обр. – номер образца; № ан. – номер анализа; **ср.** – средние химические составы для каждой зоны; ^a – рассчитано по (Pesquera et al., 2016), для средних химических составов – данные атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой; ^b – весь марганец и железо приняты как MnO и FeO, соответственно; ^b – рассчитано по стехиометрии, для средних химических составов – данные атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой; ^r – рассчитано по стехиометрии. Прочерк – содержание соответствующего элемента ниже предела обнаружения электронно-зондовым методом.

Note. № обр. – sample number; № ан. – analysis number; **ср.** – mean chemical composition for each zone; ^a – calculated based on (Pesquera et al., 2016), for mean chemical compositions – data from AES-ICP; ^b – all Mn and all Fe are accepted as MnO and FeO, respectively; ^b – calculated by stoichiometry, for mean chemical compositions – data from AES-ICP; ^r – calculated by stoichiometry. Dash – the content of element is below detection limit of microprobe analysis.

ности предположить, что позиция целиком заполнена Al. Структурные данные для фторсилаизита (см. ниже) подтвердили это предположение. Оставшийся Al, а также Li, Mn, Fe, Cr, Sc и Ti были помещены, таким образом, в позицию Y.

Отнесение того или иного состава к конкретному минеральному виду осуществлялось в соответствии с действующей номенклатурой турмалинов (Henry et al., 2011) и утвержденными КНМНК ММА правилами о доминирующей валентности (Bosi et al., 2019). Сначала по преобладающему в позиции X компоненту определялась принадлежность минерала к группе щелочных турмалинов (Na > Ca и Na > □) или турмалинов с доминирующей вакансией (□ > Na и □ > Ca). Затем принимался в расчет доминирующий анион в позиции W – F⁻, OH⁻ или O²⁻. На последнем этапе по результатам заселенности позиции Y рассчитывался доминирующий минерал, определяющий формулу конечного члена соответствующего минерального вида в надгруппе турмалина.

В итоге, как будет показано ниже, нами установлены составы, попадающие в поля следующих восьми минеральных видов:

- 1) Фторэльбаит $\text{Na}(\text{Li}_{1.5}\text{Al}_{1.5})\text{Al}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3\text{F}$;
- 2) Фторроссманит $\square(\text{LiAl}_2)\text{Al}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3\text{F}$;
- 3) Россманит $\square(\text{LiAl}_2)\text{Al}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3(\text{OH})$;
- 4) Дарреллгенриит $\text{Na}(\text{LiAl}_2)\text{Al}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3\text{O}$;
- 5) Фторсилаизит $\text{NaMn}^{2+}_3\text{Al}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3\text{F}$;
- 6) Принсиваллеит $\text{Na}(\text{Mn}_2\text{Al})\text{Al}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3\text{O}$;
- 7) Оксо-аналог россманита/фторроссманита $\square(\text{Li}_{0.5}\text{Al}_{2.5})\text{Al}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3\text{O}$;
- 8) Mn²⁺-F-аналог фойтита $\square(\text{Mn}_2\text{Al})\text{Al}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3\text{F}$.

Для изучения физических и оптических свойств, а также получения рентгеновских данных из шлифов, предварительно изученных электронно-зондовым методом, извлекались фрагменты минералов каждой зоны.

Монокристалльные рентгеновские данные для фторэльбаита зон I и III и фторроссманита получены в лаборатории Департамента наук о Земле Университета Падуи (Италия) с помощью многофункционального рентгеновского дифрактометра Rigaku Oxford Diffraction SuperNova с детектором Pilatus 200K Dectris, на MoK α излучении при ускоряющем напряжении 50 кВ, силе тока 0.12 мА и размере фокуса рентгеновского пучка 0.12 мм (аналитик Ф. Нестола). Стандартное расстояние образец–детектор составляло 68 мм.

Монокристалльные рентгеновские данные для фторсилаизита получены в ресурсном центре «Рентгенодифракционные методы исследования» Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ, г. Санкт-Петербург). Съемка выполнена на монокристалльном дифрактометре XtaLAB Synergy-S diffractometer (Rigaku Oxford Diffraction, Japan), оборудованном HyPix-6000HE детектором на MoK α излучении ($\lambda[\text{MoK}\alpha] = 0.71073 \text{ \AA}$), при ускоряющем напряжении 50 кВ и силе тока 40 мА (аналитик Л.А. Горелова). Стандартное расстояние образец–детектор составляло 34 мм. Интегрирование полученного массива данных производилось в программном пакете CrysAlis Pro. Расшифровка и уточнение кристаллической структуры выполнены с использованием программного комплекса SHELX-2018 (Sheldrick, 2015).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ДИАГНОСТИКА МИНЕРАЛОВ

Для получения максимально подробных данных о химическом составе образца в шлифе Крут-1 были последовательно выполнены измерения в 45

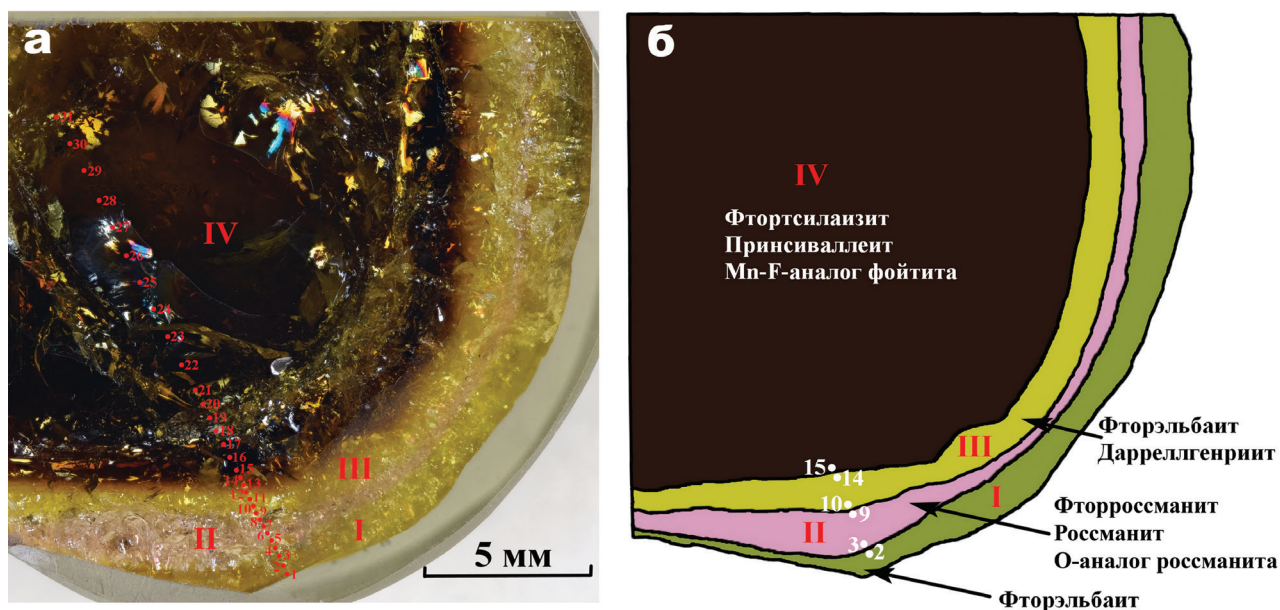


Рис. 5. Зональность кристалла турмалина из жилы Крутая, образец Крут-1: а – фото М.Д. Мильшиной; б – рисунок, показывающий резкие границы между зонами и их видовой состав.

Зоны: I – желтовато-зеленая, сложенная фторэльбаитом; II – розовая, сложенная фторроссманитом, россманитом и их O^{2-} – аналогом; III – зеленовато-желтая, сложенная фторэльбаитом и дарреллгенриитом; IV – центральная темно-коричневая, сложенная фтортсилаизитом, принсиваллеитом и Mn^{2+} -F-аналогом фойтита. Цифры на обоих рисунках соответствуют номерам анализов в табл. 1.

Fig. 5. Zonation of tourmaline crystal from Krutaya vein, sample Krut-1: a – photo by M.D. Milshina; б – sketch showing sharp boundaries between the zones and their mineral composition.

Zones: I – yellowish green composed of fluor-elbaite; II – pink composed of fluor-rossmanite, rossmanite and their O^{2-} – analog; III – greenish yellow composed of fluor-elbaite and darrellhenryite; IV – main dark brown composed of fluor-tsilaisite, princivalleite and Mn^{2+} -F-analog of foitite. Numbers in both figures correspond to numbers of analyses in Table 1.

точках от края к центру кристалла. Дополнительно 17 анализов были выполнены в аншлифе Крут-2. Наиболее представительные анализы приведены в табл. 1, а соответствующие им точки отмечены на рис. 5а. Средние химические составы для каждой зоны и усредненные эмпирические формулы для главных минералов каждой из зон даны в табл. 1 и 2.

Установлено, что разные цветовые зоны имеют разный химический состав и сложены разными членами надгруппы турмалина. Признаков секториальности в окраске кристалла не установлено, в связи с чем химический состав в секторах детально не изучался.

Желтовато-зеленая зона I (ан. 1–2, табл. 1) полностью состоит из Mn -содержащего фторэльбаита. Розовая зона II, преимущественно, сложена фторроссманитом (ан. 3–7). Небольшая часть анализов соответствует оксо-аналогу россманита/фторроссманита (ан. 8, 9). Кроме того, в аншлифе Крут-2 в розовой зоне найдены участки, по составу отвечающие собственно россманиту (ан. 9а–г).

Зеленовато-желтая зона III (ан. 10–14), в зависимости от преобладания F или O^{2-} в позиции W, сложена, соответственно, богатыми марганцем фторэльбаитом или дарреллгенриитом. Большая часть анализов здесь соответствует фторэльбаиту. Темно-коричневая зона IV составляет самую большую часть изученного кристалла. Главный минерал зоны – фтортсилаизит: на него приходится подавляющая часть объема кристалла (ан. 15–17, 21–30). Помимо этого, в зоне IV установлены принсиваллеит (ан. 18–20) и Mn^{2+} -F-аналог фойтита (ан. 31).

Таким образом, концентрически-зональный полихромный турмалин из жилы Крутая сложен восемью членами надгруппы турмалина, включая фторэльбаит, фторроссманит, россманит, дарреллгенриит, фтортсилаизит и принсиваллеит и два потенциально новых (O^{2-} -аналог россманита/фторроссманита и Mn^{2+} -F-аналог фойтита). По имеющейся у нас информации, это рекорд для одного кристалла турмалина.

Говоря о химическом составе изученного кристалла, нельзя не отметить отсутствие в нем Mg и очень низкое содержание Fe. Из относительно экзотических для турмалина примесных элементов отметим Sc. Он присутствует в небольшом, но устойчивом количестве (до 0.08 мас. % Sc_2O_3) практически во всех выполненных нами анализах.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И ОПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Главные минералы всех четырех зон прозрачные, их физические свойства не отличаются от таковых у обычных светлоокрашенных турмалинов. Значения вычисленной плотности даны в табл. 2.

Под микроскопом в проходящем свете все изученные минералы бесцветные. У них отсутствует плеохроизм, но наблюдается небольшой эффект псевдоабсорбции. Оптически все они одноосные отрицательные. Их показатели преломления, измеренные в иммерсионных жидкостях ($\lambda = 589$ нм), указаны в табл. 2. Разница между показателями преломления в разных зонах незначительная; некоторый разброс значений может быть связан как с различиями в химическом составе минералов, так и (в случае с показателем n) с небольшими отклонениями ориентированного сечения от идеального положения. На показатель ω ориентировка влияния не оказывает.

Величины индекса сходимости состава и свойств, рассчитанного по уравнению Гладстона-Дейла, приведены в табл. 2. Низкие значения этого индекса для главных минералов всех четырех зон (superior и excellent) подтверждают корректность наших электронно-зондовых данных, выбора расчетной методики для H_2O и степени окисления +2 для Mn и Fe.

РЕНТГЕНОВСКИЕ ДАННЫЕ ИЗУЧЕННЫХ ТУРМАЛИНОВ И КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ФТОРТСИЛАИЗИТА

Монокристалльное рентгеновское исследование главных минералов каждой из четырех зон показало, что все они тригональные. Параметры элементарных ячеек (табл. 2) близки между собой.

Нами уточнена кристаллическая структура фтортсилаизита, слагающего наибольшую по объему зону (ядро) изученного кристалла. Кристаллографические данные, условия съемки и параметры

уточнения кристаллической структуры фтортсилаизита приведены в табл. 3. Длины межатомных связей в его структуре приведены в табл. 4. Файл со структурной информацией доступен в качестве электронного приложения к статье, а также в базе данных ICSD (#CSD 2345011).

Параметры элементарной ячейки изученного фтортсилаизита $a = 15.9595(1)$, $c = 7.1416(1)$ Å, близки к полученным ранее для этого минерала из места его первой находки (Bosi et al., 2015) и значительно превышают значения для присиваллеита (Bosi et al., 2022; табл. 3).

Результаты уточнения кристаллической структуры малханского фтортсилаизита хорошо согласуются с его химическим составом (табл. 1, 2). Так, X-позиция наполовину заселена Na (~0.50 а.ф.), в то время как доля вакансии – чуть менее половины (~0.40 а.ф.), а содержание Ca незначительно (~0.10 а.ф.). Размер XO_9 полиэдра в изученной структуре (2.587 Å) близок, но несколько меньше, чем в структуре фтортсилаизита (Bosi et al., 2015) и присиваллеита (Bosi et al., 2022; табл. 4). Такое уменьшение, скорее всего, связано с меньшими долями вакансии и кальция в структурах ранее изученных турмалинов ($\text{Na}_{0.69}\square_{0.29}\text{Ca}_{0.02}$ и $\text{Na}_{0.54}\square_{0.35}\text{Ca}_{0.11}$, соответственно).

Состав Y-позиции рассчитан с учетом ее рассеивающей способности (20.00) и размеров YO_6 октаэдра и указывает на доминирующую роль двухвалентного Mn (~1.33 а.ф.) и Al (~1.27 а.ф.) и подчиненное значение Li (~0.35 а.ф.), в то время как суммарное содержание остальных элементов (Fe + Sc + Cr) мало (~0.05 а.ф.). Размер YO_6 октаэдра в изученной структуре (2.047 Å) в пределах ошибки идентичен размеру YO_6 октаэдра в структуре фтортсилаизита (2.044 Å; Bosi et al., 2015), что вместе с данными о химическом составе рассматриваемых турмалинов указывает на сходную заселенность их YO_6 октаэдров ($\text{Mn}_{1.29}\text{Al}_{1.21}\text{Li}_{0.56}\text{Ti}_{0.03}$, Bosi et al., 2015).

Состав Z-позиции также рассчитан с учетом ее рассеивающей способности (13.00) и размеров ZO_6 октаэдра (1.913 Å). Полученные данные указывает на полную заселенность ZO_6 октаэдра Al (~6 а.ф.). Интересно отметить, что размер ZO_6 октаэдра в изученной структуре в пределах ошибки также идентичен размеру ZO_6 октаэдра в структуре фтортсилаизита (1.914 Å; Bosi et al., 2015), что вместе с данными о химическом составе рассматриваемых турмалинов указывает на сходную заселенность их YO_6 октаэдров (Al₆; Bosi et al., 2015).

Таблица 2
 Table 2
 Данные о главных минералах полихромного кристалла турмалина из жилы Крутая
 Data on main minerals of polychrome tourmaline crystal from Krutaya vein

Зона		I	II	III	IV
Главный минерал		Фторэльбаит	Фторросманит	Фторэльбаит	Фтортсिलाзит
Усредненная эмпирическая формула	X	(Na _{0,56} Ca _{0,11} □ _{0,33})Z ₁	(□ _{0,47} Na _{0,33} Ca _{0,20})Z ₁	(Na _{0,49} Ca _{0,15} □ _{0,36})Z ₁	(Na _{0,50} Ca _{0,09} □ _{0,41})Z ₁
	Y	(Al _{1,75} Li _{0,90} Mn _{0,24} Fe _{0,08} Cr _{0,02} Ti _{0,02})Z _{2,99}	(Al _{1,86} Li _{1,05} Mn _{0,06} Fe _{0,02} Ti _{0,02} Cr _{0,01})Z _{3,02}	(Al _{1,53} Mn _{0,84} Li _{0,55} Ti _{0,06} Fe _{0,01} Cr _{0,01} Sc _{0,01})Z ₃	(Al _{1,28} Mn _{1,24} Li _{0,35} Ti _{0,04} Fe _{0,03} Sc _{0,01} Cr _{0,01})Z _{2,98}
	Z	Al ₆	Al ₆	Al ₆	Al ₆
Параметры ячейки	$[T_{O_{18}}](B_3O_9)$	$[(Si_{5,82}Al_{0,18}Zn_{0,18}O_{18})(B_3O_9)(OH)_3[F_{0,49}(OH)_{0,02}O_{0,49}]_1]$	$[(Si_{5,81}Al_{0,19}Zn_{0,18}O_{18})(B_3O_9)(OH)_3[F_{0,45}(OH)_{0,09}O_{0,45}]_1]$	$[(Si_{5,76}Al_{0,24}Zn_{0,18}O_{18})(B_2,99O_9)(OH)_{2,86}O_{0,14}]_{2,83}[F_{0,52}O_{0,48}]_1]$	$[(Si_{5,79}Al_{0,21}Zn_{0,18}O_{18})(B_2,99O_9)(OH)_3[F_{0,44}(OH)_{0,09}O_{0,47}]_1]$
	a, Å	15.829(4)	15.800(3)	15.898(7)	15.9595(1)
	c, Å	7.100(3)	7.0943(15)	7.109(3)	7.14164(7)
Плотность вещ, г/см ³	V, Å ³	1540.6(8)	1533.8(6)	1556(1)	1575.31(3)
	ω	3.078	3.059	3.120	3.126
Показатели преломления:	ε	1.648(2)	1.647(2)	1.648(2)	1.651(2)
	ε	1.627(2)	1.628(2)	1.628(2)	1.629(2)
Индекс схожести		0.016 (superior)	0.015 (superior)	0.026 (excellent)	0.024 (excellent)

Примечание: Эмпирические формулы рассчитаны в соответствии со средним химическим составом каждого минерала (Табл. 1).
 Note: Empirical formulae are calculated resulting from the mean chemical composition of each mineral (Table 1).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Размеры TO_4 тетраэдра (1.622 Å) и его рассеивающая способность (13.96) незначительно отличаются от тетраэдра, заселенного исключительно Si (Vereshchagin et al., 2018), что вместе с данными о химическом составе указывает на незначительную примесь Al.

Изученный кристалл турмалина из жилы Крутая уникально богат марганцем – до 9.6 мас. % MnO. В литературе найден всего один опубликованный анализ, где содержание MnO в турмалине больше – 11.63 мас. % в тсилазите из пегматитов острова Эльба, Италия (Bosi et al., 2015).

Исходя из окраски (желтые и коричневые цвета, рис. 1) и показателей преломления исследованных турмалинов (табл. 2), а также из данных рентгеноструктурного анализа о размерах октаэдров (табл. 4), мы полагаем, что весь Mn в кристалле находится в двухвалентной форме. Ранее было показано, что индикатором появления трехвалентного Mn в турмалинах является красный цвет (Ertl et al., 2012; Kurtz et al., 2020), отсутствующий в нашем образце, в то время как обогащенные двухвалентным Mn турмалины обычно окрашены в различные оттенки желтого, светло-зеленого и коричневого (Загорский, Перетяжко, 1992a; Ertl et al., 2012). Кроме того, присутствие трехвалентного Mn в существенном количестве свидетельствует о резко окислительной среде, в которой образовались турмалины, или об их длительном прогреве (см., напр., Ertl et al., 2012), что не согласуется с условиями минералообразования в пегматитах Малханского поля (Загорский, Перетяжко, 2006).

Локальность электронно-зондового метода позволила выявить особенности эволюции химического состава разных цветовых зон полихромного кристалла. Наиболее ранней и одновременно наиболее мощной зоной является темно-коричневое ядро кристалла (зона IV), сложенное фтортсилазитом с отдельными составами, отвечающими принсиваллиту и Mn^{2+} -F-аналогу фойтита. Все эти минеральные виды – максимально марганцовистые среди турмалинов. Отметим, что сонахождение в одном кристалле сразу трех турмалинов с видообразующим Mn – еще один аспект уникальности изученного нами образца. Наибольшая концентрация Mn (9.6 мас. % MnO, или 1.35 а.ф.) зафиксирована в самом центре зоны IV. При движении от центра к краю этой зоны содержание Mn

Таблица 3

Кристаллографические данные, условия съемки и параметры уточнения кристаллической структуры фторсиллаизита из жилы Крутая в сравнении с опубликованными данными для турмалинов с видообразующим Mn

Table 3

Crystal parameters, data collection and structure refinement details of fluor-tsilaizite from the Krutaya vein in comparison with published data on tourmalines with species-defining Mn

Кристаллографические данные			
Ссылка	Настоящая работа	Bosi et al., 2015	Bosi et al., 2022
Сингония, пространственная группа	Тригональная, $R\bar{3}m$		
a (Å)	15.9595(1)	15.9619(4)	15.9155(2)
c (Å)	7.1416(1)	7.1426(2)	7.1166(1)
V (Å ³)	1575.31(3)	1576.71(9)	1561.15(4)
Z	3		
Условия съемки и параметры уточнения кристаллической структуры			
Дифрактометр	Rigaku XtaLAB Synergy-S	Bruker Каппа Apex-II	
Излучение	MoK α		
Количество измеренных, независимых и наблюдаемых [$I > 2\sigma(I)$] рефлексов	15794, 1626, 1622	13288, 1746, –	11559, 1758, 1744
R_{int}	0.0151	–	0.0172
$2\theta_{max}$ (°)	70	95	75
R_1, wR_2, S	0.0237, 0.0654, 1.138	0.0166, 0.0393, –	0.0136
$\Delta\rho_{max}, \Delta\rho_{min}$ (e Å ⁻³)	0.97, –1.20	–	–0.34, 0.76

Таблица 4

Избранные межатомные длины связей (Å) в кристаллической структуре фторсиллаизита из жилы Крутая в сравнении с опубликованными данными по турмалинам с видообразующим Mn

Table 4

Selected interatomic bond lengths (Å) in crystal structure of fluor-tsilaizite from the Krutaya vein in comparison with published data on tourmalines with species-defining Mn

	Настоящая работа	Bosi et al., 2015	Bosi et al., 2022
X - O2 [3]	2.488(4)	2.503(3)	2.533(2)
- O4 [3]	2.758(3)	2.820(2)	2.792(2)
- O5 [3]	2.514(3)	2.759(2)	2.728(2)
Среднее	2.587	2.694	2.684
Y - O1(W) [1]	2.051(3)	2.051(1)	1.984(2)
- O2 [2]	1.987(2)	1.982(1)	1.978(1)
- O3v [1]	2.161(3)	2.150(2)	2.139(2)
- O6 [2]	2.047(2)	2.045(2)	2.0040(9)
Среднее	2.047	2.044	2.014
Z - O3(V) [1]	1.976(1)	1.9773(9)	1.9784(7)
- O6 [1]	1.859(2)	1.861(1)	1.8651(9)
- O7 [1]	1.880(2)	1.882(1)	1.8754(9)
- O7 [1]	1.958(2)	1.959(1)	1.9428(9)
- O8 [1]	1.885(2)	1.884(1)	1.8858(9)
- O8 [1]	1.919(2)	1.920(1)	1.9155(9)
Среднее	1.913	1.914	1.911
T - O4 [1]	1.638(1)	1.6244(7)	1.6252(5)
- O5 [1]	1.6266(9)	1.6373(8)	1.6393(6)
- O6 [1]	1.607(2)	1.609(1)	1.617(1)
- O7 [1]	1.616(2)	1.614(1)	1.6167(8)
Среднее	1.622	1.621	1.624
B - O2 [1]	1.364(4)	1.358(3)	1.362(2)
- O8 [2]	1.382(2)	1.384(2)	1.379(1)
Среднее	1.376	1.375	1.373

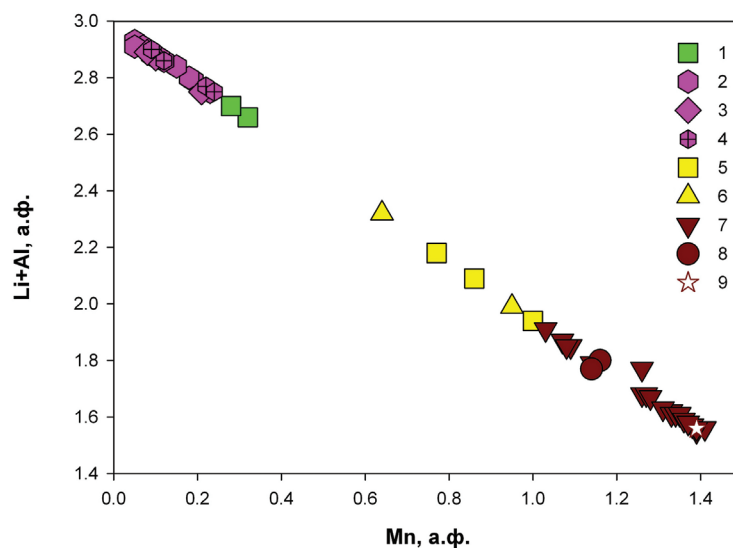


Рис. 6. Соотношение между Mn и Li + Al в позиции Y минералов надгруппы турмалина из жилы Крутая.

Символы минералов в легенде окрашены по цветам зон, к которым они относятся. Здесь и на рис. 7 и 8: 1 – фторэльбаит, зона I; 2 – фторроссманит, зона II; 3 – O²⁻-аналог россманита/фторроссманита, зона II; 4 – россманит, зона II; 5 – фторэльбаит, зона III; 6 – дарреллгенриит, зона III; 7 – фтортсилазит, зона IV; 8 – принсиваллеит, зона IV; 9 – Mn²⁺-F-аналог фойтита, зона IV.

Fig. 6. Correlation between Mn and Li + Al in the Y site in minerals of the tourmaline supergroup from the Krutaya vein.

Mineral symbols in legend are colored according to the colors of the zones they belong to. Here and on Figs. 7 and 8: 1 – fluor-elbaite, zone I; 2 – fluor-rossmanite, zone II; 3 – O²⁻-analog of rossmanite/fluor-rossmanite, zone II; 4 – rossmanite, zone II; 5 – fluor-elbaite, zone III; 6 – darrellhenryite, zone III; 7 – fluor-tsilaizite, zone IV; 8 – princivalleite, zone IV; 9 – Mn²⁺-F-analog of foitite, zone IV.

постепенно снижается с одновременным ростом содержания двух других октаэдрически координированных катионов – Li и Al, что обусловлено хорошо известным гетеровалентным изоморфным замещением по схеме $2^Y\text{Mn}^{2+} \rightarrow ^Y\text{Li}^+ + ^Y\text{Al}^{3+}$ (Bosi et al., 2015, 2022; Vereshchagin et al., 2018; рис. 6). Дальнейшая эволюция состава кристалла происходит путем прогрессирующего замещения фтортсилазитового/принсиваллеитового компонента на фторэльбаитовый/дарреллгенриитовый на протяжении всей зоны III. Граница зон II и III характеризуется резким уменьшением содержания Mn (от 0.63 до 0.09 а.ф.). Одновременно существенно вырастает содержание Li (от 0.65 до 1.00 а.ф.) и Al (от 1.66 до 1.86 а.ф.) (рис. 6). Переход от богатых марганцем фторэльбаита/дарреллгенриита к минимально марганцевистой «россманитовой» зоне и сопутствующая смена окраски кристалла с зеленовато-желтой на розовую обусловлены схемами изоморфного замещения $^X\text{Na}^+ + ^Y\text{Mn}^{2+} \rightarrow ^X\text{Al}^{3+} + ^Y\text{Li}^+$ и $2^X\text{Na}^+ + ^Y\text{Li}^+ \rightarrow 2^X\text{Al}^{3+} + ^Y\text{Al}^{3+}$. Далее, при движении к краю кристалла содержание Mn вновь начинает расти.

Переход от розовой к желтовато-зеленой, самой поздней по времени кристаллизации, зоне I сопровождается так называемой инверсией эволюции химического состава турмалина (Загорский, Перетяжко, 1992а). Все три указанные выше схемы изоморфизма начинают работать в обратном направлении: $2^X\text{Al}^{3+} + ^Y\text{Al}^{3+} \rightarrow ^X2\text{Na}^+ + ^Y\text{Li}^+$, $^X\text{Al}^{3+} + ^Y\text{Al}^{3+} \rightarrow ^X\text{Na}^+ + ^Y\text{Mn}^{2+}$ и $^Y\text{Li}^+ + ^Y\text{Al}^{3+} \rightarrow 2^Y\text{Mn}^{2+}$, в результате чего со сменой окраски в очередной раз меняется видовой состав зоны: розовые «россманиты» (россманит, фторроссманит и их O²⁻-аналог) уступают место желтовато-зеленому Mn-содержащему фторэльбаиту. Инверсия эволюции состава наглядно видна на бинарной диаграмме (рис. 6).

Отмеченные выше вариации химического состава подтверждаются монокристалльными рентгеновскими данными (табл. 2): максимальному содержанию Mn²⁺ (зона IV) соответствует наибольший объем элементарной ячейки ($V = 1575.31(3) \text{ \AA}^3$), а минимальному (зона II) – наименьший ($V = 1533.8(6) \text{ \AA}^3$). Такие изменения объема закономерно коррелируют с изменением ионного радиуса катионов, заселяющих позицию Y: замещение Mn²⁺

($R_{\text{ион}} = 0.83$) на более мелкие ионы Li ($R_{\text{ион}} = 0.76$) и Al ($R_{\text{ион}} = 0.535$; Shannon, 1976) приводит к уменьшению элементарной ячейки, и наоборот.

В отличие от позиции Y, закономерные изменения состава компонентов в анионной позиции W по мере движения от ядра кристалла к краю не выявлены. Содержание F, измеренное по срезу всего кристалла, варьирует в пределах 0.70–1.13 мас. % (0.37–0.58 а.ф.) (рис. 7). Следствием этого является наличие в нем не только F-, но также гидроксил- и окси-доминантных членов надгруппы турмалина, которые присутствуют попарно или все вместе во всех зонах, кроме зоны I. Изоморфные замещения в паре фторсилаизит–принсваллеит (зона IV) осуществляются по схеме ${}^Y\text{Mn}^{2+} + {}^W\text{F}^- \leftrightarrow {}^Y\text{Al}^{3+} + {}^W\text{O}^{2-}$, а в паре фторэльбаит–дарреллгенриит (зона III) – по схеме ${}^Y\text{Li}^+ + {}^W2\text{F}^- \leftrightarrow {}^Y\text{Al}^{3+} + 2{}^W\text{O}^{2-}$. В розовой зоне II переходы между фторросманитом и росманитом обусловлены простым изовалентным замещением F \leftrightarrow OH, а их переход к O²⁻-аналогу носит более сложный, гетеровалентный характер: ${}^Y\text{Li}^+ + 2{}^W\text{F}(\text{OH}) \leftrightarrow {}^Y\text{Al}^{3+} + 2{}^W\text{O}^{2-}$. Интересно наличие в розовой зоне составов с практически равным содержанием F-, гидроксил- и окси-компонента в этой позиции (ан. 32).

Выявленная заселенность позиции X (рис. 8) уникальна для малханских турмалинов. Если зоны I и III сложены Na-доминантными минералами, то в розовой зоне II, несмотря на некоторое увеличение содержания Ca, фиксируется резкий дефицит Na при одновременном отсутствии K. В результате, в этой зоне можно выделить сразу три минеральных вида с доминирующей в позиции X вакансией – фторросманит, росманит и их O²⁻-аналог. Центральная часть зоны IV также обеднена Na и Ca. В центре кристалла в позиции X преобладает вакансия (при содержании 1.4 мас. % Na₂O и 0.35 мас. % CaO), а турмалин может быть отнесен к Mn²⁺-F-аналогу фойтита. При движении к границе зоны содержания обоих компонентов (Na₂O и CaO) начинают неуклонно расти, достигая соответственно 1.7 и 0.75 мас. % у границы зоны. Переход от Mn²⁺-F-аналога фойтита к фторсилаизиту происходит по схеме ${}^X\text{O} + {}^Y\text{Al}^{3+} \rightarrow {}^X\text{Na}^+ + {}^Y\text{Mn}^{2+}$.

Отметим для сравнения, что ни в одном из тридцати восьми химически изученных В.Е. Загорским и И.С. Перетяжко (1992а) образцов турмалина из разных жил Малханского пегматитового поля доля вакансии не превышает 0.28 а.ф. Таким образом, представители надгруппы турмалина с преобладанием вакансии в позиции X установлены здесь впервые.

Как известно, цветовая зональность с резкими границами между зонами типична для турмалинов из гранитных пегматитов. Однако анализ литературных данных и собственный опыт изучения полихромных турмалинов (Малхан, Липовка на Урале, пегматиты Бразилии, Мозамбика, США и т. д.) показывают, что в химическом отношении зоны, как правило, отличаются между собой гораздо меньше, чем по цвету, а вариации содержания главных компонентов по зонам не всегда приводят к появлению в пределах одного кристалла различных минеральных видов. В изученном кристалле резкие границы маркируют не только смену цвета между зонами, но и изменение видового состава турмалина в соответствии с правилами действующей номенклатуры (рис. 5б). Так, граница между темно-коричневой зоной IV и зеленовато-желтой зоной III пролегает четко между точками анализов 15 и 14 (рис. 5б, табл. 1). Первая из них отвечает фторсилаизиту, а вторая имеет состав фторэльбаита. Ситуация повторяется и на границах других зон. Точка анализа 10, лежащая в зоне III, отвечает дарреллгенрииту, тогда как находящаяся в розовой зоне II точка анализа 9 – «оксо-росманиту». Это касается и соседних точек анализов 3 и 2, которые лежат не только в разных по цвету зонах II и I, но и в полях разных минеральных видов – фторросманита и фторэльбаита, соответственно. При этом ни один из минеральных видов, слагающих предыдущую зону, не повторяется в зоне, следующей за ней в поперечном срезе кристалла.

За исключением фторэльбаита, все диагностированные минеральные виды являются либо очень редкими, либо потенциально новыми.

Фторросманит утвержден в качестве нового минерального вида и является эндемиком Малхана.

Фторсилаизит был ранее описан только в одном из пегматитовых тел редкометального (Li-Cs-Ta) типа в карьере Гротта д'Оджи (Grotta d' Oggi), расположенном к северу от города Сан Пьеро ин Кампо (San Piero in Campo) на острове Эльба. Минерал был найден в единственном полихромном кристалле размерами ~9 × 6 см, состоящем также из тсилаизита и фторэльбаита (Bosi et al., 2015). На территории Российской Федерации фторсилаизит под этим названием не отмечался, однако мы не исключаем, что при пересчете анализов российских турмалинов из более ранних публикаций какие-то составы также могут попасть в его поле. Например, ряд анализов малханских турмалинов в монографии В.Е. Загорского и И.С. Перетяжко (1992а)

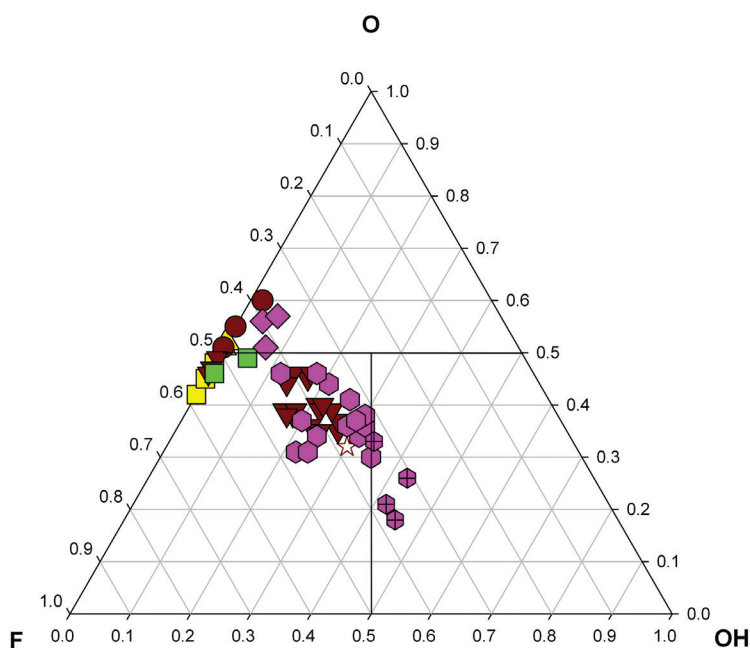


Рис. 7. Соотношение анионов, занимающих позицию W в минералах надгруппы турмалина из жилы Крутая.
 Fig. 7. Correlation between anions of W site in minerals of the tourmaline supergroup from the Krutaya vein.

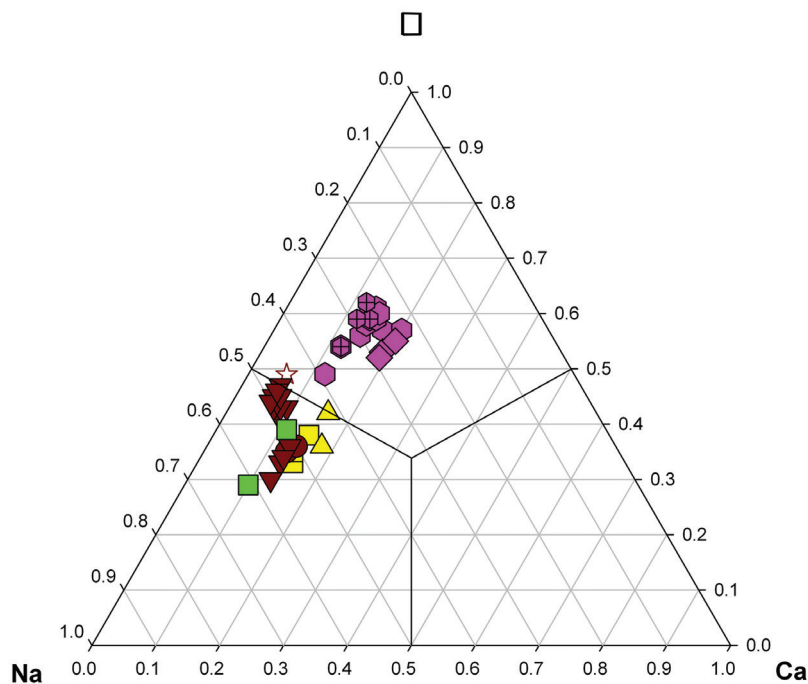


Рис. 8. Соотношение катионов и вакансии (□) в позиции X в минералах надгруппы турмалина из жилы Крутая.
 Fig. 8. Correlation between cations and vacancy (□) in the X site in minerals of the tourmaline supergroup from the Krutaya vein.

содержит много Mn: кристалл «салатного» цвета из жилы Светлая (7.50 мас. % MnO, или 1.02 а.ф. Mn) и три кристалла из жилы Левобережная: буровато-зеленый (7.50 мас. % MnO, или 1.03 а.ф. Mn), светло-коричневый (7.20 мас. % MnO, или 1.00 а.ф. Mn) и

темно-коричневый (6.30 мас. % MnO, или 0.88 а.ф. Mn). Только в последнем из них из-за пониженного содержания Li (0.46 мас. % Li₂O, или 0.31 а.ф. Li) преобладает фтортсिलाзитовый минерал. К сожалению, перерасчет химического состава этого

кристалла показывает существенный дефицит катионов в позициях $(Y + Z + T) - 14.84$ а.ф. вместо 15, а попытка пересчитать состав на 15 а.ф. за счет уменьшения количества H_2O приводит к избытку В, который не компенсируется дефицитом Si в позиции Т. Интересно, тем не менее, что этот единственный кристалл имеет такую же темно-коричневую окраску, как и фторсиллазит из жилы Крутая.

Принсиваллеит также был впервые найден в Италии – в небольших безымянных пегматитовых жилах у деревни Курилья (Curiglia) в долине Веддаска (Veddasca) в Ломбардии (Bosi et al., 2022). Кроме того, отвечающие принсиваллеиту составы установлены в турмалинах из Увильдинского пегматитового поля на Южном Урале (мы полагаем, что речь, скорее всего, идет о Дюмортьеритовой копи) и гранитного пегматита Пикарец (Pikárec) в Чехии (Bosi et al., 2022)

Дарреллгенриит в Российской Федерации отмечался Т.А. Гвозденко с соавторами (2022) в образце из пегматитовой копи Министерская у деревни Сарапулка на Среднем Урале. Наш пересчет единственного анализа, отнесенного в процитированной работе к этому турмалину, показывает, что формально он находится на границе фторэльбаита и принсиваллеита, хотя исключать нахождение в его кристаллах дарреллгенриитовых участков нельзя. Достоверный дарреллгенриит был ранее инструментально определен А.В. Касаткиным в серо-голубых кристаллах из Александровского танталового месторождения в Иркутской области, однако сведения о находке не опубликованы.

Росманит достоверно установлен на Липовском пегматитовом поле на Среднем Урале (Пеков, Меметова, 2008; Захаров, Хиллер, 2020) и Тургеневском литиевом месторождении в Приморье (Н.В. Чуканов, перс. сообщ.).

Таким образом, нами изучен уникальный кристалл турмалина из жилы Крутая Малханского пегматитового поля (Забайкалье), который обогащен Mn и содержит рекордное количество минеральных видов, выделенных согласно формальным критериям.

ЛИТЕРАТУРА

Алтухов Е.Н., Смирнов А.Д., Леонтьев Л.Н. (1973) Тектоника Забайкалья. М., Недра, 172 с.

Баданина Е.В. (1999) Минералого-геохимическая характеристика пегматитов Малханского месторождения камнесамоцветного сырья, Центральное Забайкалье (как пример пегматитов зон тектоно-магматической ак-

тивизации фанерозоя). Дисс. на соиск. степ. канд. геол.-мин. наук. СПб, СПбГУ, 202 с.

Загорский В.Е. (2010) Малханское месторождение турмалина: типы и природа миарол. Доклады РАН, 431 (1), 81–84.

Загорский В.Е., Перетяжко И.С. (1992а) Пегматиты с самоцветами Центрального Забайкалья. Новосибирск, Наука, 224 с.

Загорский В.Е., Перетяжко И.С. (1992б) Типы и средний состав миароловых пегматитов Малханского хребта. Геология и геофизика, 1, 87–98.

Загорский В.Е., Перетяжко И.С. (2006) Малханская гранитно-пегматитовая система. Доклады РАН, 406(4), 511–515.

Загорский В.Е., Перетяжко И.С. (2008) Малханское месторождение турмалина в Забайкалье. Минералогический альманах, 13b, 4–39.

Загорский В.Е., Перетяжко И.С., Шмакин Б.М. (1999) Гранитные пегматиты. Т. 3. Миароловые пегматиты. Новосибирск, Наука, 485 с.

Захаров А.В., Хиллер В.В. (2020) О полихромных турмалинах с «чернильными шапочками» из Липовского жильного поля (Средний Урал). Вестник Уральского отделения РМО, 17, 44–50.

Иванов П.Ф., Чуев С.А. (2021) Отчет по поисково-оценочным работам на турмалин по участку недр Малханское пегматитовое поле, участки Правобережный, Левобережный и Верхнемогзонский в Красночикойском районе Забайкальского края в 2018–2020 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.2021. Улан-Удэ, 221 с.

Пеков И.В., Меметова Л.Р. (2008) Минералы гранитных пегматитов Липовки, Средний Урал. Минералогический альманах, 13, 7–44.

Перетяжко И.С., Загорский В.Е., Бобров Ю.Д. (1989) Первая находка богатых висмутом и свинцом турмалинов. Доклады АН СССР, 307(6), 1461–1465.

Перетяжко И.С., Загорский В.Е., Сапожников А.Н., Бобров Ю.Д., Ракчеев А.Д. (1992) Висмутоколумбит $Bi(Nb,Ta)O_4$ – новый минерал из миароловых пегматитов. Записки ВМО, 121(3), 130–134.

Bosi F., Androzzzi G.B., Agrosi G., Scandale E. (2015) Fluor-tsilaisite, $NaMn_3Al_6(Si_6O_{18})(BO_3)_3(OH)_3F$, a new tourmaline from San Piero in Campo (Elba, Italy) and new data on tsilaisitic tourmaline from the holotype specimen locality. Mineralogical Magazine, 79, 89–101.

Bosi F., Hatert F., Hålenius U., Pasero M., Miyawaki R., Mills S.J. (2019) On the application of the IMA-CNMNC dominant-valency rule to complex mineral compositions. Mineralogical Magazine, 83, 627–632.

Bosi F., Pezzotta F., Skogby H., Altieri A., Hålenius U., Tempesta G., Cempírek J. (2022) Princivalleite, $Na(Mn_2Al)Al_6(Si_6O_{18})(BO_3)_3(OH)_3O$, a new mineral species of the tourmaline supergroup from Veddasca Valley, Varese, Italy. Mineralogical Magazine, 86, 78–86.

Chukanov N.V., Pekov I.V., Zubkova N.V., Yapaskurt V.O., Shelukhina Yu.S., Britvin S.N., Pushcharovsky D.Yu. (2023)

Nioboixiolite-(Mn²⁺), (Nb_{2/3}Mn²⁺_{1/3})O₂, a new ixiolite-group mineral from the Malkhan Pegmatite Field, Transbaikalian Region, Russia. *Zapiski Rossiyskogo Mineralogicheskogo Obshchestva (Proceedings of the Russian Mineralogical Society)*, 152(1), 8–17.

Ertl A., Kolitsch U., Dyar M.D., Hughes J.M., Rossman G.R., Pieczka A., Henry D.J., Pezzotta F., Prowatke S., Lengauer C.L., Körner W., Brandstatter F., Francis C.A., Prem M., Tillmans E. (2012) Limitations of Fe²⁺ and Mn²⁺ site occupancy in tourmaline: evidence from Fe²⁺- and Mn²⁺-rich tourmaline. *American Mineralogist*, 97, 1402–1416.

Gvozdenko T.A., Baksheev I.A., Khanin D.A., Voronin M.V., Chervyakovskaya M.V., Smolensky V.V. (2022) Iron-bearing to iron-rich tourmalines from granitic pegmatites of the Murzinka pluton, Central Urals, Russia. *Mineralogical Magazine*, 86, 948–965.

Henry D.J., Novák M., Hawthorne F.C., Ertl A., Dutrow B.L., Uher P., Pezzotta F. (2011) Nomenclature of the tourmaline-super group minerals. *American Mineralogist*, 96, 895–913.

Kasatkin A.V., Britvin S.N., Peretyazhko I.S., Chukanov N. V., Škoda R., Agakhanov A.A. (2020) Oxybismutomicrolite, a new pyrochlore-super group mineral from the Malkhan pegmatite field, Central Transbaikalia, Russia. *Mineralogical Magazine*, 84, 444–454.

Kasatkin A.V., Nestola F., Day M.C., Gorelova L.A., Škoda R., Vereshchagin O.S., Agakhanov A.A., Belakovskiy, D.I. (2024) Fluor-rossmanite, IMA 2023–111. CNMNC Newsletter 78, *European Journal of Mineralogy*, 36. <https://doi.org/10.5194/ejm-36-361-2024>, 2024.

Kurtz D.A., Rossman G.R., Hunter B.M. (2020) The nature of the Mn(III) color centers in elbaite tourmalines. *Inorganic Chemistry*, 59, 9618–9626.

Pesquera A., Gil-Crespo P.P., Torres-Ruiz F., Torres-Ruiz J., Roda-Robles E. (2016) A multiple regression method for estimating Li in tourmaline from electron microprobe analyses. *Mineralogical Magazine*, 80, 1129–1133.

Selway J.B., Novák M., Hawthorne F.C., Černý P., Ottolini L., Kyser T.K. (1998) Rossmanite, □(LiAl₂)Al₆(Si₆O₁₈)(BO₃)₃(OH)₄, a new alkali-deficient tourmaline: description and crystal structure. *American Mineralogist*, 83, 896–900.

Shannon R.D. (1976) Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Crystallographica*, 32, 751–767.

Sheldrick G. M. (2015) Crystal structure refinement with SHELXL. *Acta Crystallographica*, C71, 3–8.

Vereshchagin O.S., Frank-Kamenetskaya O.V., Rozhdestvenskaya I.V., Zolotarev A.A. (2018) Incorporation of 3d elements in tourmalines: structural adjustments and stability. *European Journal of Mineralogy*, 30, 917–928.

Vereshchagin O.S., Kasatkin A.V., Škoda R. (2022) New data on Bi-, Pb-bearing and Mn-rich gem tourmaline from the Malkhan pegmatite district (Transbaikalia). *Zapiski Rossiyskogo Mineralogicheskogo Obshchestva (Proceedings of the Russian Mineralogical Society)*, 6, 46–57.

Zagorsky V.Y., Peretyazhko I.S., Sapozhnikov A.N., Zhukhlistov A.P., Zvyagin B.B. (2003) Borocookeite, a new member of the chlorite group from the Malkhan deposit, Central Transbaikalia, Russia. *American Mineralogist*, 88, 830–836.

REFERENCES

Altukhov E.N., Smirnov A.D., Leontiev L.N. (1973a) Tectonics of Transbaikalia. Moscow, Nedra, 172 p. (in Russian).

Badanina E.V. (1999) *Tectonics of Transbaikalia. Mineralogical and geochemical features of pegmatites of the Malkhan gemstone deposit, Central Transbaikalia (as an example of pegmatites of the Phanerozoic tectono-magmatic activation zones)*. Candidate dissertation. Saint Petersburg, SPbSU, 202 p. (in Russian).

Bosi F., Andreozzi G.B., Agrosi G., Scandale E. (2015) Fluor-tsilaisite, NaMn₃Al₆(Si₆O₁₈)(BO₃)₃(OH)₃F, a new tourmaline from San Piero in Campo (Elba, Italy) and new data on tsilaisitic tourmaline from the holotype specimen locality. *Mineralogical Magazine*, 79, 89–101.

Bosi F., Hatert F., Hålenius U., Pasero M., Miyawaki R., Mills S.J. (2019) On the application of the IMA-CNMNC dominant-valency rule to complex mineral compositions. *Mineralogical Magazine*, 83, 627–632.

Bosi F., Pezzotta F., Skogby H., Altieri A., Hålenius U., Tempesta G., Cempírek J. (2022) Princivalleite, Na(Mn₂Al)Al₆(Si₆O₁₈)(BO₃)₃(OH)₃O, a new mineral species of the tourmaline super group from Veddasca Valley, Varese, Italy. *Mineralogical Magazine*, 86, 78–86.

Chukanov N.V., Pekov I.V., Zubkova N.V., Yapaskurt V.O., Shelukhina Yu.S., Britvin S.N., Pushcharovsky D.Yu. (2023) Nioboixiolite-(Mn²⁺), (Nb_{2/3}Mn²⁺_{1/3})O₂, a new ixiolite-group mineral from the Malkhan Pegmatite Field, Transbaikalian Region, Russia. *Zapiski Rossiyskogo Mineralogicheskogo Obshchestva (Proceedings of the Russian Mineralogical Society)*, 152(1), 8–17.

Ertl A., Kolitsch U., Dyar M.D., Hughes J.M., Rossman G.R., Pieczka A., Henry D.J., Pezzotta F., Prowatke S., Lengauer C.L., Körner W., Brandstatter F., Francis C.A., Prem M., Tillmans E. (2012) Limitations of Fe²⁺ and Mn²⁺ site occupancy in tourmaline: evidence from Fe²⁺- and Mn²⁺-rich tourmaline. *American Mineralogist*, 97, 1402–1416.

Gvozdenko T.A., Baksheev I.A., Khanin D.A., Voronin M.V., Chervyakovskaya M.V., Smolensky V.V. (2022) Iron-bearing to iron-rich tourmalines from granitic pegmatites of the Murzinka pluton, Central Urals, Russia. *Mineralogical Magazine*, 86, 948–965.

Henry D.J., Novák M., Hawthorne F.C., Ertl A., Dutrow B.L., Uher P., Pezzotta F. (2011) Nomenclature of the tourmaline-super group minerals. *American Mineralogist*, 96, 895–913.

Ivanov P.F., Chuev S.A. (2021) *Report on prospecting works for tourmaline in the Malkhan pegmatite field, Pravoberezhniy, Levoberezhniy and Verkhnemogzonskiy areas in the Krasnochikoyksk district of the Transbaikalian*

Krai in 2018–2020 with the calculation of reserves as of 01.01.2021. Ulan-Ude, 221 p. (in Russian).

Kasatkin A.V., Britvin S.N., Peretyazhko I.S., Chukanov N. V., Škoda R., Agakhanov A.A. (2020) Oxybismutomicrolite, a new pyrochlore-supergroup mineral from the Malkhan pegmatite field, Central Transbaikalia, Russia, *Mineralogical Magazine*, 84, 444–454.

Kasatkin A.V., Nestola F., Day M.C., Gorelova L.A., Škoda R., Vereshchagin O.S., Agakhanov A.A., Belakovskiy, D.I. (2024) Fluor-rossmanite, IMA 2023–111. CNMNC Newsletter 78, *European Journal of Mineralogy*, 36, <https://doi.org/10.5194/ejm-36-361-2024>, 2024.

Kurtz D.A., Rossman G.R., Hunter B.M. (2020) The nature of the Mn(III) color centers in elbaite tourmalines. *Inorganic Chemistry*, 59, 9618–9626.

Peretyazhko I.S., Zagorskiy V.E., Bobrov Y.D. (1989) First find of Bi- and Pb-rich tourmalines. *Doklady AN SSSR (Doklady Academy of Sciences)*, 307(6), 1461–1465. (in Russian).

Peretyazhko I.S., Zagorskiy V.E., Sapozhnikov A.N., Bobrov Y.D., Rakcheev A.D. (1992) Bismutocolumbite $\text{Bi}(\text{Nb}, \text{Ta})\text{O}_4$ – a new mineral from miarolitic pegmatites. *Zapiski VMO (Proceedings of the Russian Mineralogical Society)*, 121(3), 130–134. (in Russian).

Pesquera A., Gil-Crespo P.P., Torres-Ruiz F., Torres-Ruiz J., Roda-Robles E. (2016) A multiple regression method for estimating Li in tourmaline from electron microprobe analyses. *Mineralogical Magazine*, 80, 1129–1133.

Selway J.B., Novák M., Hawthorne F.C., Černý P., Ottolini L., Kyser T.K. (1998) Rossmanite, $\square(\text{LiAl}_2)\text{Al}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_4$, a new alkali-deficient tourmaline: description and crystal structure. *American Mineralogist*, 83, 896–900.

Shannon R.D. (1976) Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Crystallographica*, 32, 751–767.

Sheldrick G. M. (2015) Crystal structure refinement with SHELXL. *Acta Crystallographica*, C71, 3– 8.

Vereshchagin O.S., Frank-Kamenetskaya O.V., Rozhdestvenskaya I.V., Zolotarev A.A. (2018) Incorporation of 3d elements in tourmalines: structural adjustments and stability. *European Journal of Mineralogy*, 30, 917–928.

Vereshchagin O.S., Kasatkin A.V., Škoda R. (2022) New data on Bi-, Pb-bearing and Mn-rich gem tourmaline from the Malkhan pegmatite district (Transbaikalia). *Zapiski Rossiyskogo Mineralogicheskogo Obshchestva (Proceedings of the Russian Mineralogical Society)*, 6, 46–57.

Zagorskiy V.E. (2010) Malkhan deposit of tourmalines: types and origin of miaroles. *Doklady RAN (Doklady Earth Sciences)*, 431(1), 81–84. (in Russian).

Zagorskiy V.E., Peretyazhko I.S. (1992a) Gem pegmatites of Central Transbaikalia. Novosibirsk: Nauka, 224 p. (in Russian).

Zagorskiy V.E., Peretyazhko I.S. (1992b) Types and mean composition of miarolitic pegmatites of Malkhan ridge. *Geology and Geophysics*, 1, 87–98. (in Russian).

Zagorskiy V.E., Peretyazhko I.S. (2006) Malkhan granite-pegmatite system. *Doklady RAN (Doklady Earth Sciences)*, 406(4), 511–515. (in Russian).

Zagorskiy V.E., Peretyazhko I.S. (2008) The Malkhan gem tourmaline deposit in Transbaikalia, Russia. *Mineralogical Almanac*, 13b, 4–41.

Zagorskiy V.E., Peretyazhko I.S., Shmakin B.M. (1999) Granite pegmatites. Vol. 3. Miarolitic pegmatites. Novosibirsk: Nauka, 485 p. (in Russian).

Zagorskiy V.Y., Peretyazhko I.S., Sapozhnikov A.N., Zhukhlistov A.P., Zvyagin B.B. (2003) Borocookeite, a new member of the chlorite group from the Malkhan deposit, Central Transbaikalia, Russia. *American Mineralogist*, 88, 830–836.

Zakharov A.V., Khiller V.V. (2020) On polychrome tourmalines with “ink caps” from the Lipovskiy vein field (Middle Urals). *Vesnik Uralskogo otdeleniya RMO (Bulletin of the Ural branch of RMO)*, 17, 44–50. (in Russian).

Информация об авторах

Анатолий Витальевич Касаткин – ведущий специалист, Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва, Россия, anatoly.kasatkin@gmail.com.

Олег Сергеевич Верещагин – кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры минералогии, Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербургский, Россия, o.vereshchagin@spbu.ru.

Людмила Александровна Горелова – кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры кристаллографии, Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербургский, Россия, l.gorelova@spbu.ru.

Дмитрий Ильич Белаковский – старший научный сотрудник, Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва, Россия, dmz@fmm.ru.

Information about the authors

Anatoly V. Kasatkin – Leading Researcher, Fersman Mineralogical Museum RAS, Moscow, Russia,
anatoly.kasatkin@gmail.com.

Oleg S. Vereshchagin – PhD (Mineralogy and Crystallography), Associate Professor, Department of Mineralogy, Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, Saint-Petersburg, Russia,
o.vershchagin@spbu.ru.

Liudmila A. Gorelova – PhD (Mineralogy and Crystallography), Associate Professor, Department of Crystallography, Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, Saint-Petersburg, Russia,
l.gorelova@spbu.ru.

Dmitriy I. Belakovskiy – Senior Researcher, Fersman Mineralogical Museum RAS, Moscow, Russia, dmz@fmm.ru.



УДК 321, 549.514

DOI: 10.35597/2313-545X-2024-10-2-2

СВИДЕТЕЛЬСТВА ДЕФОРМАЦИОННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ КВАРЦЕВОЙ ЖИЛЫ БЕРКУТИНСКАЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ) ПОД ДЕЙСТВИЕМ ДИНАМОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Л.Я. Кабанова

*Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и экологии УрО РАН,
г. Миасс, Челябинская обл., 456317 Россия; kablar39@mail.ru*

Статья поступила в редакцию 25.03.2024 г., после доработки 13.05.2024 г., принята к печати 27.05.2024 г.

Аннотация. В статье рассмотрены петрография и минералогия пород Беркутинской кварц-полевошпатовой жилы на Южном Урале, которая отличается от многочисленных кварцевых жил Кыштымского блока интенсивной деформацией. На основе полученных данных выявлена последовательность формирования и преобразования пород и минералов Беркутинской жилы. Жила является типичной жилой замещения, сложенной блоками кварца и гранитных пород, и содержит включения вмещающих амфиболитов и гнейсов. Нами установлены изменения пород и минералов под тектоническим воздействием, а также механизмы деформации, среди которых, наряду с хрупким разрушением, ведущую роль сыграла пластическая деформация и процессы растворения минералов под давлением. Преобразования жилы происходили, преимущественно, в процессе регионального метаморфизма на уровне эпидот-амфиболитовой фации. При растворении и дальнейшем отложении и кристаллизации возникли минералы новых генераций (кварц, альбит, олигоклаз) и нередко минералы другого состава (биотит по амфиболу). Последующий постметаморфический метасоматоз ответственен за появление других генераций минералов (кварц, альбит, мусковит, эпидот, цоизит и клиноцоизит), отличающихся морфологией и кристаллооптическими свойствами.

Ключевые слова: кварц-полевошпатовая жила, граниты, пегматиты, гнейсы, амфиболиты, механизмы деформации, структуры растворения.

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственного задания ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (тема № 122040600006-1).

Конфликт интересов. Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов, связанных с рукописью.

Вклад авторов. Л.Я. Кабанова – разработка концепции, исследование, написание черновика рукописи, визуализация, редактирование финального варианта рукописи. Автор одобрил финальную версию статьи перед публикацией.

Для цитирования: Кабанова Л.Я. Свидетельства деформационного преобразования минералов кварцевой жилы Беркутинская (Южный Урал) под действием динамометаморфических процессов. Минералогия, **10**(1), 26–45. DOI: 10.35597/2313-545X-2024-10-2-2.

EVIDENCES OF DEFORMATIONS OF MINERALS OF THE BERKUT QUARTZ VEIN (SOUTH URALS) AFFECTED BY DYNAMOMETAMORPHIC PROCESSES

L.Ya. Kabanova

*South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS,
Miass, Chelyabinsk district, 456317 Russia; kablar39@mail.ru*

Received 25.03.2024, revised 13.05.2024, accepted 27.05.2024

Abstract. The article examines petrography and mineralogy of rocks of the Berkut quartz-feldspar vein in the South Urals, which is characterized by intense deformation in comparison with numerous quartz veins

of the Kyshtym block. These data allowed the sequence of formation and transformation of the Berkut vein. The vein is a typical vein of replacement, which is composed of blocks of quartz and granite rocks, and contains relics of host rocks (amphibolites and gneisses). Our studies revealed the tectonic transformations of rocks and minerals, as well as the deformation mechanisms with leading plastic deformation and processes of dissolution of minerals under pressure together with brittle fracturing. Dissolution and further deposition led to the crystallization of minerals of new generations (quartz, albite, and oligoclase) and often minerals of different composition (biotite after amphibole). Subsequent metasomatism is responsible for new generations of minerals (quartz, albite, microcline, muscovite, epidote, zoisite, and clinozoisite) with different morphology and crystal optical properties.

Keywords: quartz-feldspar vein, granites, pegmatites, gneisses, amphibolites, deformation mechanisms, dissolution structures.

Funding. This work was supported by state contract of the South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geocology UB RAS no. 122040600006-1.

Conflict of interest. The author declares that she has no conflicts of interest.

Author contribution. L.Ya. Kabanova – conceptualization, investigation, writing – original draft, visualization, writing – review & editing. The author approved the final version of the manuscript prior to publication.

For citation: Kabanova L.Ya. Evidences of deformations of minerals of the Berkut quartz vein (South Urals) affected by dynamometamorphic processes *Mineralogy*, **10**(2), 26–45. DOI: 10.35597/2313-545X-2024-10-2-2.

ВВЕДЕНИЕ

Беркутинская жила на Южном Урале занимает крайнее южное положение среди многочисленных жил Кыштымского месторождения кварца. Жилы месторождения, в том числе, и Беркутинская, сложены агрегатами разнозернистого кварца, обычно интенсивно деформированного и преобразованного под воздействием метаморфических и метасоматических процессов. Многолетние исследования специалистов, изучавших особенности строения и характер преобразований минеральных агрегатов в жилах, выявили неоднократность действия этих процессов. Совместное нахождение жил, сложенных разными типами кварца, в том числе, гранулированным, объясняется многоэтапностью формирования комплексов, в которых эти жилы размещаются (Мельников, 1988; Белковский, 2004, 2011; Огородников и др., 2011, 2016, 2018; Поленов, 2008). Исследователи связывают закономерности размещения жил, содержащих гранулированный кварц, с метаморфическим фактором. Особая роль отводится процессам перекристаллизации ранее образованного первично-зернистого кварца в средне-крупнозернистый кварц. Такие кварцевые жилы перекристаллизации изучены на Кыштымском месторождении Ю.А. Поленовым (Поленов, 2008) и В.Н. Огородниковым (Огородников и др., 2007). По мнению этих авторов, жилы перекристаллизации образуются на начальной стадии метаморфогенно-метасоматических преобразований.

Особенность Беркутинской жилы – интенсивная деформация и присутствие многочисленных включений амфиболитов и гнейсов, кварц-полевошпатовых обособлений и тел гранитоидного состава разной мощности. Длительное тектоническое воздействие на породы и минералы жилы выразилось в ряде признаков, характерных для процессов деформации. Несмотря на то, что многими исследователями признается важная роль тектоники в формировании генераций минералов, распределении и локализации кварцево-жильного материала (Поленов, 1977), структурно-тектоническая сторона в генезисе кварца менее разработана и во многих случаях конкретная информация об особенностях кристаллизации минералов в условиях тектонического воздействия отсутствует. Беркутинская жила характеризуется крайне неоднородным строением. Микро-мелкозернистый гранулированный кварц, который является главным источником высокочистого кварцевого сырья, соседствует с мелко-среднезернистым кварцем другой морфологии. Также в жиле встречается прозрачный и полупрозрачный средне-крупнозернистый агрегат кварцевых зерен с полигональной структурой. Предыдущие исследования Беркутинской жилы, в основном, касались гранулометрических особенностей, включений и примесей в кварце (Игуменцева, 2012; Корекина, Савичев, 2023) и структурных особенностей для выделения типов кварца (Поленов, 2008; Огородников и др., 2018).

Основной задачей исследования стало изучение морфологии, структурных особенностей минералов и механизмов деформации, вызывающих формирование этих структур. Чтобы выявить характер взаимоотношений, последовательность и условия образования разных морфологических видов кварца и других порообразующих минералов, проведено минералогическое картирование и детальное петрографическое изучение кварцевых агрегатов Беркутинской жилы. Выяснение характера взаимоотношений минералов в кварц-полевошпатовых обособлениях, реликтовых телах амфиболитов и гнейсов, кварцевых агрегатах, содержащих эти обособления, а особенно их изменение под действием давления, позволяет понять их генезис и выяснить последовательность формирования кварцевых генераций.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА

Кыштымское месторождение гранулированного кварца расположено на восточном склоне Южного Урала к западу от г. Кыштыма Челябинской области в Уфалейском высокобарическом блоке, условно отнесенном к Тагильской мегазоне (рис. 1). Месторождение содержит огромное количество кварцевых жил на площади около 20 км², из которых разведано более 100 (Савичев, Красильников, 2019). Большая часть жил имеет полевошпат-кварцевый состав, содержит тела и отдельные блоки гранитов и пегматитов (жилы №№ 2016, 175, 191, 415) и характеризуется сложной историей формирования. Беркутинская жила расположена в 20 км юго-западнее г. Кыштыма, в 2 км севернее оз. Большой Агардыш, на западном склоне г. Беркут. Она занимает крайнее южное положение на площади месторождения.

Жила представляет собой тело сложного строения, состоящее из отдельных разнозернистых кварцевых и кварц-полевошпатовых блоков с реликтами вмещающих пород (рис. 2). Кварц большей частью белый, преимущественно, крупнозернистый, местами серый, иногда с пятнами светло-серого или белого цвета. Встречается желтоватый кварц, окрашенный охрами железа (рис. 3). Блоки, залегающие, в основном, кулисообразно или субпараллельно друг другу, чаще имеют неправильную форму. Протяженность жилы 200 м при максимальной мощности 5 м. Простирается субмеридиональное, падение на юго-запад под углом 55°–60°.

Жила, включения в ней и вмещающие породы интенсивно деформированы. Многочисленные трещины разного направления (субширотные и субмеридиональные) часто пересекаются, сопровождаются зонами дробления, милонитизации, кливажными зонами и швами. Вмещающие породы беркутинской подтолщи слюдяногорской подсветы (PR₃ Pz), представленные интенсивно деформированными амфиболитами и биотитовыми, двуслюдяными и амфибол-биотитовыми гнейсами, встречаются в виде реликтов в жиле.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Во время полевых работ из вмещающих пород, а также молочно-белого, светло-серого, серого и желтоватого кварца и его агрегатов с переменным содержанием полевых шпатов из разных участков жилы были отобраны штуфы, из которых изготовлено 120 прозрачных шлифов, детально изученных на микроскопе Axiolab ZS Carl Zeiss с цифровой камерой.

Включения вмещающих амфиболитов и гнейсов в кварцевой жиле наблюдаются в виде линз и обособлений разной формы и размера. Отдельные кварцевые или кварц-полевошпатовые блоки жилы рассекаются поздними гранитами и пегматитами.

Амфиболиты с массивной или полосчатой текстурой встречаются в жиле в виде линз и обособлений неправильной формы размером от 5.0–10.0 см до 1.0–1.5 м. Обычно они резко выделяются на фоне светлых кварцевых агрегатов темной окраской. Амфиболиты с полосчатой текстурой представлены чередованием лейкократовых и меланократовых полос. Составляющие их минералы, особенно биотит и гранат (альмандин), характеризуются переменным количеством. Вкрапленность граната неравномерная, мелкие зерна размером 2–3 мм выделяются малиново-фиолетовой окраской на темном фоне основной ткани породы.

Лейкократовые полосы имеют кварц-полевошпатовый состав и характеризуются переменным содержанием всех минералов. Мощность слоев варьирует от долей миллиметра до 2–5 см. Местами в них встречаются линзовидные слойки, сложенные тонкозернистыми сростками чешуек биотита, пластинок хлорита и точечных зерен рудного минерала. Длина слойков не превышает 2–3 мм при ширине 0.1–0.5 мм. Границы с темными слоями нерезкие, порода по внешнему виду напоминает теневой мигматит.

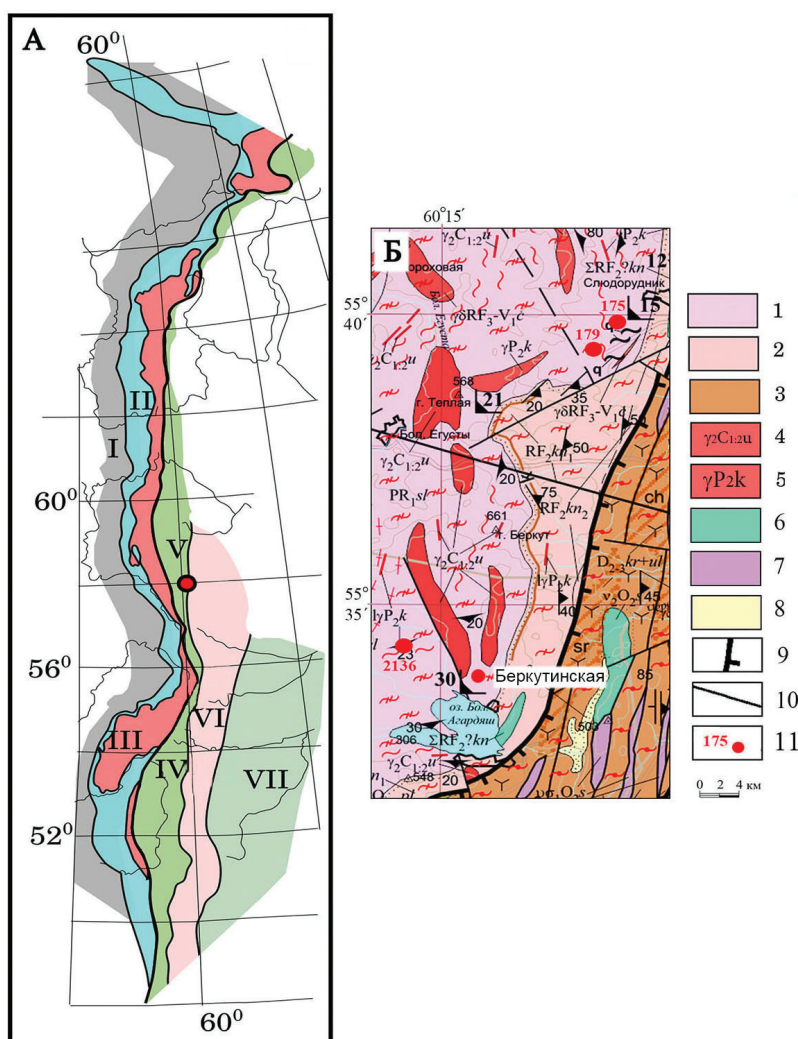


Рис. 1. Схема структурно-формационного районирования Урала (А) и карта геологического строения района работ (Б), по (Кузнецов и др., 2008) с дополнениями автора.

I – Предуральский прогиб; II – Западно-Уральская зона; III – Центрально-Уральская зона; IV, V – Магнитогорско-Тагильская зона; VI – Восточно-Уральская зона; VII – Зауральская зона. Красная точка – положение Беркутинской жилы.

1 – Гнейсы (PR₂kl); 2 – гнейсы с прослоями амфиболитов (RF₂ kn₂); 3 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы (D₂₋₃); 4 – граниты и гранодиориты с пегматитовыми жилами (C₁₋₂); 5 – лейкократовые граниты (P₂ k); 6 – базальты и трахибазальты (O₂); 7 – ультраосновные серпентинизированные породы; 8 – четвертичные отложения; 9 – линия Главного уральского разлома; 10 – линии тектонических разломов; 11 – номера и названия жил.

Fig. 1. Scheme of lithotectonic zoning of the Urals (A) and map of geological structure of the working area (B), modified after (Kuznetsov et al., 2008).

I – Cis-Urals Trough; II – West Urals Zone; III – Central Urals Zone; IV, V – Magnitogorsk–Tagil Zone; VI – East Urals Zone; VII – Transuralian Zone. The red dot shows the position of the Berkut vein.

1 – Gneiss (PR₂kl); 2 – gneiss with interlayers of amphibolites (RF₂ kn₂); 3 – volcanic and volcanosedimentary rocks (D₂₋₃); 4 – granite, granodiorite with pegmatite veins (C₁₋₂); 5 – leucocratic granite (P₂ k); 6 – basalt, trachybasalt (O₂); 7 – ultramafic serpentinitized rocks; 8 – Quaternary deposits; 9 – Main Urals Fault Zone; 10 – faults; 11 – vein numbers and names.

Меланократовые слои сложены, преимущественно, амфиболом с небольшим количеством кварца и плагиоклаза. Наблюдается катакластическая, местами плейчатая текстура. В отдельных участках минералы интенсивно деформированы, часто фрагментированы. В участках с плейча-

той текстурой встречаются отдельные участки со структурами вращения зерен и формированием в центре порфиробластов амфибола, окруженных новообразованными зернами амфибола, иногда в ассоциации с биотитом и гранатом.



Рис. 2. Фрагмент обнажения восточной стенки карьера.

Fig. 2. Fragment of an outcrop of the eastern wall of the quarry.



Рис. 3. Кварцевая жила с включениями гранитоидов (Q-Fsp) на контакте с амфиболитами (Amf).

Fig. 3. Quartz vein with granitoid relics (Q-Fsp) at the contact with amphibolites (Amf).

В шлифах все минералы амфиболитов в разной степени деформированы: одни содержат внутризерновые трещины хрупкой деформации, другие – раздроблены и фрагментированы. В них наблюдаются признаки пластической деформации, проявленные в волнистом погасании. В этом отношении наиболее показательным минералом является белый кварц. Он представлен двумя генерациями. Кварц первой генерации размером от 0.1 до 2.0–3.0 мм имеет коррозионные границы и волнистое погасание. В зернах наблюдаются внутризерновые трещины хрупкой деформации и полости, каналы и щелевидные трещины растворения. В кварце встречаются включения апатита размером 0.1–1.0 мм, в щелевидных трещинах – новообразованный кварц второй генерации (рис. 4а). Кварц второй генерации присутствует в полостях в виде мелких зерен с прямолинейными границами и характеризуется однородным погасанием, не содержит флюидных включений и следов деформации.

Плагиоклаз и ортоклаз также интенсивно деформированы. В плагиоклазе отмечены полости растворения и коррозионные границы на контакте с другими минералами, свидетельствующие о растворении под давлением (рис. 4б). Исходный плагиоклаз, представлен олигоклазом (An_{26-28}), новая генерация – альбит-олигоклазом (An_{10-12}). В зернах деформированного ортоклаза отмечаются признаки хрупкой и пластической деформации, выраженные в пятнистом погасании. Признаки растворения наблюдаются в виде щелевидных полостей и темных зон (рис. 4в). Зерна амфибола в большинстве случаев интенсивно деформированы, местами фрагментированы, содержат трещины хрупкой деформации, а некоторые зерна – полосы пластической деформации, подчеркнутые пленками гематита. Местами по этим трещинам и полосам развивается биотит (рис. 4г), обычно интенсивно деформированный: некоторые пластинки фрагментированы, часто изогнуты, в некоторых встречаются микрокливажные зоны.

Гнейсы также часто встречаются в виде реликтов в кварце. Это светло-серые с бледно-розовым оттенком породы с гнейсовидной, часто полосчатой текстурой, подчеркнутую скоплениями пластинок слюды и присутствием кварц-полевошпатовых полос с переменным содержанием и главных породообразующих минералов. Породы интенсивно деформированы, местами содержат зоны бластомилонитизации.

В шлифах порода характеризуется гранобластовой, местами лепидогранобластовой структурой.

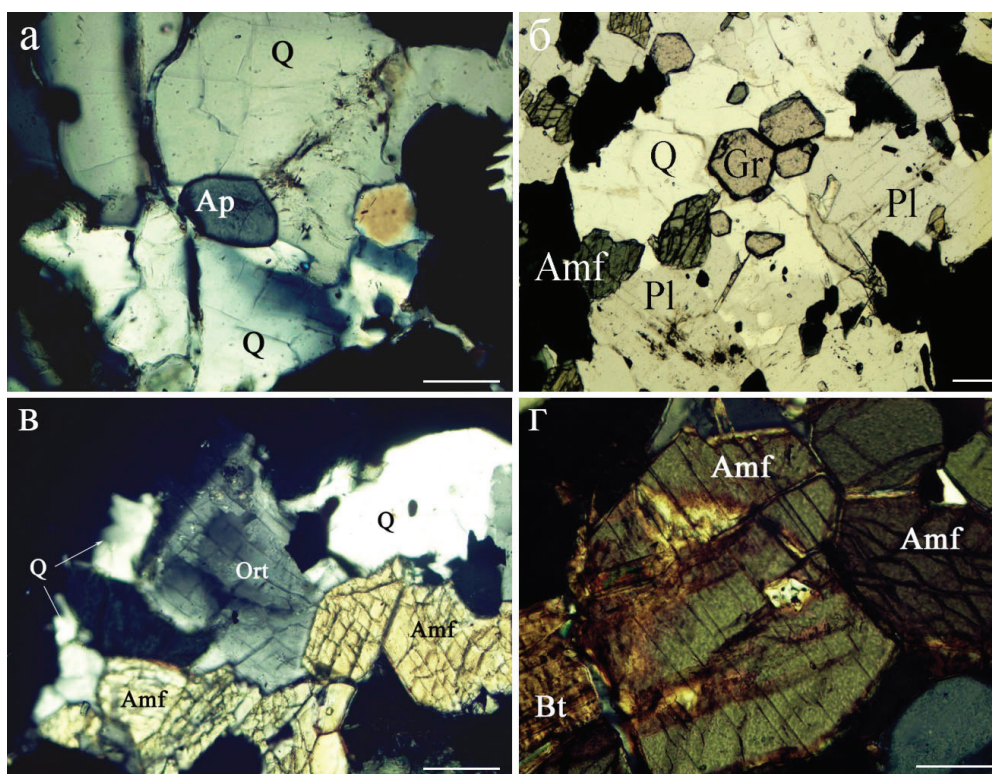


Рис. 4. Признаки деформации и растворения в амфиболитах: а – трещины хрупкой деформации в зернах кварца (Q) и признаки растворения в виде каналов и щелей; б – деформированные зерна плагиоклаза и кварца с включениями амфибола и граната; в – трещины деформации, следы растворения и теньевые зоны в зернах ортоклаза (Ort); г – полосы деформации в амфиболе, со следами растворения и биотитом (Bt), замещающим амфибол.

Фото шлифа с анализатором. Масштаб 0.1 мм.

Fig. 4. Features of deformation and dissolution in amphibolites: а – brittle deformation fractures in quartz grains (Q) and features of dissolution in the form of channels and fissures; б – deformed plagioclase and quartz with amphibole and garnet; в – deformation fractures, traces of dissolution and shadow zones in orthoclase grains (Ort); г – deformation bands in amphibole with dissolution traces and biotite (Bt) after amphibole.

Thin section with analyzer. Scale bar is 0.1 mm.

рой, гнейсовидной текстурой, подчеркнутой ориентированно расположенными зернами магнетита и пластинками биотита, местами хлоритизированными, часто изогнутыми, в разной степени деформированными (рис. 5а). В гнейсе отмечено несколько генераций кварца. Кварц первой генерации представлен ксеноморфными зернами, близкими к изометричным, размером до 2.0–3.0 мм, часто с коррозионными границами. Погасание волнистое, свидетельствующее о пластических деформациях. Зерна кварца разбиты трещинами хрупкой деформации. Кварц содержит флюидные включения, составляющие в разных зернах от 3–5 до 10–15 % площади шлифа. В таком кварце присутствуют признаки растворения, которые представлены отдельными тенями растворения и реже вытянутыми зонами, в которых встречаются углубления, характерные для растворения кварца (рис. 5б).

Встречаются скелетные кристаллы кварца второй генерации, иногда приуроченные к трещинам растворения и располагающиеся в них в виде цепочки разрозненных индивидов, или отложенных в полостях растворения. Кварц этой генерации образует мелкие зерна размером менее 0.01 мм скелетной формы с однородным погасанием, без следов деформации и флюидных включений.

Отдельные зерна кварца под действием давления полностью изменяют форму. Происходит их фрагментация с образованием коррозионной границы в местах растворения (рис. 5в). Следы растворения наблюдаются на границе зерен кварца и плагиоклаза, в самих зернах плагиоклаза в виде теней растворения и щелевидных углублений (рис. 5г). Зерна кварца со следами хрупкой и пластической деформации в краевой части растворяются, образуя промежуточные зоны с частично растворенными

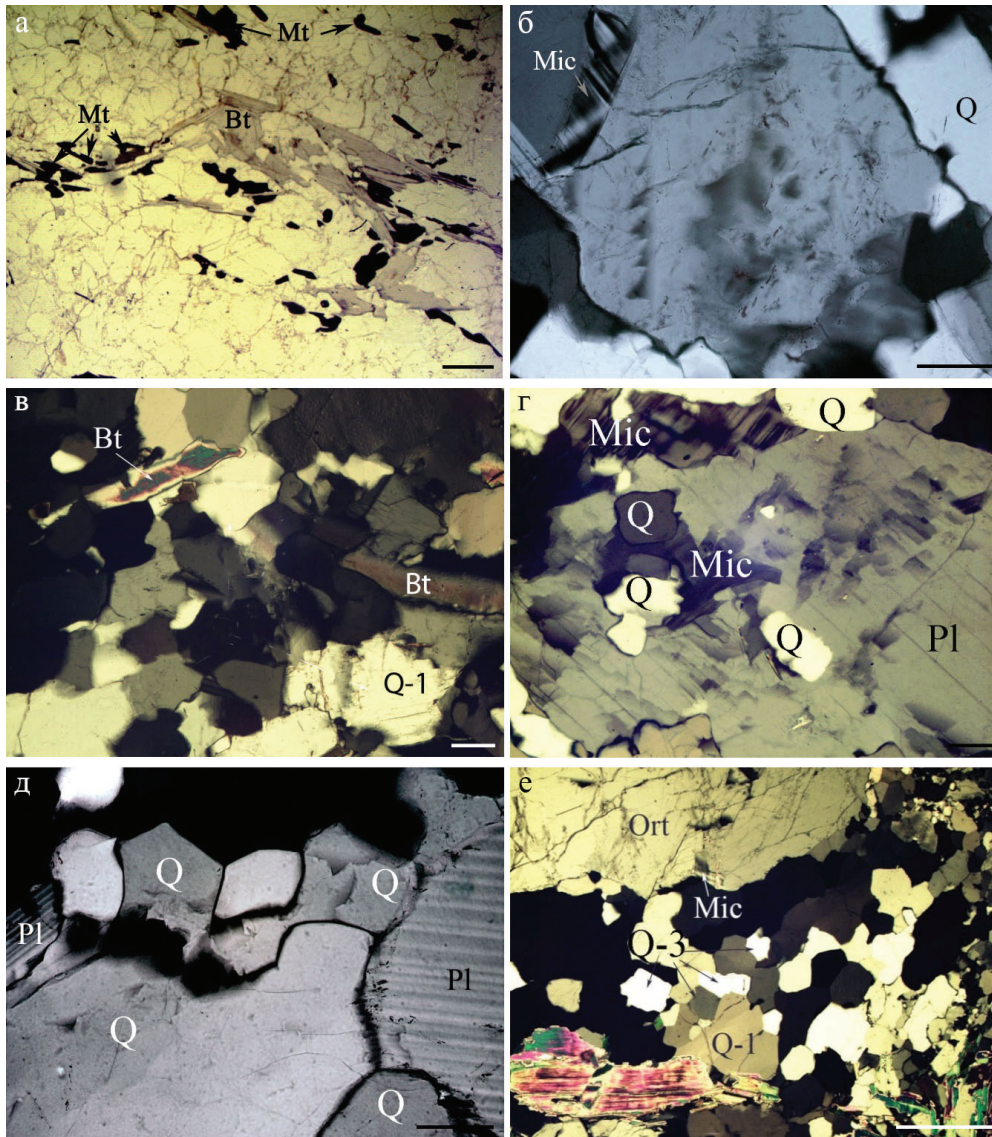


Рис. 5. Признаки деформации и растворения в гнейсах: а – гнейсовидная текстура с ориентированным расположением биотита (Bt) и магнетита (Mt); б – тенистые зоны – следы растворения в кварце (Q) и микроклине (Mic) на границе с плагиоклазом; в – признаки растворения в зернах кварца (Q-1) с образованием коррозионной границы; г – следы растворения в зернах плагиоклаза; д – полости растворения кварца и участки с полигональной структурой; е – участок с агрегатом кварца полигональной структуры (Q-3) и реликтами исходного кварца (Q-1).

Фото шлифа с (б–е) и без (а) анализатора. Масштаб 0.5 (а), 0.1 (б–д) и 1 (е) мм.

Fig. 5. Features of deformation and dissolution in gneiss: а – gneiss texture with oriented biotite (Bt) and magnetite (Mt); б – shadow zones – traces of dissolution in quartz (Q) and microcline (Mic) at the contact with plagioclase; в – features with dissolution in quartz grains (Q-1) and corrosion boundary; г – traces of dissolution in quartz grains and plagioclase; д – dissolution cavities in quartz and areas with a polygonal structure; е – area with quartz aggregate of polygonal structure (Q-3) and relicts of original quartz (Q-1).

Thin section with (б–е) and without (а) analyzer. Scale bar is 0.5 (а), 0.1 (б–д), and 1 (е) mm.

частями исходного зерна, сменяющимися зонами перекристаллизации с образованиями кварца полиэдрической и ромбоидальной формы (рис. 5д). В случае, когда исходный кварц не содержит флюидных включений или их немного, рекристаллизация происходит без растворения. Образуются

участки, в которых зерна кварца имеют прямолинейные границы и однородное погасание. Такие зерна практически не содержат включений и следов деформации (рис. 5е).

Граниты в кварцевом агрегате жилы образуют включения неправильной и линзовидной формы

размером от 2.0–5.0 см до 0.5–1.0 м. Отмечаются отдельные включения полевого шпата и плагиоклаза размером до 2.5 см. Граниты характеризуются невыдержанным минеральным составом и структурно-текстурными особенностями. Пегматитовые включения с крупными зернами полевого шпата, представленные большей частью плагиоклазом, реже калиевым полевым шпатом, имеют неравномернoзернистую, часто порфириовидную структуру. Лейкократовые и аплитовые граниты отличаются среднeзернистой или мелкозернистой структурой, соответственно. Текстура катакластическая, иногда брекчиевая, редко массивная. Местами встречаются гнездовидные скопления слюды размером от 2.0–3.0 см до 0.3–0.5 м.

В одном из гранитных включений размером около 50 см изучены породообразующие минералы. Внешне структура породы неравномернoзернистая, участками порфириовидная с отдельными вы-

делениями полевых шпатов размером до 1.0–1.5 см. В шлифе все минералы породы интенсивно деформированы и в разной степени преобразованы. Количество главных породообразующих минералов в разных участках обособления переменное, везде плагиоклаз преобладает. Он образует крупные зерна размером до 3–4 мм. По составу исходный плагиоклаз отвечает олигоклазу An_{24-26} . Зерна плагиоклаза содержат многочисленные трещины, местами разбившие их на фрагменты. Большая часть зерен содержит следы растворения, представленные щелевидными полостями и теневыми зонами (рис. 6а). Встречаются полости растворения, в которых находятся зерна новообразованного кварца, альбита и олигоклаза An_{18-20} . (рис. 6б).

Новообразованные минералы представлены кварц-мусковитовыми симплектитами. Зерна кварца в них имеют такую же форму, как и в мирмекитах, но в симплектитах чаще отмечаются

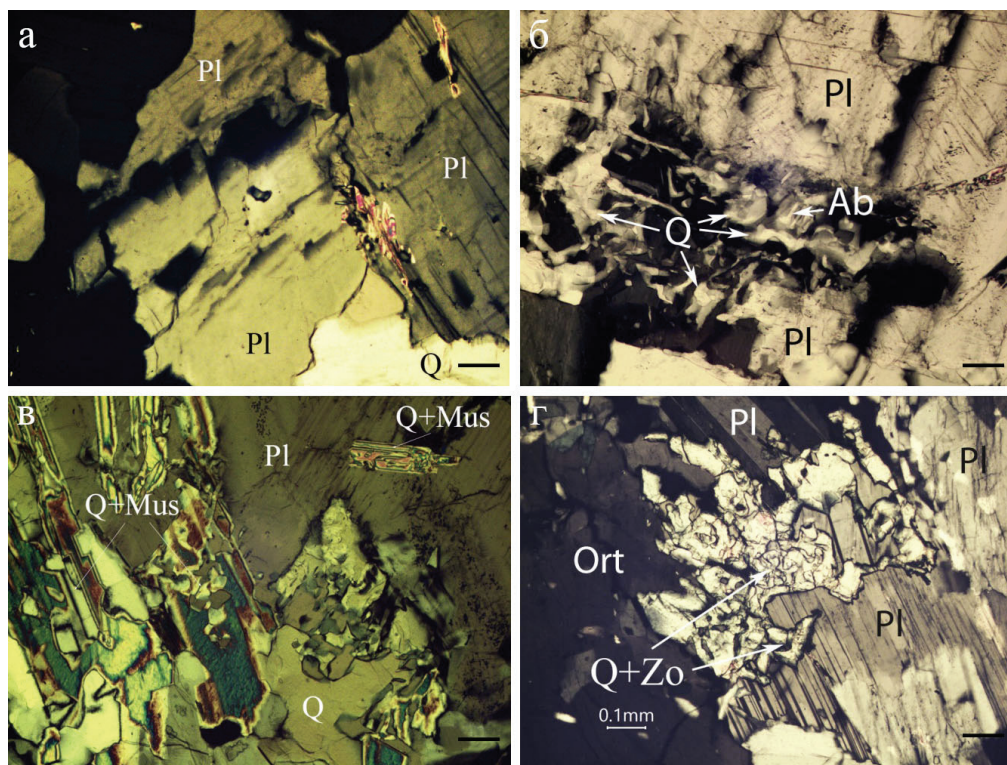


Рис. 6. Обособление гранитного состава: а – деформированные зерна плагиоклаза (Pl) со щелевидными следами растворения; б – полость растворения в плагиоклазе с кварц-альбитовым агрегатом (Ab+Q); в – плагиоклаз (Pl) со следами растворения и кварц-мусковитовым симплектитом (Q+Mus); г – плагиоклаз (Pl) со следами деформации, растворения и коррозионными границами на контактах с ортоклазом (Ort), кварц-цоизитовый симплектит (Q+Zo).

Фото шлифа с анализатором. Масштаб 0.1 мм.

Fig. 6. Granitic relic: а – deformed plagioclase (Pl) grains with slit-like dissolution traces; б – cavity of dissolution in plagioclase with quartz-albite aggregate (Ab+Q); в – plagioclase (Pl) with traces of dissolution and quartz-muscovite symplectite (Q+Mus); г – plagioclase (Pl) with traces of deformation, dissolution and corrosion boundaries at the contacts with orthoclase (Ort) and quartz-zoisite symplectite (Q+Zo).

Thin section with analyzer. Scale bar is 0.1 mm.

удлиненные и скелетные зерна (рис. 6в). Встречаются также кварц-цоизитовые (клиноцоизитовые), кварц-альбит-цоизитовые и микроклин-цоизитовые симплектиты (рис. 6г).

Поздние жилы пегматитов и гранитов, пересекающие кварцевую жилу, также интенсивно деформированы, в отдельных участках фрагментированы. Структура неравномернозернистая, текстура катакластическая. В наиболее деформированных участках отмечается окварцевание, местами гематитизация. Состав породы (об. %): плагиоклаз 50–69, кварц 15–40, ортоклаз 10–30, слюда 5–10, клиноцозит 1–5. В шлифах порода характеризуется порфирированной структурой, катакластической текстурой. Крупные зерна плагиоклаза размером до 0.5–1.0 см представлены олигоклазом (An_{22–26}).

Плагиоклаз деформирован, часто фрагментирован, местами между фрагментами встречаются кварц или скопления мелких чешуек бесцветной слюды, иногда в ассоциации с кварцем, образующим линзовидные прожилки (рис. 7а). Размер зерен 0.01–0.03 мм, местами до 0.1–0.3 мм.

Линзовидные и ксеноморфные скопления биотита и мусковита (часто с преобладанием последнего) приурочены к интенсивно деформированным участкам, где слюды выполняют трещины в плагиоклазе (рис. 7б). Более крупные пластинки мусковита часто изогнуты, иногда фрагментированы. Плагиоклаз деформирован, местами в нем встречаются механические двойники. Границы зерен зубчатые, коррозионные (рис. 7в). Исходные зерна кварца разбиты трещинами, часто раздроблены и фрагментированы, в некоторых видны следы растворения. Признаки растворения отмечаются и в плагиоклазе (рис. 7г). На границе кварца и плагиоклаза встречаются кварц-мусковитовые симплектиты с неоднородным строением. Центральные части сростков существенно мусковитовые, краевые части сложены срастаниями тонких пластинок мусковита с мелкими каплевидными зернами кварца (рис. 7г). Здесь же наблюдаются кварц-клиноцоизитовые симплектиты, в которых кварц имеет преимущественно скелетную форму (рис. 7д). В других участках отмечаются кварц-мусковитовые и кварц-клиноцоизитовые симплектиты. Кварц-мусковитовые симплектиты повсеместно деформированы и фрагментированы. Между фрагментами могут находиться кварц-клиноцоизитовые симплектиты без следов деформации. Судя по характеру взаимоотношений, кварц-клиноцоизитовый симплектит образовался позже кварц-мусковитового (рис. 7е).

Кварц, слагающий большую часть жилы, характеризуется разными структурными особенностями, отличаясь по цвету, прозрачности, размеру и форме зерен. Преобладает молочно-белый кварц, в котором встречаются участки разной формы, сложенные светло-серым и серым кварцем. Желтоватый цвет кварцевых зерен обусловлен присутствием пленок гидроксидов железа, обычно приуроченных к зонам трещиноватости и дробления. Нередко в сером кварце заключены зерна белого кварца. Прозрачные и полупрозрачные разновидности отмечаются в кварцевых агрегатах любой окраски.

В шлифах агрегат молочно-белого кварца обычно неравномернозернистый, в разной степени преобразованный. Структура агрегатов варьирует от мелко-среднезернистой микрогранобластовой до средне-крупнозернистой гранобластовой, местами псевдопорфирированной и порфирированной. Текстура катакластическая (рис. 8а). Зерна отличаются формой сечений, степенью деформации и количеством включений, как флюидных, так и минеральных. В участках с неравномернозернистой структурой отчетливо проявлены коррозионные границы на контактах зерен и деформационные полосы (рис. 8б). В краевых частях наблюдаются зерна с прямолинейными, местами коррозионными границами (рис. 8в) и встречается ленточный кварц, приуроченный к ранним щелям растворения, разбитый трещинами позднего воздействия на фрагменты (рис. 8г).

Кварц-полевошпатовые агрегаты в жиле имеют переменное количество минералов и различную зернистость. Степень тектонического воздействия на них проявлена по-разному. Наиболее интенсивное преобразование минералов отмечаются в зонах дробления и милонитизации. Изменяется структура от исходной гипидиоморфнозернистой, характерной для гранитов, до микрогранобластовой в комбинации с микрогранобластовой, состоящей из зерен размером от 0.01 до 1.0 мм. Наряду с обломками зерен кварца и плагиоклаза повсеместно встречаются новообразованные индивиды этих минералов, отличающиеся по форме и размеру, обычно более мелкие, чем исходные. Более крупные зерна кварца размером 0.10–0.15 мм местами раздроблены и фрагментированы (рис. 9а). В зоне интенсивного растворения граница между кварцевым агрегатом и плагиоклазом зубчатая. В плагиоклазе наблюдаются продольные и поперечные каналы растворения (рис. 9б) и включения кварца каплевидной формы (рис. 9в).

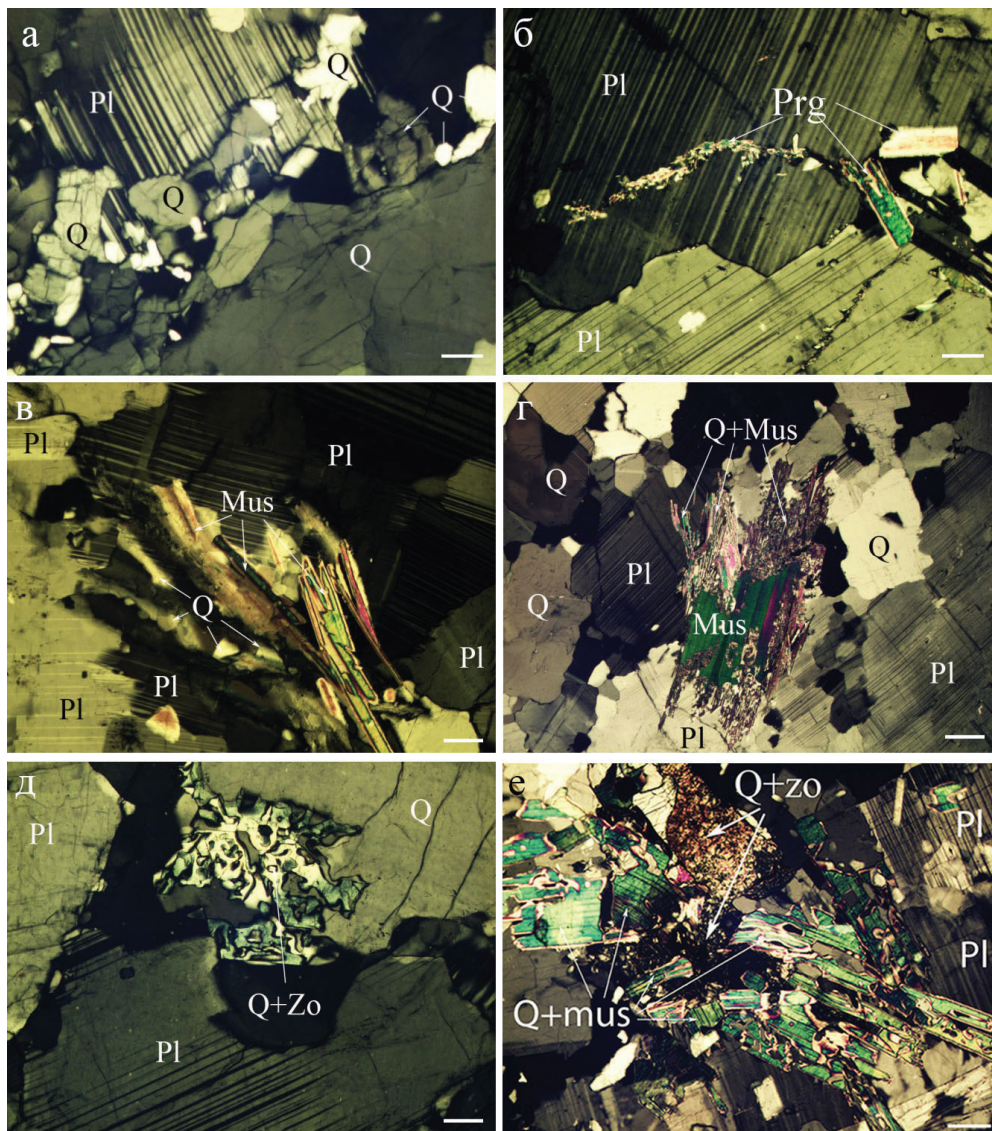


Рис. 7. Пегматит: а – интенсивно деформированные зерна плагиоклаза (Pl); б – трещины в плагиоклазе (Pl), выполненные мелкочешуйчатым мусковитом (Prg); в – трещины деформации, следы растворения и теневые зоны в зернах ортоклаза (Ort); г – полосы деформации в амфиболе, со следами растворения и биотитом (Bt), замещающим амфибол. г – кварц-мусковитовый симплектит (Q+Mus) и деформированные со следами растворения зерна кварца (Q) и плагиоклаза (Pl); д – кварц-клинозоизитовый симплектит (Q+Zo); е – деформированный кварц-мусковитовый симплектит (Q+Mus) и кварц-клинозоизитовый симплектит (Q+Zo) между его фрагментированными частями.

Фото шлифа с анализатором. Масштаб 0.1 мм.

Fig. 7. Pegmatite: а – intensely deformed plagioclase grains (Pl); б – fractures in plagioclase (Pl) filled by fine-scaled muscovite (Prg); в – deformation fractures, traces of dissolution and shadow zones in orthoclase grains (Ort); г – deformation bands in amphibole with dissolution traces and biotite (Bt) after amphibole; г – quartz-muscovite simplectite (Q+Mus) and deformed of quartz grains (Q) with traces of dissolution and plagioclase (Pl); д – quartz-clinzoisite simplectite (Q+Zo); е – deformed quartz-muscovite simplectite (Q+Mus) and quartz-clinzoisite simplectite (Q+Zo) between its fragmented parts.

Thin section with analyzer. Scale bar is 0.1 mm

Механические двойники в плагиоклазе проявлены особенно отчетливо в наиболее интенсивно деформированных участках, где образуются зоны милонитизации. Они выражены в параллельных полосах, напоминающих полисинтетические двойники, но отличающихся толщиной полос, которая

часто изменяется при изгибе. Концы таких полос бывают срезаны трещинками, которые являются конечным результатом деформации (рис. 9в). Местами на границе кварц-плагиоклаз образуется полоса новообразованных зерен плагиоклаза и кварца шириной 0.05–0.1 мм (рис. 9г).

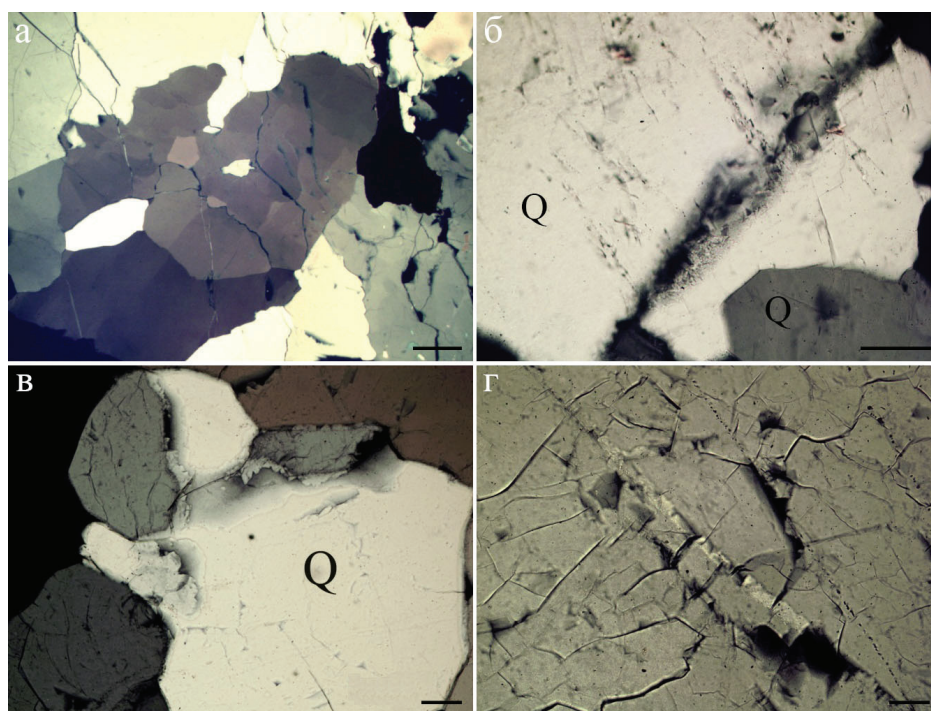


Рис. 8. Текстурно-структурные особенности кварца: а – катакластическая текстура с фрагментированием зерен; б – структура растворения со щелевидными полостями и деформационными полосками; в – структура растворения с коррозионной границей на контакте зерен; г – ленточный кварц со следами деформации и растворения в зерне исходного кварца (в центре).

Фото шлифа с анализатором. Масштаб 0.5 (а) и 0.1 (б–г) мм.

Fig. 8. Textural and structural features of quartz: а – cataclastic texture with grain fragmentation; б – dissolution structure with slit-like voids and deformation strips; в – dissolution structure with a corrosion boundary at the grain contact; г – ribbon quartz with traces of dissolution in the grain of primary quartz (in the center).

Thin section with analyzer. Scale bar is 0.5 (а) and 0.1 (б–г) mm.

В кварц-полевошпатовом агрегате, подвергнутом интенсивному тектоническому воздействию, встречаются зерна альбита, граната и микроклина, пластинки мусковита и биотита, кварц-мусковитовые и кварц-цоизитовые симплектиты. Вокруг микроклина иногда формируются гранофировые каймы, сложенные альбитом и кварцем (рис. 10а). Такой же кварц-альбитовый состав имеет система кулисных прожилков внутри зерен микроклина, образованных по трещинам скола, местами с сигмоидальным изгибом в центре (рис. 10б). В зонах милонитизации встречаются кварц-мусковитовые симплектиты, в которых зерна кварца имеют различную форму от каплевидной и скелетной до червеобразной (рис. 10в). В участках, где растворение кварцевых зерен подтверждается присутствием каналов растворения, коррозионными границами и полостями растворения, отмечаются пластинки мусковита, а местами кварц-мусковитовые симплектиты (рис. 10г).

ОБСУЖДЕНИЕ

Петрографическое изучение комплекса пород, слагающих Беркутинскую жилу, позволило выявить многоэтапность ее формирования и последующие изменения. Реликты вмещающих амфиболитов и гнейсов свидетельствуют о том, что жила является типичной жилой замещения. Реликты вмещающих пород интенсивно изменены при процессах динамометаморфизма и регионального метаморфизма.

Механизмы деформации в амфиболитах. В амфиболитах под действием стрессового давления изменяются структуры и текстуры. Нематогранобластовая структура в процессе биотитизации амфибола превращается в лепидогранобластовую, полосчатая текстура переходит в пльчатую, часто с элементами сланцеватой. Встречаются структуры вращения с центральным зерном, окаймленным «мантией» новообразованных зерен, формирующих порфирокластовую структуру.

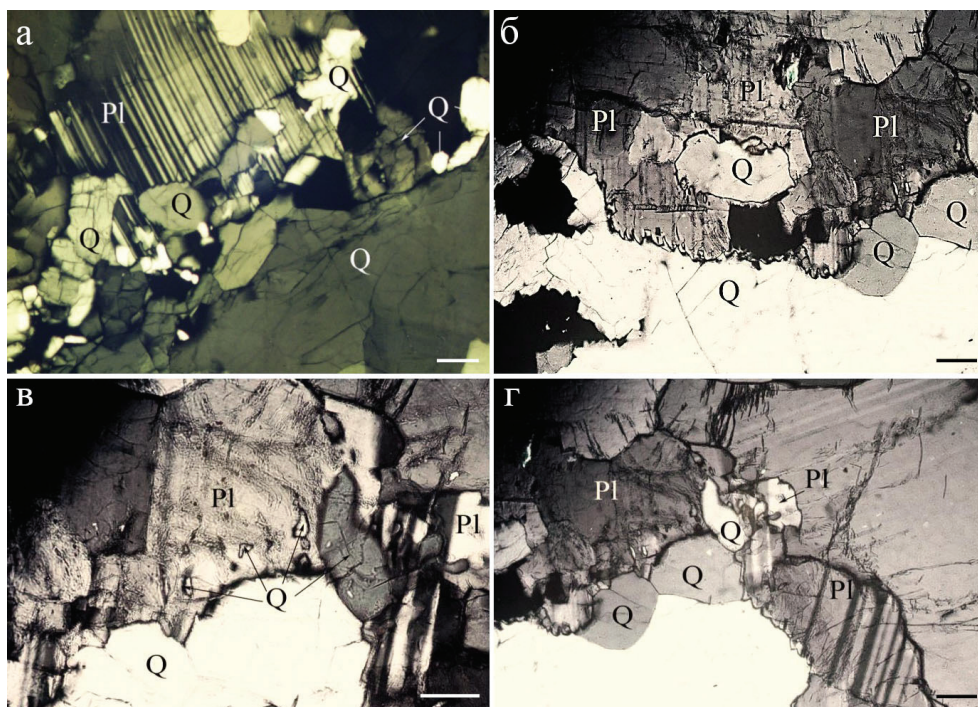


Рис. 9. Структурные особенности деформационных изменений в зернах кварца и плагиоклаза: а – катаклазированные участки со следами растворения зерен кварца и плагиоклаза и микрогранокластовой структурой в комбинации с микрогранобластовой структурой; б – миграция границы зоны растворения в сторону плагиоклаза; в – следы растворения и деформации плагиоклаза с пятнами волнистого погасания, полосами деформации, каналами растворения и механическими двойниками (правый нижний угол фото); г – полоса растворения и отложения зерен кварца и плагиоклаза на границе кварц-плагиоклаза.

Фото шлифа с анализатором. Масштаб 0.1 (а, б, г) и 0.05 (в) мм.

Fig 9. Structural features of deformation transformations in grains of feldspar-quartz aggregate:

а – cataclastic areas with traces of dissolution of quartz grains and plagioclase and microgranoclastic structure in combination with microgranoblastic structure; б – migration of the boundary of the dissolution zone towards plagioclase; в – traces of dissolution and deformation of plagioclase with spots of wavy extinction, deformation bands, dissolution channels and mechanical twins (lower right corner of the photo); г – dissolution and deposition band of quartz and plagioclase grains at the quartz-plagioclase boundary.

Thin section with analyzer. Scale bar is 0.1 (а, б, г) and 0.05 (в) mm.

Главные породообразующие минералы деформируются под действием давления. Одни зерна раздроблены или фрагментированы, в других – отчетливо проявлены следы хрупкой и пластической деформации или признаки растворения и отложения (табл. 1). По экспериментальным данным (Вернон, 1980) под давлением кварц растворяется в широком интервале температур от 200–300 °С до 500–600 °С. Дислокационное скольжение в кварце, проявленное в волнистом погасании зерен, является ведущим механизмом при температурах 300–400 °С (Кирмасов, 2011). Плагиоклаз и ортоклаз под давлением в низкотемпературных условиях подвергаются дроблению, а при температуре около 500 °С в них отмечается дислокационная ползучесть (Tuller et al., 1973). Преобразования амфибола и биотита также свидетельствуют о тектоническом воздей-

ствии, в результате которого отмечаются признаки растворения в зернах амфибола, дислокационное скольжение в пластинках биотита и появление в них микрокливажных зон и микроскладок.

Механизмы деформации в гнейсах. В гнейсах минералы подвергаются таким же преобразованиям под тектоническим воздействием, что и минералы в амфиболитах (табл. 2). Кварц является наиболее информативным минералом не только о происхождении, зарождении и росте, но и о дальнейшем изменении вплоть до полного перерождения (Кабанова, 2011). В гнейсах зерна исходного кварца под действием давления рекристаллизованы, местами растворены. Рекристаллизация является начальным этапом перекристаллизации и проявлена образованием и ростом мелких идиоморфных зерен в деформированных крупных индивидах того

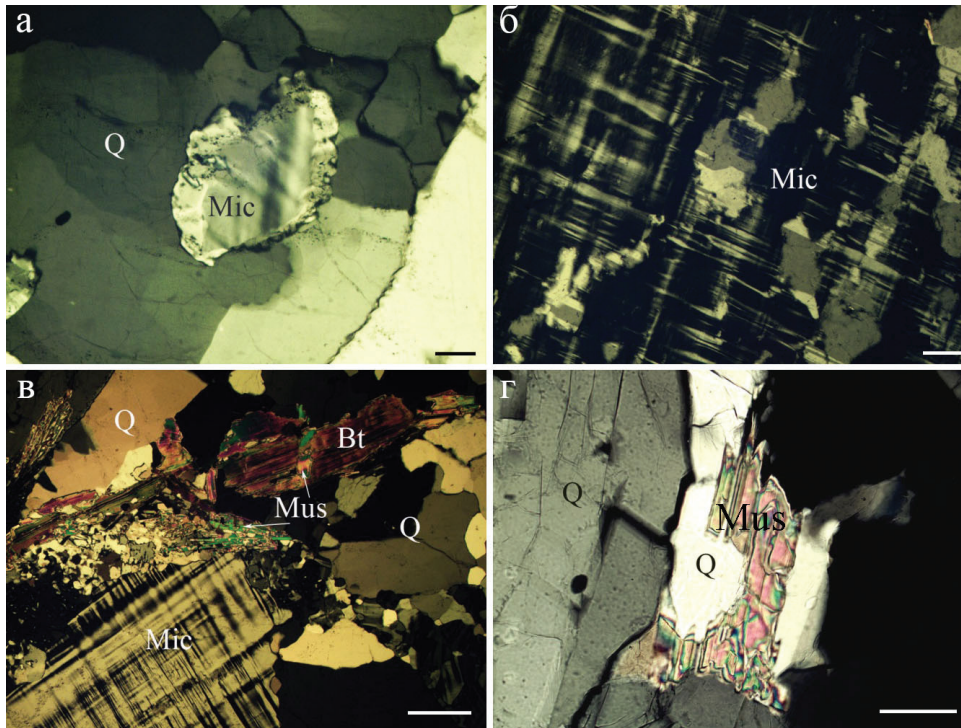


Рис. 10. Признаки метасоматического преобразования в кварцевом агрегате: а – образование альбит-кварцевой каймы вокруг микроклина; б – прожилки кварц-альбитового состава в деформированном зерна микроклина; в – зона перекристаллизации на границе микроклин-кварц с образованием мусковит-кварцевого симплектита; г – мусковит в участке растворения кварца.

Фото шлифа с анализатором. Масштаб 0.1 (а, б, г) и 0.5 (в) мм.

Fig. 10. Features of metasomatic transformation in quartz aggregate: а – formation of an albite-quartz contact around microcline; б – veins of quartz-albite composition in deformed microcline grains; в – zone of mylonitization and recrystallization at the microcline-quartz boundary with the formation of muscovite-quartz simplectite; г – muscovite in the quartz dissolution area.

Thin section with analyzer. Scale bar is 0.1 (а, б, г) and 0.5 (в) mm.

же минерала. Возникает неравномернозернистый агрегат со сложными границами между индивидами (Попов, 2011). Присутствие такого кварца и фрагментация по краям зерен с перемещением их в тыльные части свидетельствует о совместном действии метаморфической дифференциации и деформационных процессов (Кирмасов, 2011).

Кварц, возникший по исходному кварцу, содержащему значительное количество флюидных включений, образуется в процессе рекристаллизации с растворением. Его зерна мелкие, с прямолинейными или закругленными границами каплевидной, бугорчатой, иногда скелетной формы, местами с зубчатыми границами. В них может проявляться дислокационное скольжение, но большей частью зерна характеризуются однородным погасанием и не содержат следов деформации.

Если исходные зерна кварца не содержат флюидных включений, то рекристаллизация происходит без растворения. В низкотемпературных ус-

ловиях при высоких скоростях деформации кварц подвергается хрупкому разрушению и пластической деформации, которая выражается в волнистом или мозаичном погасании, как следствие разориентировки кристаллической решетки в разных частях зерна. Под действием давления в зернах возникают полосы или зоны деформации, по которым обычно кристаллизуется тонко-мелкозернистый агрегат кварцевых зерен.

Кварц четвертой генерации – кварц перекристаллизации, которая сопровождается изменением формы и величины кристаллов «без привноса – выноса вещества из рассматриваемого объема и без изменения минерального состава системы» (Попов, 2011).

Механизмы деформации в гранитах. Во включениях гранитов и поздних жилах пегматитов и гранитов выявлены признаки, свидетельствующие о постоянном, но разном по интенсивности воздействии давления на породы в стадию регио-

Таблица 1

Механизмы деформации минералов в амфиболитах

Table 1

Mechanisms of mineral deformation in amphibolites

Минералы	Хрупкое разрушение	Растворение под давлением	Дислокационное скольжение	Рекристаллизация	Форма зерен и кристаллов
Амфибол	Внутризерновые трещины, дробление	Тени растворения, щелевидные трещины	Волнистое погасание субзерновые структуры, структуры фрагментации	—	Призматическая, преимущественно ксеноморфная
Плагиоклаз	Внутризерновые трещины, дробление	Щелевидные полости, коррозионные границы,	Волнистое погасание	Образование тонких альбит-кварцевых агрегатов	Гипидиоморфная ксеноморфная
Ортоклаз	Дробление, трещины хрупкой деформации	Тени растворения, щелевидные полости	Волнистое погасание	—	Гипидиоморфная и ксеноморфная
Биотит	Дробление, внутризерновые трещины, микрокливажные зоны, микроскладки	Тени растворения	Волнистое погасание, микрокливажные зоны	—	Пластинчатая, таблитчатая, ксеноморфная
Гранат	Внутризерновые трещины, дробление	—	Субзерновые структуры с вращением	—	Ромбоэдрическая, трапецевидная, гексогональная, ксеноморфная
Кварц-1	Внутризерновые трещины, дробление, блокирование	Тени растворения, полости, щелевидные трещины	Волнистое погасание, деформационные ламели	Рекристаллизация с миграцией границ зерен	Ксеноморфная, близкая к изометричной
Кварц-2	—	—	—	—	Округлая

нального метаморфизма. Тектоническая нагрузка и температурный режим отличались в разных частях жилы, в результате чего произошло не только тектоническое преобразование исходных минералов в породе, но и появление новых генераций и новых минералов (табл. 3). Полевые шпаты несут признаки воздействия и преобразования. Интенсивно деформированные зерна плагиоклаза-олигоклаза содержат не только трещины хрупкой деформации, но и трещины и полости растворения. В полостях отлагается кварц и альбит, что свидетельствует о рекристаллизации с растворением и химическими превращениями. В зернах плагиоклаза, в которых механические двойники отсутствуют, рекристаллизация происходила в низкотемпературных условиях. Зерна плагиоклаза с механическими двойниками и

мозаичным или волнистым погасанием свидетельствуют о преобразовании в условиях более высокой температуры (около 900 °С) и умеренных деформаций (Tullis et al., 2000). Такие же преобразования в зернах плагиоклаза отмечены в жилах гранитов и пегматитов. В них, наряду с отдельными проявлениями кварц-альбитовых агрегатов в пустотах растворения, встречаются линзовидные прожилки, в которых в ассоциации с кварцем и альбитом встречается мусковит. В зернах кварца признаки растворения подтверждаются появлением лентовидного кварца, образование которого происходит в условиях растворения и быстрой рекристаллизации при температуре свыше 800 °С (Вернон, 1980).

Механизмы деформации в жильном кварце.
 В зернах кварца проявлены основные механизмы

Таблица 2

Механизмы деформации минералов в гнейсах

Table 2

Mechanisms of deformation of minerals in gneiss

Минералы	Хрупкое разрушение	Растворение под давлением	Дислокационное скольжение	Рекристаллизация	Форма зерен и кристаллов
Плагиоклаз	Внутризерновые трещины, дробление, фрагментирование, механические (деформационные) двойники	Щелевидные трещины, тени растворения, коррозионные границы,	Волнистое, косое погасание	Образование кварц-альбитовых агрегатов	Гипидиоморфная, ксеноморфная
Ортоклаз	Внутризерновые трещины	Тени растворения, щелевидные трещины	Косое погасание	Образование микроклина	Гипидиоморфная, ксеноморфная
Слюды (биотит, мусковит)	Дробление, внутризерновые трещины, микрокливажные зоны, микроскладки	Следы растворения в виде щелевидных полостей	Волнистое погасание	—	Таблитчатая, пластинчатая, чешуйчатая
Кварц 1	Трещины хрупкой деформации, дробление, блокирование	Тени растворения, щелевидные полости и трещины, коррозионные границы	Волнистое погасание, Фрагментарное погасание	Миграция границ зерен, образование на границе с плагиоклазом кварц-альбитовых агрегатов	Ксеноморфная, близкая к изометричной
Кварц 2	Внутризерновые трещины	Следы растворения	Волнистое погасание	—	Каплевидная с прямолинейными или скругленными границами
Кварц 3	—	—	—	—	Близкая к изометричной
Кварц 4	—	—	—	—	Полигональная

деформации и структуры растворения и отложения. Рекристаллизация с растворением и без растворения с образованием двух генераций происходила во всех разновидностях кварца.

Зерна кварца из кварц-полевошпатовых агрегатов подвергнуты тем же преобразованиям, что и зерна из реликтов вмещающих пород: разной степени деформации с трещинами, дроблением и брекчированием, рекристаллизации с растворением и без растворения, отложением новообразованных минералов, образованием порфирокластов. По исходному кварцу первой генерации образуется рекристаллизованный кварц, который различается морфологией и присутствием или отсутствием включений. По исходному плагиоклазу-олигоклазу An_{24-26} образовались альбит и олигоклаз An_{18-20} .

В разных участках жилы интенсивность тектонического воздействия отличалась, что выразилось в разных текстурно-структурных особенностях. В зернах кварца с незначительным содержанием или вообще без флюидных включений при высоких скоростях деформации происходит хрупкое разрушение с образованием катакластических и брекчиевых текстур (Кирмасов, 2011). Рекристаллизация происходит без растворения с образованием порфирокластовых и микрогранобластовых структур. В зернах с высоким содержанием флюидных включений рекристаллизация происходит с растворением, образованием коррозионных границ, деформационных полосок-ламелей и ленточного кварца.

Ленточный кварц, образованный по трещинам одного направления, в некоторых случаях ин-

Таблица 3

Механизмы деформации минералов в гранитах и пегматитах

Table 3

Mineral deformation mechanisms in granites and pegmatites

Минералы	Хрупкое разрушение	Растворение под давлением	Дислокационное скольжение	Рекристаллизация	Образование прожилков	Форма зерен и кристаллов
Плагиоклаз	Брекчирование, дробление, внутризерновые трещины, механические двойники	Тени растворения, щелевидные полости, коррозионные границы	Волнистое, мозаичное погасание	Образование кварца, альбита, парагонита	Кварцевые, кварц-парагонитовые, мусковитовые, кварц-альбит-мусковитовые, кварц-микроклин-мусковитовые	Гипидиоморфная, таблитчатая
Ортоклаз Микроклин	Дробление, брекчирование	Тени растворения	Пятнистое погасание	—	Кварцевые Кварц-альбит-мусковитовые	Таблитчатая гипидиоморфная, ксеноморфная
Кварц 1	Дробление, блокование	Щелевидные трещины каверны	Волнистое погасание	Рекристаллизация с миграцией границ зерен	—	Ксеноморфная, близкая к изометричной
Кварц 2	—	Следы растворения на границе с исходными зернами	—	—	—	Округлая
Кварц (в кварц-мусковитовом симплектите)	Внутризерновые трещины	Тени растворения	Волнистое погасание	—	—	Удлиненная, удлиненно-скелетная
Кварц (в кварц-цоизитовом, клиноцоизитовом симплектите)	Внутризерновые трещины	Тени растворения	Волнистое погасание	—	—	Каплевидная, червеобразная
Мусковит	Внутризерновые трещины, брекчирование	Тени растворения	Волнистое погасание	—	—	Пластинчатая, чешуйчатая
Цоизит	Внутризерновые трещины	—	—	—	—	Удлиненная, призматическая, ксеноморфная

тенсивно деформирован, вплоть до фрагментирования трещинами другого направления, что свидетельствует о длительности тектонического воздействия. Полевые шпаты в кварц-полевошпатовых агрегатах также содержат все признаки преобразования под воздействием давления. Плагиоклаз

содержит трещины хрупкой деформации, которые часто нарушают сплошность зерен, сдвигая отдельные части зерна, нередко с вращением. По данным экспериментальных исследований при высоком давлении (800 МПа) и относительно высокой степени деформации с увеличением температуры до

300 °С, горная порода на микроуровне претерпевает интенсивные хрупкие деформации с образованием трещин и дроблением зерен по плоскостям спайности (Tullis et al., 1973). Рекристаллизация с вращением, миграцией границ зерен и формированием порфиорокластических структур происходит при температуре около 700 °С (Кирмасов, 2011).

Механическое дробление зерен сопровождается хрупким разрушением. В условиях низкой ступени метаморфизма зерна кварца и полевых шпатов подвергаются дроблению, а при высоких скоростях деформации – хрупкому разрушению. Этот процесс создает катакластические текстуры. Пластические деформации вызывают разориентировку кристаллической решетки, что выражается в волнистом погасании. Растворение минералов под давлением и переотложение сопровождается фрагментацией зерен с образованием деформационных полосок-ламель, границ коррозионного типа и зерен другой формы.

Механические (деформационные) двойники в плагиоклазе также являются показателями тектонического воздействия, которое по сравнению с дислокационным скольжением протекает быстро и требует более высоких напряжений (Кирмасов, 2011). Механические двойники проявлены особенно отчетливо в участках интенсивной деформации. По ряду признаков они отличаются от двойников роста (Григорьев, Жабин, 1975). Толщина двойниковых пластинок роста в зерне обычно колеблется в широких пределах, в то время как в механических двойниках толщина пластинок примерно одинакова в пределах каждой системы или в пределах зерна.

В кварцевых и кварц-полевошпатовых агрегатах, наряду с метаморфическими преобразованиями, отмечены и метасоматические (табл. 4). К ним относятся преобразования, связанные с формированием прожилков внутри зерен микроклина и плагиоклаза, образованных по трещинам скола, местами с сигмоидальным изгибом в центре. Такие жилы возникают в зонах хрупко-пластического скола, где происходит одновременное разрастание трещин и их раскрытие (Duney, Ramsay, 1973). Жилы приобретают сигмоидальный изгиб за счет разной величины вращения, изменяющейся от центральной части жилы к окончаниям. Свидетельством метасоматических преобразований являются симплектиты, образование которых связано с воздействием растворов или флюидов с К, Na, Ca, Fe и SiO₂ и изменением условий кристаллизации (Кабанова, 2016). Образование мирмекитов происходит

при замещении калиевых полевых шпатов кислым плагиоклазом в случаях циркуляции калий- и натрийсодержащих растворов.

В процессе метасоматоза кристаллизуются новые генерации минералов, отличающиеся от исходных формой, размером, нередко оптическими свойствами и, главное, включениями других минералов. Зерна метасоматического кварца обычно содержат включения слюды, пластинок гематита, иногда эпидота или цоизита. Погасание может быть волнистым или однородным в зависимости от условий кристаллизации. Если кристаллизация происходила под действием давления, то кристаллическая решетка новообразованных зерен могла деформироваться и погасание будет волнистым.

В процессе метасоматоза зерна плагиоклаза замещаются кварцем и микроклином, ортоклаз – плагиоклазом. В последнем случае образуются мирмекиты – сростки альбита с кварцем. Часто встречаются кварц-мусковитовые, кварц-альбит-мусковитовые или кварц-микроклин-мусковитовые и кварц-цоизитовые симплектиты. Кварц в них характеризуется разной формой зерен: наряду с каплевидной и червеобразной, как в мирмекитах, имеется удлиненная или скелетная форма и более крупные размеры зерен. Скелетные зерна в симплеклитах могут образоваться из растворов, содержащих примеси, не входящие в кристаллическую структуру основного породообразующего минерала. Примеси оседают на гранях и тормозят их рост. Рост скелетных кристаллов возможен и в случае растворения исходных зерен, содержащих включения, и последующего отложения новообразованных зерен тех же минералов или минералов другого состава.

Микроклин образовался двумя путями. Один – в процессе растворения исходных полевых шпатов под давлением, где он встречается в парагенезисе с кварцем и альбитом, другой – метасоматическим путем вместе с кварцем, альбитом, мусковитом и цоизитом.

О неоднократном воздействии давления в процессе становления Беркутинской жилы свидетельствуют деформации, проявленные как в зернах исходных, так и метасоматических минералов. Так, пластинки мусковита из кварц-мусковитового симплектита интенсивно деформированы, часто фрагментированы. Между их фрагментами местами встречается тонкозернистый кварц, а в некоторых зернах отмечаются микрокливажные зоны.

Таблица 4

Стадии преобразования пород Беркутинской жилы

Table 4

Transformation stages of rocks the Berkut vein

Породы	Метаморфогенная				Структуры и текстуры исходных пород	Структуры и текстуры измененных пород
	Автометаморфическая	Пневмотолитовая	Гидротермальная	Метасоматическая		
Пегматиты	Кварц-альбитовые мирмекиты	Альбитизация, грейзенизация.	Турмалинизация, кварц-турмалиновые прожилки	Симплектиты и прожилки: кварц-мусковитовые, кварц-клиноцоизитовые	Гипидиоморфная, порфирировидная. Текстура массивная	Структуры гранобластовая, порфиробластовая, порфирокластовая. Текстуры катакластическая, брекчиевая
Граниты	Кварц-альбитовые мирмекиты	—	—	Симплектиты: кварц-мусковитовые, кварц-цоизитовые, кварц-альбит-цоизитовые, кварц-альбит-микроклиновые	Гипидиоморфная, порфирировидная. Текстура массивная	Структуры гранобластовая, порфиробластовая, порфирокластовая. Текстуры катакластическая, брекчиевая
Гнейсы	—	Альбитизация калиевого полевого шпата, грейзенизация	Биотитизация амфибола, хлоритизация	Прожилки: магнетит-кварцевые, магнетит-биотит-кварцевые, кварц-турмалиновые	Гранобластовая, лепидогранобластовая. Текстура гнейсовилная	Структура бластопорфирировая. Текстуры катакластическая, плейчатая, брекчиевая
Амфиболиты	—	Альбитизация калиевого полевого шпата, грейзенизация	Биотитизация амфибола, хлоритизация, амфиболизация	Апатит-кварцевые агрегаты	Нематогранобластовая, порфиробластовая. Текстура полосчатая	Структуры порфиробластовая, порфирокластовая. Текстуры катакластическая, брекчиевая, плейчатая, сланцеватая

ВЫВОДЫ

Результаты детального петрографического изучения минеральных агрегатов Беркутинской жилы позволили выяснить роль процессов метаморфизма и метасоматоза в формировании и преобразовании главных породообразующих минералов жилы. Воздействие давления на минералы вызвало разную степень их преобразования, вплоть до полного изменения, сопровождающегося появлением новых генераций. Изменились не только структурно-текстурные особенности агрегатов, но и их количественно-минералогический состав. Ряд характерных признаков, обнаруженных в измененных минералах, позволили в них выделить несколько генераций на основании отличий морфологии,

размеров, характера погасания зерен и присутствия (или отсутствия), в них включений.

Установлены признаки, которые могут свидетельствовать о процессах, ответственных за образование каждой генерации минералов. Среди них главными являются структурно-текстурные, кристаллооптические, ассоциативные и некоторые другие (включения в минералах, их количество, состав и др.). Образование лейкократовых минералов нескольких генераций свидетельствует о разных условиях их кристаллизации. Особое место занимает гранулированный кварц нескольких генераций, обязанный своим происхождением процессам рекристаллизации (с растворением и без), отложения и перекристаллизации. Эти отличия свидетельствуют о перерывах в процессе их образования,

т. е. изменении условий кристаллизации. Наличие деформационных структур в породах и минералах разных генераций свидетельствует о длительности воздействия давления на всем протяжении формирования и преобразования жилы. Степень деформационных преобразований свидетельствует о раз- ных силе напряжений и температурном режиме в разных участках жилы. Приведенные выше данные свидетельствуют о широком температурном диапа- зоне до 700 °С, при котором происходили измене- ния пород и минералов Беркутинской жилы.

ЛИТЕРАТУРА

- Белковский А.И. (2004) Кыштымское месторож- дение прозрачного жильного кварца: геодинамическая, «возрастная» позиция и генезис кварцевых жил (Сред- ний Урал). *Материалы Международного семинара «Кварц. Кремнезем»*. Сыктывкар, 189–191.
- Белковский А.И. (2011) Геология и минералогия кварцевых жил Кыштымского месторождения (Средний Урал). Миасс, ИМин УрО РАН, 234 с.
- Вернон Р.Х. (1980) *Метаморфические процессы*. М., Недра, 226 с.
- Григорьев Д.П., Жабин А.Г. (1975) *Онтогенез ми- нералов (индивиды)*. М., Наука, 339 с.
- Игуменцева М.А. (2012) Кварц Кыштымского и Кузнечихинского месторождений: состав, структура, тех- нологические свойства. Екатеринбург, УрО РАН, 166 с.
- Кабанова Л.Я. (2011) Роль типоморфных особен- ностей кварца в оценке качества сырья. *Материалы Всероссийского совещания «Современные проблемы из- учения и использования минерально-сырьевой базы квар- цевого сырья»*. Миасс-Екатеринбург, ИМин УрО РАН, 81–86.
- Кабанова Л.Я. (2016) Симплектиты как показате- ли декомпрессионных условий образования. *Материа- лы 68-ой научной конференции «Наука ЮУрГУ»*. Челя- бинск, ЮУрГУ, 275–283.
- Кирмасов А.Б. (2011) *Основы структурного ана- лиза*. М., Научный мир, 368 с.
- Корекина М.А., Савичев А.Н. (2023) Элементы- примеси в кварце гидротермально-метаморфогенного и гидротермально-метаморфогенно-метасоматического генезиса (Южный Урал). *Известия Томского политех- нического университета. Инжиниринг ресурсов*, 334(2), 185–195.
- Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А., Шох В.Д. и др. (2008) Государственная геологическая карта Российской федерации масштаба 1:200 000. Серия Южно-Уральская, лист N-41-1. Объяснительная записка. Челябинск, 320 с.
- Мельников Е.П. (1988) Геология, генезис и про- мышленные типы месторождений кварца. М., Недра, 216 с.
- Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. (2007) *Минералогия шовных зон Урала, 3. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал)*. Ека- теринбург, ИГГ УрО РАН–УТГУ, 187 с.
- Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Сазонов В.Н. (2011) Онтогенетические типы кварца жил выполнения. *Материалы Всероссийского совещания «Современные проблемы изучения и использования минерально-сырь- евой базы кварцевого сырья»*. Миасс-Екатеринбург, ИМин УрО РАН, 131–136.
- Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Недосекова И.А., Савичев А.Н. (2016) Гранитные пегматиты, карбонатиты и гидротермалиты Уфалейского метаморфического ком- плекса. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН–УТГУ, 283 с.
- Огородников В.Н., Савичев А.Н., Поленов Ю.А. (2018) Геолого-структурное положение кварцево-жиль- ных образований уфалейского гнейсо-мигматитового комплекса (Южный Урал) как результат полихронного и полигенного генезиса. *Литосфера*, 18(1), 99–110.
- Поленов Ю.А. (1977) Кварцевые жилы перекры- сталлизации и их связь с процессами метаморфизма. *Геология, тектонический режим и металлогения мета- морфизма*. Свердловск, 2, 19–21.
- Поленов Ю.А. (2008) Эндогенные кварцево-жиль- ные образования Урала. Екатеринбург, УГГУ, 271 с.
- Попов В.А. (2011) Практическая генетическая ми- нералогия. Екатеринбург, УрО РАН, 167 с.
- Савичев А.Н., Красильников П.А. (2019) Стати- стическая характеристика элементов-примесей в особо чистом кварце уфалейского типа (Уфалейский кварце- во-жильный район, Южный Урал). *Минералогия*, 5(1), 46–56.
- Durney D.W., Ramsay J.G. (1973) Incremental strains measured by sintectonic crystal growth. *Gravity and Tectonics*, 67–96.
- Tullis J.A., Christie J.M., Griggs D.T. (1973) Microstructural and preferred orientation of experimentally deformed quartzites. *Bulletin of Geological Society of America*, 84, 297–314.
- Tullis J.A. (1983) Deformation of feldspar. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2, 297–323.
- Tullis J., Stunitz H., Teyssier C. et al (2000). Deformation microstructures in quartzo-feldspathic rocks // *Stress, Structure and Strain: A volume in honour of Win D. Means*. Ed. by Mark Jessell, and Janos Urai. *Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition*, ISSN 1441-8142, V.2, Pap. 16, doi: 10.3809/jvirtex, 200, 00019

REFERENCES

Belkovsky A.I. (2004) Kyshtym deposit of transparent vein quartz: geodynamic, “age” position and genesis of quartz veins (Central Urals). *Materialy Mezhdunarodnogo soveshchaniya “Kvarts. Kremnezem” (Materials of the International Seminar “Quartz. Silica”)*. Syktyvkar, 189–191. (in Russian)

- Belkovsky A.I. (2011) Geology and mineralogy of quartz veins of the Kyshtym deposit (Central Urals). Miass, IMin UrO RAN, 234 p. (in Russian)
- Grigoriev D.P., Zhabin A.G. (1975) Ontogeny of minerals (individuals). Moscow, Nauka, 339 p. (in Russian)
- Igumentseva M.A. (2012) Quartz of the Kyshtym and Kuznechikha deposits: composition, structure, and technological properties. Yekaterinburg, UrO RAN, 166 p. (in Russian)
- Kabanova L.Ya. (2011) The role of typomorphic features of quartz in assessment of quality of raw materials. *Materialy Vserossiiskogo soveshchaniya "Sovremennye problemy i ispolzovaniya mineralno-syr'evoi bazy kvartsevogo syr'ya"* (Materials of the All-Russian meeting "Modern problems of studying and using the mineral resource base of quartz raw materials"). Miass-Yekaterinburg, IMin UrO RAN, 81–86. (in Russian)
- Kabanova L.Ya. (2016) Simplectites as indicators of decompression formation conditions. *Materialy 68-i nauchnoi konferentsii "Nauka YuUrGU"* (Materials of the 68th Scientific Conference "Science of the SUSU"). Chelyabinsk, YuUrGU, 275–283. (in Russian)
- Kirmasov A.B. (2011) Fundamentals of structural analysis. Moscow, Nauchny Mir, 368 p. (in Russian)
- Koryakina M.A., Savichev A.N. (2023) Trace elements in quartz of hydrothermal-metamorphogenic and hydrothermal-metamorphogenic-metasomatic genesis (South Urals). *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering*, 334(2), 185–195. (in Russian)
- Kuznetsov N.S., Puzhakov B.A., Shokh V.D., et al. (2008) State geological map of the Russian Federation on a scale of 1 : 200 000. Series South Urals, sheet N-41-1. Explanatory note. Chelyabinsk, 320 p. (in Russian)
- Melnikov E.P. (1988) Geology, genesis and economic types of quartz deposits. Moscow, Nedra, 216 p. (in Russian)
- Ogorodnikov V.N., Sazonov V.N., Polenov Yu.A. (2007) Mineralogy of suture zones of the Urals, 3. Ufaley gneiss amphibolite complex (South Urals). Yekaterinburg, IGG UrO RAN–UTGU, 187 p. (in Russian)
- Ogorodnikov V.N., Polenov Yu.A., Sazonov V.N. (2011) Ontogenetic types of quartz veins *Materialy Vserossiiskogo soveshchaniya "Sovremennye problemy i ispolzovaniya mineralno-syr'evoi bazy kvartsevogo syr'ya"* (Materials of the All-Russian meeting "Modern problems of studying and using the mineral resource base of quartz raw materials"). Miass-Yekaterinburg, IMin UrO RAN, 131–136. (in Russian)
- Ogorodnikov V.N., Polenov Yu.A., Nedosekova I.A., Savichev A.N. (2016) Granite pegmatites, carbonatites and hydrothermalites of the Ufaley metamorphic complex. Yekaterinburg, IGG UrO RAN–UTGU, 283 p. (in Russian)
- Ogorodnikov V.N., Savichev A.N., Polenov Yu.A. (2016) Geological and structural setting of quartz-vein formations of the Ufaley gneiss-migmatite complex (South Urals) as a result of polychronous and polygenic genesis. *Litosfera (Lithosphere)*, 18(1), 99–110. (in Russian)
- Polenov Yu.A. (1977) Quartz veins of recrystallization and their connection with the processes of metamorphism. *Geologiya, tektonicheskii rezhim i metallogeniya metamorfizma (Geology, Tectonic Regime and Metallogeny of Metamorphism)*, 2, 19–21. (in Russian)
- Polenov Yu.A. (2008) Endogenous quartz veins of the Urals. Yekaterinburg, UGGU, 271 p. (in Russian)
- Popov V.A. (2011) Practical genetic mineralogy. Yekaterinburg, UrO RAN, 167 p. (in Russian)
- Savichev A.N., Krasilnikov P.A. (2019) Statistic characteristic of trace elements in especially pure quartz of the Ufalei type (Ufalei quartz vein region, South Urals). *Mineralogiya (Mineralogy)*, 5(1), 46–56. (in Russian)
- Durney D.W., Ramsay J.G. (1973) Incremental strains measured by sintectonic crystal growth. *Gravity and Tectonics*, 67–96.
- Tullis J.A., Christie J.M., Griggs D.T. (1973) Microstructural and preferred orientation of experimentally deformed quartzites. *Bulletin of Geological Society of America*, 84, 297–314.
- Tullis J.A. (1983) Deformation of feldspar. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2, 297–323.
- Vernon R.H. (1980) Metamorphic processes. M.: Nedra, 226 p. (in Russian)

Информация об авторе

Л.Я. Кабанова – кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник Ильменского государственного заповедника, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Челябинская обл., Россия, kablar@mineralogy.ru

Information about the author

L.Ya. Kabanova – Candidate of Geological-Mineralogical Sciences, Scientific Researcher of the Ilmeny State Reserve, South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Chelyabinsk district, Russia, kablar@mineralogy.ru



УДК 549.642.27:550.42

DOI: 10.35597/2313-545X-2024-10-2-3

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ ПО ЗОНАМ И СЕКТОРАМ РОСТА КРИСТАЛЛОВ СПОДУМЕНА (МЕСТОРОЖДЕНИЕ ПАШКИ, НУРИСТАН, АФГАНИСТАН)

М.А. Иванов¹, **Н. Хамдард**¹, **С.Г. Скублов**², **В.В. Смоленский**¹

¹ Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II,
г. Санкт-Петербург, 21 линия ВО 2, 199106 Россия; nazifullahhamdard@gmail.com

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова 2,
г. Санкт-Петербург, 199034 Россия

Статья поступила в редакцию 30.03.2024 г., после доработки 08.05.2024 г., принята к печати 11.05.2024 г.

Аннотация. Методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) установлено закономерное распределение ряда элементов-примесей в кристаллах сподумена одного из пегматитовых литиевых месторождений Афганистана – Пашки (провинция Нуристан). Проведено 27 локальных анализов на содержание 19 химических элементов в образцах сподумена разных генераций, отобранных из пегматитов во время полевых работ 2023 г. Изучены кристалл сподумена ранней генерации из сподумен-кварц-альбитового пегматита блоковой структуры и два кристалла сподумена поздних генераций – идиоморфный кристалл из кварцевого ядра и кристалл, извлеченный из минерализованной пустоты («занорыша») вместе с горным хрусталем, альбитом и мусковитом. Установлено, что в пирамиде роста грани пинакоида (010) концентрация Fe, В и Ве на порядок более высокая, чем в пирамиде роста грани призмы (021). В направлении от ранних к поздним зонам роста отмечается тенденция к повышению содержания Ве, В, Fe и Mn, а также к понижению содержания К, Rb и Ti. Неоднородность примесного состава кристаллов сподумена определяется не столько их зональностью, сколько секториальностью, обусловленной разными кристаллохимическими условиями вхождения изоморфных примесей в структуру минерала на гранях, ориентированных параллельно и перпендикулярно направлению пироксеновых цепей кремнекислородных тетраэдров вдоль оси [001]. В направлении от ранней к поздним генерациям сподумена существенно снижается содержание большинства проанализированных элементов-примесей, что соответствует представлениям об изменении кристаллизационного фракционирования элементов при эволюционном изменении развития пегматитового процесса в условиях перехода физико-химической системы от закрытого к открытому состоянию.

Ключевые слова: сподумен, литиевые пегматиты, элементы-примеси, метод SIMS, зональность, секториальность, месторождение Пашки, Афганистан.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанных с рукописью.

Вклад авторов. М.А. Иванов и Н. Хамдард – разработка концепции, исследование; С.Г. Скублов – аналитические работы, редактирование финального варианта рукописи; В.В. Смоленский – визуализация аналитических данных. Все авторы участвовали в написании черновика рукописи и одобрили финальную версию статьи перед публикацией

Для цитирования: Иванов М.А., Хамдард Н., Скублов С.Г., Смоленский В.В. Распределение элементов-примесей по зонам и секторам роста кристаллов сподумена (месторождение Пашки, Нуристан, Афганистан). Минералогия, **10**(2), 46–57. DOI: 10.35597/2313-545X-2024-10-2-3.

DISTRIBUTION OF TRACE ELEMENTS IN GROWTH ZONES AND SECTORS OF SPODUMENE CRYSTALS (PASHKI DEPOSIT, NURISTAN, AFGHANISTAN)

M.A. Ivanov¹, N. Hamdard¹, S.G. Skublov², V.V. Smolensky¹

¹Empress Catherine II St. Petersburg Mining University 2, 21 liniya VO, St. Petersburg, 199106 Russia; nazifullahamdard@gmail.com

²Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, nab. Makarova 2, St. Petersburg, 199034 Russia

Received 30.03.2024, revised 08.05.2024, accepted 11.05.2024

Abstract. Regular distribution of several trace elements in spodumene crystals of the Pashki pegmatite Li deposits in Afghanistan (Nuristan province) is analyzed using secondary ion mass spectrometry (SIMS). Twenty seven local analyses of 19 elements were carried out in spodumene samples of different generations taken from pegmatites during field works of 2023. We studied an early generation spodumene crystal from blocky spodumene-quartz-albite pegmatite and two late generation spodumene crystals including an euhedral crystal from a quartz core of pegmatite and a crystal extracted from a mineralized cavity together with quartz crystal, albite, and muscovite. It is found that the Fe, B, and Be content is significantly higher in the growth pyramid of the pinacoid face (010) than in the growth pyramid of the prism face (021). From early to late growth zones, the Be, B, Fe, and Mn content increases and the K, Rb and Ti content decreases. The heterogeneity of trace element composition of spodumene crystals thus mostly depends on their sectoriality, which is caused by different crystal chemical conditions of the incorporation of isomorphic trace elements into the mineral structure on faces parallel and perpendicular to the direction of pyroxene chains of Si–O tetrahedra along axis [001] rather than by their zonation. From early to late generations of spodumene, the content of most analyzed trace elements significantly decreases corresponding to the ideas about the change in the crystallization fractionation of elements during the evolution of the pegmatite process transiting from the closed to open physicochemical system.

Keywords: spodumene, lithium pegmatite, trace elements, SIMS method, zonation, sector, Pashki deposit, Afghanistan.

Conflict of interest. The authors declare that they have no conflicts of interest.

Author contribution. M.A. Ivanov and N. Hamdard – conceptualization, investigation, S.G. Skublov – analytical works, review & editing, V.V. Smolensky – visualization. All the authors took part in writing the text of the draft and approved the final version of the manuscript prior to publication.

For citation: Ivanov M.A., Hamdard N., Skublov S.G., Smolensky V.V. Distribution of trace elements in growth zones and sectors of spodumene crystals (Pashki deposit, Nuristan, Afghanistan). *Mineralogy*, 10 (2), 46–55. DOI: 10.35597/2313-545X-2024-10-2-3.

ВВЕДЕНИЕ

Сподумен (в идеале $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$), минерал группы пироксенов, является главным рудным минералом пегматитовых литиевых месторождений (Dessemond et al., 2019). Неоднородность его химического состава представляется важной характеристикой как в теоретическом, так и в практическом плане, а именно: в отношении нерешенных вопросов генезиса и типоморфизма этого минерала и совершенствовании методики опробования и повышении достоверности подсчета запасов собственно литиевого сырья в пегматитовых телах (Sirbescu et al., 2023). Так или иначе, этот вопрос с разных сторон давно освещается в научной литературе (Jahns, Burnham, 1969; London, 2005, 2018), и не может быть обойден вниманием в настоящее время, когда

проблема освоения новых пегматитовых литиевых месторождений, приобрела особую актуальность. К таким объектам относятся литиевые месторождения Афганистана, среди которых по запасам литиевого сырья и доступностью для освоения выделяется месторождение Пашки в провинции Нуристан (Benham, Coats, 2007). Именно здесь во время полевых работ, проведенных Н. Хамдардом в 2023 г., был собран минералогический материал для данных исследований.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕСТОРОЖДЕНИИ ПАШКИ

Месторождение Пашки расположено в долине одноименной реки, в районе ее левого притока р. Парун ($35^{\circ}17'30''$ с.ш.,

70°57'30" в.д.) и занимает площадь 2.0×3.5 км в 5 км к юго-западу от г. Парун (рис. 1) (Geology..., 1995; Benham, Coats, 2007). Перепады абсолютных высот варьируют от 3000 до 4300 м над уровнем моря. Месторождение было открыто в 1971 г. Л.Н. Россовским и С.Н. Нарбаевым. В 1973 г. Б.Я. Вихтер и Г.К. Еременко составили эскизную геологическую карту месторождения в масштабе 1 : 5000 (Geology..., 2008).

Территория месторождения сложена комплексом метаморфических пород (преимущественно гранат-мусковит-биотитовыми сланцами со ставролитом, кварцитами, мраморизованными известняками) так называемой кашмундской серии, относимой к верхнему триасу (Geology..., 1995, 2008). Толща метаморфических пород характеризуется крутопадающим (60–70°) залеганием с общим азимутом падения 310°. В пределах этого комплекса пород выявлены жилы крупнокристаллических пегматоидных гранитов преимущественно кварц-микроклин-альбитового состава с участками, сложенными гигантокристаллическими пегматитами сподумен-кварц-микроклин-альбитового состава с лепидолитом, полихромным турмалином и реже – поллуцитом. Жилы крутопадающие (угол падения 70–75°), занимают согласное и косо секущее положение относительно вмещающих пород (с отклонением от согласного на 5–10°).

В строении пегматитового поля месторождения выделяются две наиболее крупные жилы (жилы № 1 и 3) и одна зона сетчатого строения (жила № 2). Обе жилы и жильная зона залегают сближено и параллельно. Их окружает множество других более мелких пегматитовых тел.

Наиболее крупная жила № 1 прослежена по простиранию на 1 км, при этом она обнажена в рельефе на 600 м по падению. Мощность колеблется от 7.5 до 60 м (Geology..., 1995). В жиле наблюдается следующая вертикальная зональность: нижняя видимая часть жилы (длиной в плане по простиранию примерно 100 м) сложена преимущественно крупнокристаллическими кварц-микроклин-альбитовыми пегматоидными гранитами, содержащими мелкие кристаллы сподумена. В пегматоидных гранитах и пегматитах этой части жилы отмечается высокое содержание микроклина (до 30 об. %) и повышенное содержание черного турмалина (3–10 об. %). Выше по разрезу (далее по простиранию в юго-западном направлении) в пегматоидных гранитах жилы увеличивается количество гнезд и прожилков кварц-микроклин-альбитовых пегматитов блоковой структуры, отмечаются гигантокри-

сталлические участки пегматоидного строения с кварцевыми обособлениями и крупным сподуменом. Его кристаллы в таких пегматитах достигают 50 см в длину, а содержание возрастает до 25 об. %. Характерными для таких пегматитов являются мелкокристаллические агрегаты розового турмалина и его крупные полихромные кристаллы, достигающие 20 см в длину, светло-зеленый и бесцветный мусковит, а также гнезда и прожилки мелкокристаллических агрегатов лепидолита.

Жила № 3 прослежена по простиранию на 600 м и обнажена в рельефе на 450 м по падению при мощности от 2 до 8 м. Представлена сподумен-микроклин-альбитовым пегматоидным гранитом гнездами пегматита с крупными (до 20–30 см длиной) призматическими кристаллами зеленовато-серого сподумена (от 15 до 20 об. %).

Для всех трех жил характерно наличие пустот («занорышей»), содержащих кунцит, светло-зеленый мусковит и горный хрусталь. Контакты жилы со сланцами отчетливые. Эзоконтактовые изменения выражены в мусковитизации и турмалинизации сланцев на расстоянии 5–15 см от контактов жил. Также для сланцев характерно множество ветвящихся прожилков мелкокристаллического сахаровидного альбита.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Нами изучено три кристалла сподумена разных генераций, отобранных из пегматитовой жилы № 3. Образец № 1 представляет собой идиоморфный прозрачный и бесцветный кристалл сподумена размером $8 \times 10 \times 18$ мм, извлеченный из минерализованной пустоты («занорыша») пегматитовой жилы № 3 (рис. 2). В головной части кристалла наблюдается ростовая зональность по {021} и {010}, выраженная в чередовании тончайших (мощностью в десятые доли миллиметра) бесцветных зон роста и зон, замутненных флюидными включениями (рис. 2, 3).

Образец № 2 представлен обломком идиоморфного зонального кристалла удлиненного облика размером $8 \times 10 \times 30$ см, извлеченным из кварцевого ядра кварц-альбитового пегматита. Внутренние зоны роста – светло-фиолетовые, внешние по {010} контактирующие с кварцем, – белые с зеленоватым оттенком (рис. 4).

Образец № 3 представляет собой зональный удлиненный кристалл сподумена размером $10 \times 15 \times 50$ см из кварц-альбитового пегматита. Внут-

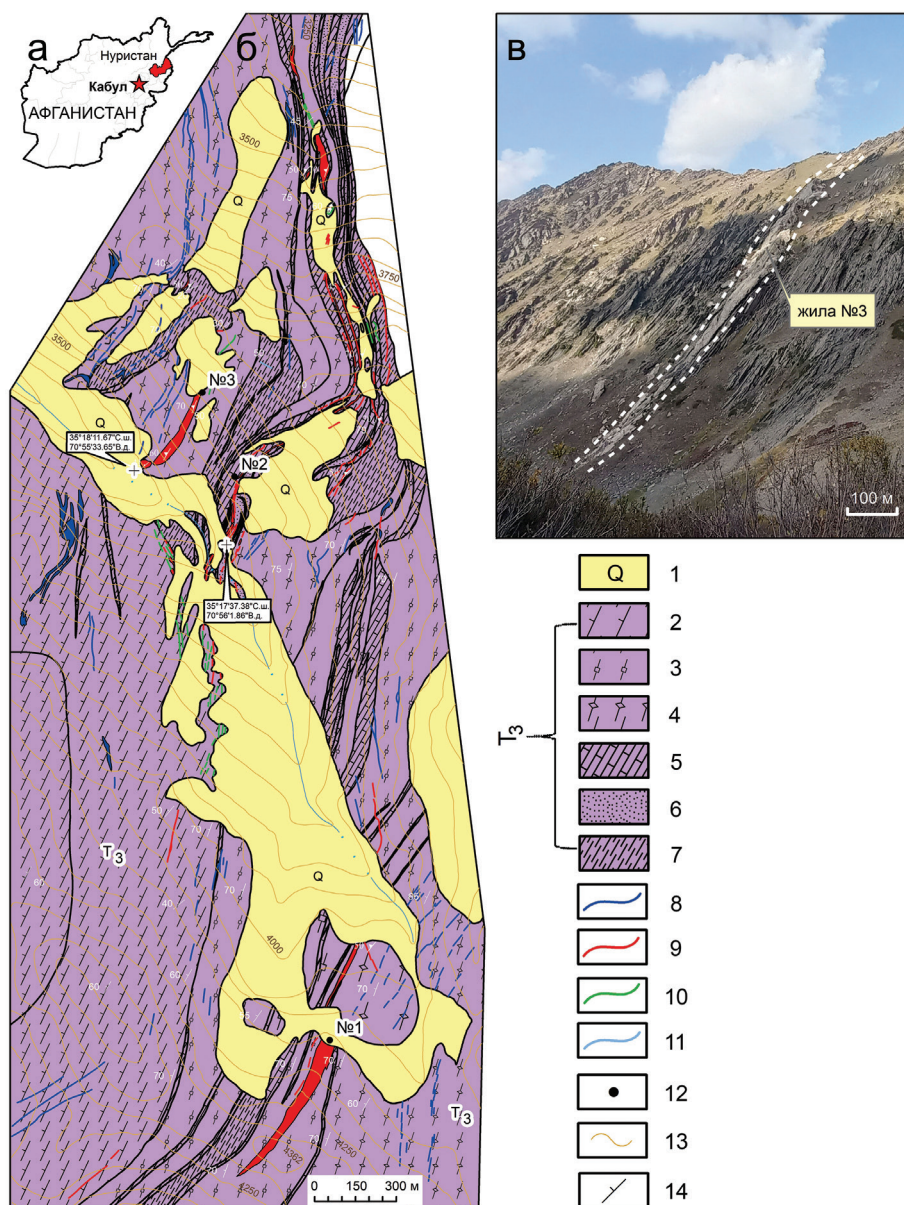


Рис. 1. Положение провинции Нуристан в Афганистане (а), схема геологического строения месторождения Пашки с географическими координатами верхних частей жил № 2 и № 3 (б) (составлена Б.Я. Вихтером и Г.К. Еременко в 1973 г., оцифрована Н. Хамдардом в 2024 г.) и фотография жилы № 3 (в).

1 – Делювиальные, пролювиальные, коллювиальные и флювиогляциальные образования; 2–4 – сланцы: 2 – биотит-амфиболовые, амфиболовые; 3 – гранат-мусковит-биотитовые; 4 – гранат-ставролит-мусковитовые; 5 – известняки, мраморизованные известняки; 6 – песчаники, известковистые песчаники; 7 – филлиты, филлитизированные алевролиты; 8–10 – пегматиты: 8 – альбитизированные микроклиновые; 9 – сподумен-микроклин-альбитовые; 10 – интенсивно альбитизированные со сподуменом; 11 – дифференцированная сподумен-микроклин-альбитовая жила с поллуцитом; 12 – номера основных сподуменосодержащих жил; 13 – изогипсы рельефа с высотными отметками относительно уровня моря; 14 – элементы залегания (с указанием углов падения).

Fig. 1. Position of the Nuristan province in Afghanistan (a), geological scheme of the Pashki deposit with geographical coordinates of the upper parts of veins nos. 2 and 3 (b) (composed by B.Ya. Vihter and G.K. Eremenko in 1973 and digitized by N. Hamdard in 2024), and a photo of vein no. 3 (v).

1 – Talus, proluvial, colluvial, and fluvio-glacial rocks; 2–4 – schists: 2 – biotite-amphibole, biotite; 3 – garnet-muscovite-biotite; 4 – garnet-staurolite-muscovite; 5 – limestone, marblized limestones; 6 – sandstones, calcareous sandstones; 7 – phyllites, phyllitized siltstones; 8–10 – pegmatites: 8 – albitized microcline; 9 – spodumene-microcline-albite; 10 – intensely albitized with pollucite; 12 – numbers of main spodumene-bearing veins; 13 – isohypses with height above sea level; 14 – bedding elements (with dip angles).

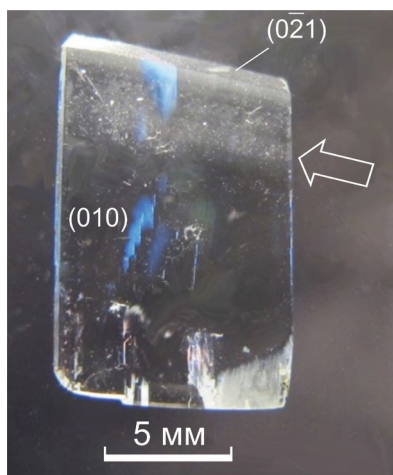


Рис. 2. Полированная пластинка сподумена, вырезанная из кристалла параллельно (100), с чередованием бесцветных и замутненных флюидными включениями зонами роста (показаны стрелкой) в пирамиде роста грани призмы (021) (образец № 1).

Fig. 2. Polished spodumene plate cut from crystal by (100) with alternating colorless growth zones and those with fluid inclusions (indicated by arrow) in the growth pyramid of the prism face (021) (sample no. 1).

тренные зоны роста – светло-фиолетовые, внешние – белые с зеленоватым оттенком (кристаллографическая ориентировка пирамид роста не идентифицирована). Исследованы четыре обломка этого кристалла (рис. 5).

В генетическом плане образцы представляют разные генерации сподумена. Ранняя генерация включает большинство кристаллов минерала, которые образовались совместно с главными породообразующими минералами пегматитов блоковой структуры, такими как кварц, микроклин, альбит и мусковит (обр. № 3). Поздние генерации возникли на заключительной стадии пегматитового процесса при формировании кварцевого ядра в зонах пегматоидной структуры (обр. № 2), а также на гидротермальной стадии пегматитового процесса в пустотах («занорышах») вместе с кристаллами горного хрусталя, альбита (клевеландита), мусковита и лепидолита (обр. № 1).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Кристаллографические элементы кристаллов (рис. 3а, б) определялись методом сравнения с эталонными изображениями кристаллографических форм сподумена (Трегер, 1968) и в программе SMORF (www.smorf.nl) с учетом ориентировки

плоскостей спайности и отдельности, а также проявления кристаллооптических свойств в осколках и тонких пластинках.

Пробы для аналитических исследований выпиливались дисковой пилой толщиной 0.5 мм. В препаратах для микрозонда выпиленные пластинки помещались в протокрил, окончательно шлифовались на халцедоне свободным алмазным абразивом 2 мкм и полировались на фетре алмазным абразивом 1.0–0.5 мкм, увлажненным водой и полипропиленгликолем.

Содержание редких элементов в сподумене определено методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) на ионном зонде Cameca IMS-4f в Ярославском филиале Физико-Технологического института Российской академии наук по методике, апробированной ранее для циркона (Левашова и др., 2022). Состав определялся по профилям в точках, расположенных в пирамидах роста граней габитусных простых форм и ориентированным в направлении от ранних к поздним зонам роста. Проведено 27 локальных анализов на 19 элементов (K, Ca, Cr, Zn, Ga, Zr, Cs, Ta, Sn, Nb, Cu, Fe, Mn, V, Ti, Mg, Na, B, Be) в трех образцах сподумена. Условия съемки: первичный пучок ионов $^{16}\text{O}_2^-$, диаметр которого составляет примерно 20 мкм, ток ионов 5–7 нА, ускоряющее напряжение первичного пучка 15 кэВ. Каждое измерение состояло из трех циклов, что позволило оценить индивидуальную погрешность измерения. Общее время анализа одной точки в среднем составляло 30–40 мин. Погрешность измерения редких элементов составляет до 10 % для концентраций выше 1 г/т и до 20 % для диапазона концентраций 0.1–1.0 г/т; порог обнаружения для различных элементов варьирует в пределах 5–10 мг/т.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Образец № 1. Состав сподумена определен в 11 точках, расположенных в пирамиде роста грани призмы (021) и в четырех точках в секторе роста грани пинакоида (010) (рис. 3в; табл. 1). Сравнение среднего содержания элементов в пирамидах роста граней разных простых форм показало статистически значимое отличие содержаний Fe, Be и B в пирамиде роста грани пинакоида (010) и пирамиде роста грани призмы (021) (рис. 6). В 11 точках, расположенных в пирамиде роста грани призмы (021), содержание Fe варьирует от 20.7 до 87.9 г/т

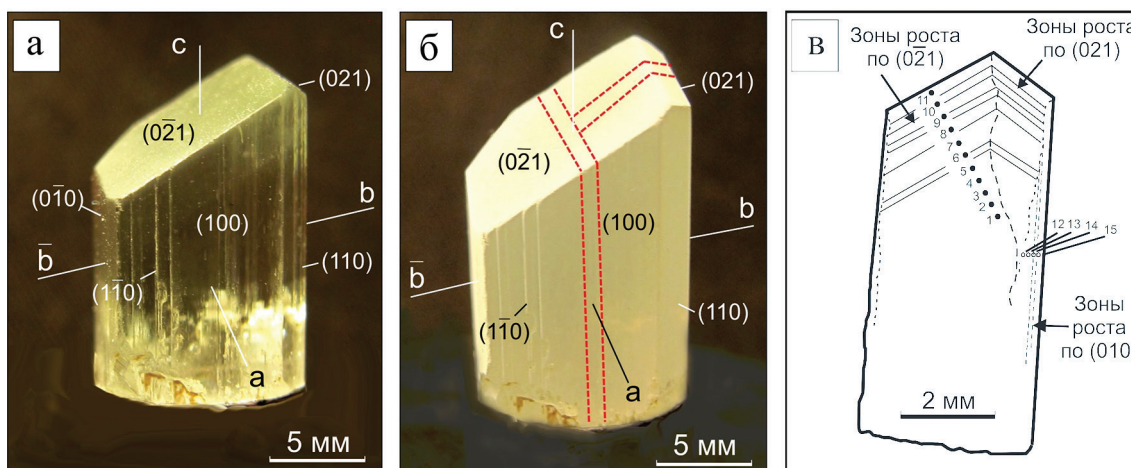


Рис. 3. Кристалл сподумена из полости («занорыша») в кварц-альбитовом пегматите (обр. № 1): а – общий вид с указанием кристаллографических простых форм по (Трегер, 1980); б – вид граней, напыленных хлористым аммонием, с указанием разрезов по (010) и (100); в – положение и номера точек анализа на поверхности пластинки, выпиленной по (100) (табл. 1). Кристаллографические оси – а, б, с.

Fig. 3. Spodumene crystal from a cavity in quartz-albite pegmatite (sample no. 1): a – general view with indicated crystallographic simple forms after (Treger, 1980); б – view of faces covered by ammonium chloride with indicated cuts by (010) and (100); в – position and numbers of analytical points on the surface of the plate cut by (100) (Table 1). Crystallographic axes – а, б, с.

Таблица 1

Примесный состав (г/т) сподумена (образец № 1)

Table 1

Trace element composition (ppm) of spodumene (sample no. 1)

Элемент	Сектор грани призмы (021)											Сектор грани пинакоида (010)			
	Центр								Край			Центр		Край	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
K	40.4	50.1	41.8	16.9	174	17.6	12.8	185	12.3	10.0	11.1	7.12	15.0	6.91	57.6
Ca	11.3	17.4	2.79	5.27	64.7	5.32	3.66	109	4.40	3.50	3.10	2.61	5.46	3.55	28.8
Cr	34.7	54.7	21.5	60.7	52.3	45.2	55.4	115	47.1	54.8	53.6	43.1	58.5	36.0	35.7
Zn	1172	1693	468	1443	2550	1345	1455	3215	1305	1250	1178	838	1139	712	1570
Ga	72.6	77.8	70.1	68.3	68.1	66.9	65.0	68.6	65.4	61.7	61.4	62.2	62.5	62.6	67.8
Zr	0.44	0.44	0.16	0.44	0.53	0.48	0.57	0.76	0.58	0.58	0.54	0.41	0.41	0.31	0.33
Cs	0.42	0.13	0.72	0.09	0.15	0.10	0.08	0.07	0.11	0.13	0.12	0.16	0.14	0.09	0.13
Ta	0.07	0.05	0.05	0.07	0.10	0.03	0.04	0.11	0.08	0.06	0.05	0.10	0.05	0.08	0.04
Sn	112	71.1	114	108	111	106	103	84.4	107	90.4	134	165	148	118	135
Nb	0.23	0.19	0.09	0.11	0.30	0.10	0.13	0.20	0.19	0.17	0.15	0.17	0.17	0.08	0.14
Cu	35.2	33.5	16.0	30.4	60.1	28.2	32.8	59.1	34.0	30.4	27.7	32.1	31.0	19.7	36.8
Fe	20.7	48.7	47.5	59.5	67.8	86.6	67.9	80.9	87.9	75.8	73.1	100	102	115	107
Mn	180	220	234	257	256	289	271	302	298	287	278	276	285	296	277
V	0.26	0.27	0.24	0.25	0.29	0.29	0.22	0.28	0.25	0.26	0.27	0.28	0.25	0.30	0.32
Ti	11.2	6.92	7.17	6.30	6.83	8.74	8.29	6.19	5.55	4.97	5.69	6.40	5.37	5.14	6.08
Mg	1.46	60.4*	0.35	0.46	4.90	0.42	0.34	6.42	0.85	0.29	0.37	0.36	0.87	0.81	4.43
Na	335	393	368	394	575	418	417	600	447	422	416	472	488	466	593
B	0.82	1.05	1.79	1.53	1.25	1.54	1.56	2.13	2.00	1.89	1.60	2.22	2.19	1.99	2.22
Be	0.05	0.06	0.06	0.06	0.08	0.08	0.09	0.11	0.11	0.09	0.11	0.18	0.18	0.13	0.16

Примечание. Звездочкой отмечено содержание Mg, связанное с захватом микровключения.

Note. An asterisk shows the Mg content associated with captured microinclusions.

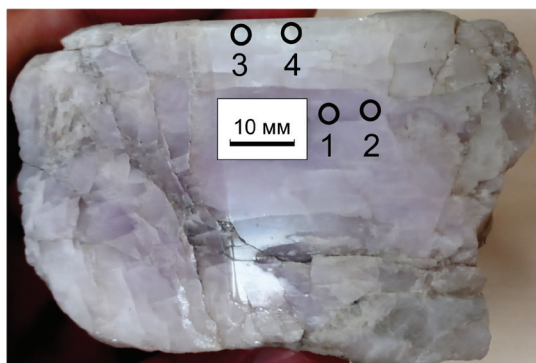


Рис. 4. Кристалл сподумена из кварцевого ядра пегматита с указанием точек анализа (обр. № 2).

1–4 – Сподумен: 1, 2 – фиолетовый; 3, 4 – белый с зеленым оттенком в пирамиде роста грани пинакоида (010) (табл. 2).

Fig. 4. Spodumene crystal from quartz core of pegmatite with indicated analytical points (sample No. 2).

1–4 – Spodumene: 1, 2 – purple; 3, 4 – white with green tint in the growth pyramid of the pinacoid face (010) (Table 2).

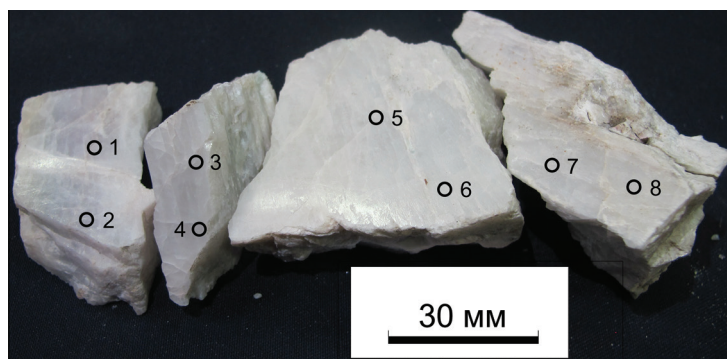


Рис. 5. Обломки кристалла сподумена из пегматита блоковой структуры с указанием точек анализа (обр. № 3).

1–8 – Сподумен: 1, 2, 3, 4 – фиолетовый; 5, 6, 7, 8 – белый с зеленоватым оттенком (табл. 3).

Fig. 5. Fragments of spodumene crystal from blocky pegmatite with indicated analytical points (sample no. 3).

1–8 – Spodumene: 1, 2, 3, 4 – purple; 5, 6, 7, 8 – white with greenish tint (Table 3).

при среднем содержании 65.1 г/т; Be – от 0.05 до 0.11 г/т (в среднем, 0.08 г/т); В – от 0.82 до 2.13 г/т (в среднем, 1.56 г/т). В четырех точках, находящихся в пирамиде роста грани пинакоида (010), содержание Fe составляет от 100 до 115 г/т при среднем значении 106 г/т; Be – от 0.13 до 0.18 г/т (в среднем, 0.16 г/т); В – от 1.99 до 2.22 г/т (в среднем, 2.15 г/т).

Содержание остальных проанализированных элементов не имеет существенного отличия в пирамиде роста указанных граней (табл. 1). Вместе с тем, в пирамиде грани (021) в направлении от ранних к поздним зонам роста отмечается тенденция к повышению содержания Be (от 0.05 до 0.11 г/т), В (от 0.82 до 1.60 г/т), Fe (от 20.7 до 73.1 г/т) и Mn (от 180 до 278 г/т), а также – к понижению содержания К (от 40.4 до 11.1 г/т), Rb (от 0.98 до 0.18 г/т) и Ti (от 11.2 до 5.69 г/т) (рис. 7а-е). Не отмечаются существенные колебания примесного состава по зонам и пирамидам роста грани пинакоида (010) для указанных элементов (рис. 7ж-м).

Образец № 2. Состав кристалла сподумена определен в четырех точках: два определения – в центральной (фиолетовой) части (принадлежность точек к пирамиде роста грани простой формы не определена); два определения – в краевой части (белой с зеленоватым оттенком) в пирамиде роста грани пинакоида (010) (рис. 4; табл. 2).

Таблица 2

Примесный состав (г/т) сподумена (образец № 2)

Table 2

Trace element composition (ppm) of spodumene (sample no. 2)

Элемент	Фиолетовая часть		Белая часть с зеленоватым оттенком	
	1	2	3	4
К	18.8	36.9	111	17.3
Ca	5.15	13.5	6.99	4.59
Cr	35.9	41.4	49.2	37.2
Zn	1362	1727	2338	1509
Ga	53.8	60.6	47.9	45.0
Zr	0.57	0.70	0.87	0.72
Cs	0.17	0.20	0.12	0.08
Ta	0.09	0.30	0.17	0.05
Sn	200	170	138	106
Nb	0.19	0.28	0.19	0.21
Cu	27.7	59.4	34.7	24.5
Fe	26.4	35.4	26.4	25.3
Mn	359	331	132	147
V	0.29	0.32	0.32	0.26
Ti	4.55	5.34	2.49	2.23
Mg	0.93	1.91	1.81	1.38
Na	1065	1129	873	739
В	11.4	16.3	18.5	16.9
Be	0.91	0.83	0.26	0.22

Таблица 3

Примесный состав (г/т) сподумена (образец № 3)

Table 3

Trace element composition (ppm) of spodumene (sample no. 3)

Элемент	Внутренняя (фиолетовая) часть кристалла				Внешняя (белая с зеленоватым оттенком) часть кристалла			
	1	2	3	4	5	6	7	8
K	138	44.3	97.0	46.6	21.5	29.2	22.0	13.4
Ca	27.4	20.6	98.2	22.9	5.89	9.49	5.29	6.11
Cr	17.8	13.6	13.6	13.8	12.8	10.4	13.5	9.71
Ga	48.0	46.3	48.4	51.1	43.2	43.8	49.4	48.4
Rb	0.35	0.22	0.25	0.35	0.14	0.18	0.15	0.16
Zr	0.39	0.29	0.38	0.36	0.16	0.18	0.30	0.24
Cs	0.66	2.55	0.48	1.62	0.07	0.30	1.74	0.11
Ba	0.23	0.22	0.55	0.29	0.03	0.10	0.07	0.04
Ta	0.39	0.13	0.78	0.51	0.03	0.06	0.10	0.03
Sn	460	427	26.5	61.0	29.4	38.8	67.2	63.4
Nb	0.24	0.14	0.22	0.27	0.23	0.12	0.13	0.13
Sr	0.28	0.23	0.60	0.33	0.04	0.15	0.10	0.06
Mn	447	468	405	589	627	531	626	619
V	0.33	0.30	0.33	0.31	0.30	0.27	0.30	0.30
Ti	8.87	10.46	9.30	10.88	6.07	7.15	9.94	8.47
Mg	14.83	9.75	21.58	11.12	1.42	3.05	4.70	2.49
Na	1438	1439	1462	1473	1235	1291	1381	1357
B	11.5	23.9	30.9	12.5	12.9	10.3	12.7	8.52
Be	1.47	1.85	0.74	0.80	0.57	0.54	0.90	0.83
Li	39367	38624	41855	45905	39358	40317	43348	43102
Fe	375	501	568	691	456	514	493	483
Cu	47.1	27.8	50.5	37.0	21.4	9.84	29.6	13.9
Zn	779	609	885	407	525	372	569	318

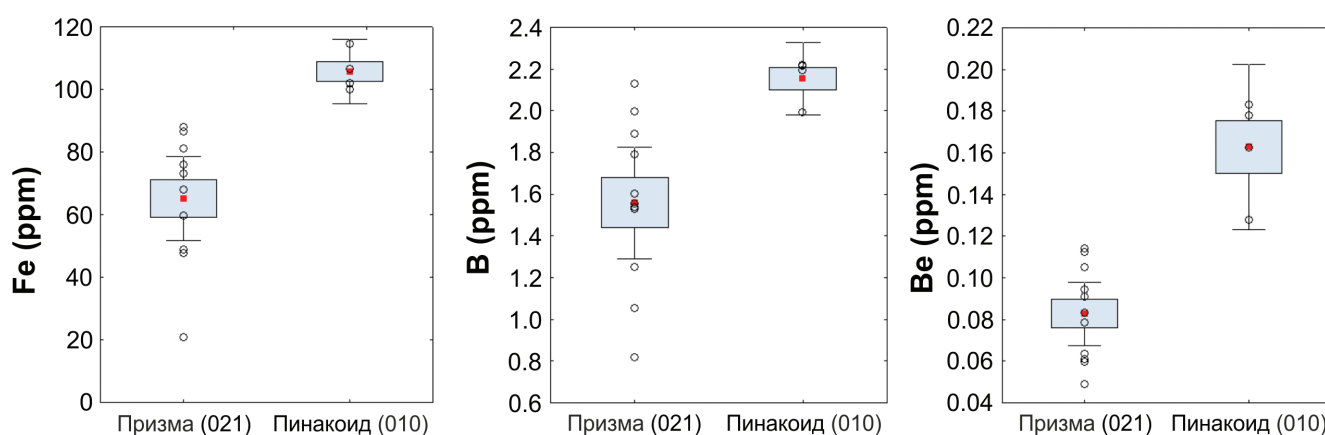


Рис. 6. Диаграммы содержания Fe, Be и B в кристалле сподумена в пирамидах роста граней разных простых форм (табл. 1).

Здесь и на рис. 7: красная точка – среднее содержание; серый прямоугольник – среднее содержание ± стандартная ошибка; «усы» – среднее содержание ± 0.95 × доверительный интервал; кружки – исходные данные.

Fig. 6. Box-and-whisker diagrams for Fe, Be, and B content of the spodumene crystal in the growth pyramids of faces of different simple forms (Table 1).

Here and in Fig. 7: red spot – mean content; grey rectangle – mean content ± standard error; «whiskers» – mean content ± 0.95 × confidence interval; circles – initial data.

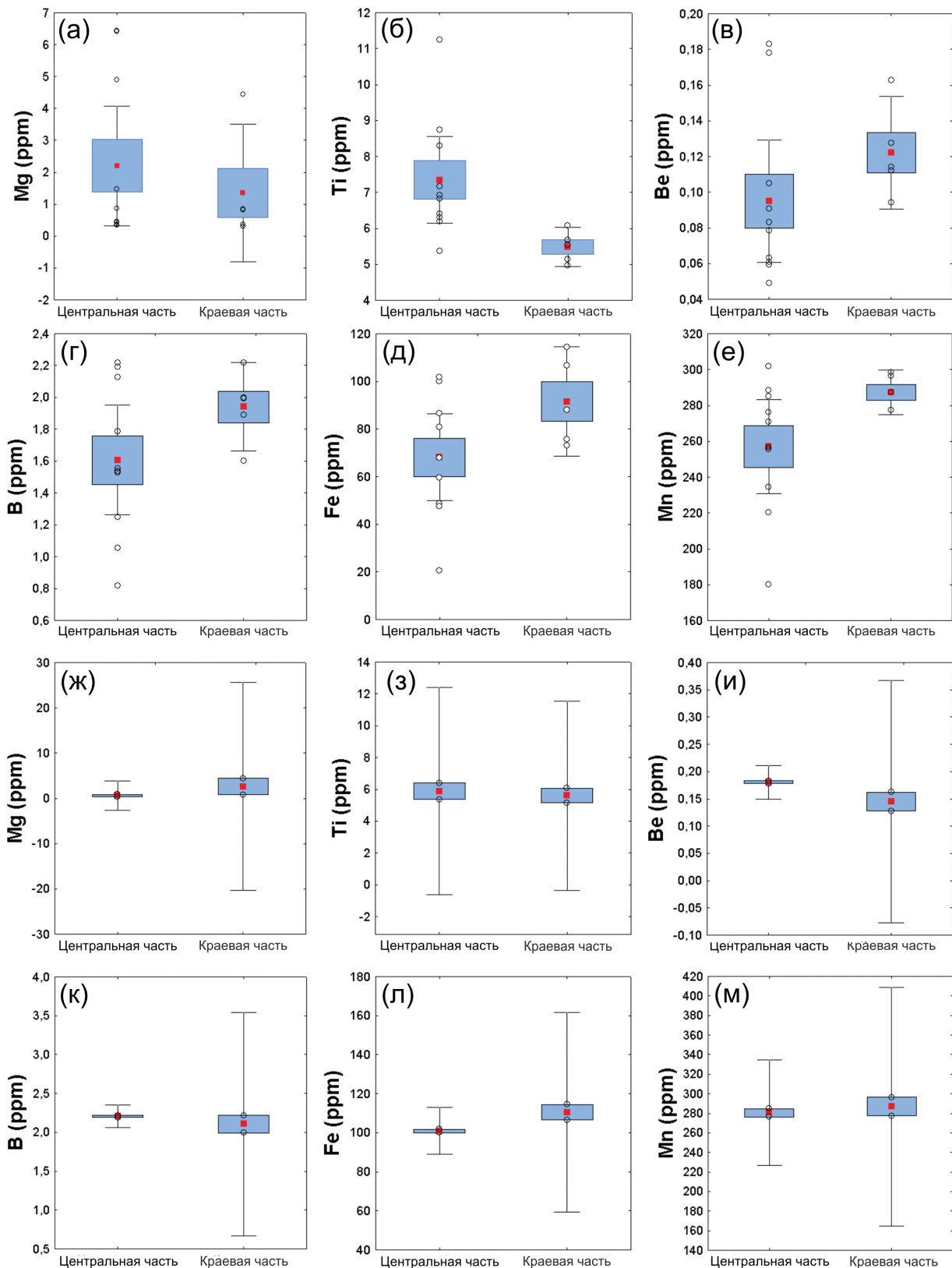


Рис. 7. Диаграммы содержания Mg, Ti, Be, B, Fe и Mn в кристалле сподумена (обр. № 1) в центральной и краевой частях пирамид роста габитусных граней: а–е – призмы (021); ж–м – пинакоида (010).

Fig. 7. Box-and-whisker diagrams for Mg, Ti, Be, B, Fe, and Mn contents of spodumene crystal (sample no. 1) in the central and marginal parts of the growth pyramids of the following habitus faces: а–f – prism (021); g–m – pinacoid (010).

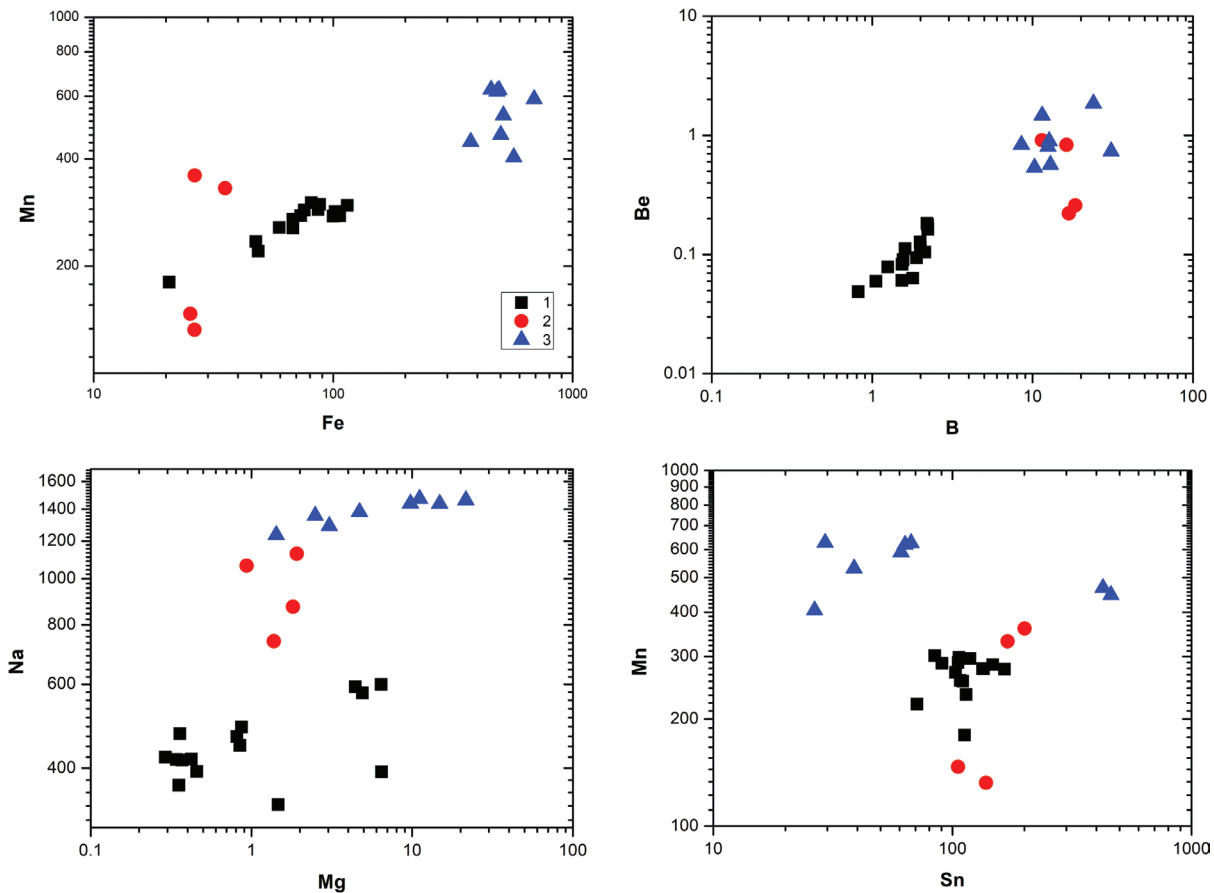


Рис. 8. Диаграммы отношений Mn и Fe, Be и B, Na и Mg, Mn и Sn (г/т) в кристаллах сподумена разных генераций. 1, 2 – поздние генерации: 1 – сподумен из полости («занорыша») в пегматите (обр. № 1); 2 – сподумен из кварцевого ядра пегматита (обр. № 2); 3 – ранняя генерация сподумена основной части пегматитов блоковой структуры (обр. № 3).
Fig. 8. Binary diagrams of Mn vs Fe, Be vs B, Na vs Mg, Mn vs Sn (ppm) in spodumene crystals of different generations. 1, 2 – late generations: spodumene from cavity in pegmatite (sample no. 1); 2 – spodumene from quartz core of pegmatite (sample no. 2); 3 – early generation spodumene of the main part of blocky pegmatite (sample no. 3).

Образец № 3. Состав определен в четырех обломках кристалла сподумена в восьми точках: точки 1, 2, 3, 4 – сподумен фиолетовый (внутренняя часть кристалла); точки 5, 6, 7, 8 – сподумен белый с зеленоватым оттенком (краевая часть кристалла) (рис. 5, табл. 3).

В образцах № 2 и № 3 от ранних к поздним зонам роста несколько снижается только содержание Sn (от 200 до 106 г/т, от 460 до 61 г/т, соответственно). В целом, по остальным элементам-примесям существенные отличия в примесном составе зон роста разного цвета не наблюдаются. Сравнение состава всех трех изученных образцов показало, что в образцах № 1 и 2 содержание большинства элементов-примесей (Fe, Mn, Mg, Sn, Na, Be и B) значительно ниже, чем в образце № 3 (рис. 8).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследований свидетельствуют о том, что геохимической особенностью процесса образования сподумена в пегматитах литиевого месторождения Пашки является преимущественное накопление примесных элементов в ранней (высокотемпературной) генерации этого минерала, представляющей в пегматитах основной объем литиевого сырья (обр. № 3). На заключительных этапах развития пегматитового процесса в участках пегматоидной структуры и в кварцевом ядре содержание примесных элементов в сподумене значительно снижается (обр. № 2). Эти данные согласуются с современными теоретическими представлениями о зависимости кристаллизационного фракционирования химических элементов от перехода сре-

ды минералообразования в пегматитовых телах из состояния закрытой физико-химической системы с высокими РТ параметрами к состоянию относительно более открытой системы с пониженными РТ параметрами среды (Černý, 1991). Вхождение изоморфных примесей в структуру порообразующих минералов на раннем этапе развития пегматитового процесса в телах пегматоидных гранитов определяется накоплением примесных химических элементов во флюидной фазе, чему способствуют условия закрытой системы. Изменение тектонического режима формирования пегматитовых тел определяет раскрытие системы в условиях снижающегося давления и возникновения проницаемых зон. Это обуславливает смену накопления химических элементов во флюиде их выносом по тектонически нарушенным зонам за пределы ранее замкнутого жильного пространства пегматоидных гранитов и пегматитов. Кристаллизация минералов в замкнутой среде с высоким содержанием примесных элементов сменяется кристаллизацией минералов (в данном случае – сподумена), обедненных элементами-примесями. Установленные закономерности подтверждают концепцию геохимической эволюции пегматитового процесса, изложенную в работах представителей российской научной школы, определившей современные представления о структуре и эволюции гранитоидных и пегматитовых систем (Гордиенко, 1996; Бескин, Марин, 2019). Остается открытым вопрос о генетическом значении такого типоморфного признака сподумена литиевых пегматитов, как его окраска, природа которой, определяется присутствием хромофоров – Mn, Cr, Fe и V, а изменение окраски – вариациями степени окисления Mn и Fe (Czaja et al., 2020).

Отметим примечательные онтогенетическую и кристаллохимическую особенности гидротермального кристалла сподумена (обр. № 1): неоднородность его примесного состава обусловлена не столько зональностью, связанной с изменениями условий роста минеральных индивидов, сколько его структурной конституционной особенностью – секториальностью, т. е. разными кристаллохимическими условиями вхождением изоморфных примесей в структуру минерала на гранях {021} и {010}, ориентированных, соответственно, параллельно и перпендикулярно направлению пироксеновых цепей кремнекислородных тетраэдров вдоль [001]. Вхождение примесей более интенсивно происходило на грани пинакоида (010), чем на грани призмы (021). Нельзя исключить выявления такой

же зависимости неоднородности состава кристаллов сподумена ранней генерации, составляющих основную массу рудной литиевой минерализации в пегматитах, что следует принять во внимание и учитывать при разработке методики опробования и подсчета запасов литиевого сырья в редкометалльных пегматитах.

ЛИТЕРАТУРА

- Бескин С.М., Марин Ю.Б. (2019) Пегматитоносные гранитовые системы (систематика и продуктивность). М., Научный мир, 228 с.
- Гордиенко В.В. (1996) Гранитные пегматиты. СПб, СПбГУ, 272 с.
- Левашова Е.В., Попов В.А., Левашов Д.С., Румянцев Н.А. (2022). Распределение редких элементов по секторам и зонам роста в цирконе из миаскитового пегматита Вишневогорского массива, Южный Урал. *Записки Горного института*, 254, 136–148. DOI:10.31897/PMI.2022.29
- Трегер В.Е. (1968) Оптическое определение порообразующих минералов. М., Недра, 197 с.
- Benham A.J., Coats S. (2007) Minerals in Afghanistan: rare-metal deposits. Afghanistan Geological Survey website (<https://nora.nerc.ac.uk/id/eprint/10924>).¹
- Czaja M., Lisiecki R., Kądziołka-Gaweł M., Winiarski A. (2020) Some complementary data about the spectroscopic properties of manganese ions in spodumene crystals. *Minerals*, 10(6), 554. <https://doi.org/10.3390/min10060554>
- Černý P. (1991) Rare-element granitic pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience Canada*, 18(2), 49–67. https://id.erudit.org/iderudit/geocan18_2art01
- Dessemond C., Lajoie-Leroux F., Soucy G., Laroche N., Magnan J.F. (2019) Spodumene: the lithium market, resources and processes. *Minerals*, 9(6), 334. <https://doi.org/10.3390/min9060334>
- Geology and mineral resources of Afghanistan (1995) ESCAP United Nations, New York, 85 p.
- Geology and mineral resources of Afghanistan. Vol. 2. Mineral resources of Afghanistan (Eds. S.H. Abdullah, V.M. Chmyriov) (2008) British Geological Survey, Keyworth, Nottingham.
- Jahns R.H., Burnham C.W. (1969) Experimental studies of pegmatite genesis; I, A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Economic Geology*, 64(8), 843–864. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.64.8.843>
- London D. (2005) Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future. *Lithos*, 80, 281–303. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.02.009>
- London D. (2018) Ore-forming processes within granitic pegmatites. *Ore Geology Reviews*, 101, 349–383. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.04.020>

Sirbescu M.L.C., Doran K., Konieczka V.A., Brennan C.J., Kelly N.M., Hill T., Knapp J., Student J.J. (2023) Trace element geochemistry of spodumene megacrystals: A combined portable-XRF and micro-XRF study. *Chemical Geology*, 621, 121371. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2023.121371>

REFERENCES

Benham A.J., Coats S. (2007) Minerals in Afghanistan: rare-metal deposits. Afghanistan Geological Survey website (<https://nora.nerc.ac.uk/id/eprint/10924>).[†]

Beskin S.M., Marin Y.B. (2019). Pegmatite-bearing granitic systems (systematics and productivity). Moscow, Nauchny mir, 228 p. (in Russian)

Czaja M., Lisiecki R., Kądziołka-Gaweł M., Winiarski A. (2020) Some complementary data about the spectroscopic properties of manganese ions in spodumene crystals. *Minerals*, 10(6), 554. <https://doi.org/10.3390/min10060554>

Černý P. (1991) Rare-element granitic pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience Canada*, 18(2), 49–67. https://id.erudit.org/iderudit/geocan18_2art01

Dessemond C., Lajoie-Leroux F., Soucy G., Laroche N., Magnan J.F. (2019) Spodumene: the lithium market, resources and processes. *Minerals*, 9(6), 334. <https://doi.org/10.3390/min9060334>

Geology and mineral resources of Afghanistan (1995) ESCAP United Nations, New York, 85 p.

Geology and mineral resources of Afghanistan. Vol. 2. Mineral resources of Afghanistan (Eds. S.H. Abdullah, V.M. Chmyriov) (2008) British Geological Survey, Keyworth, Nottingham.

Gordienko V.V. (1996) Pegmatites. St. Petersburg, SPbGU, 272 p. (in Russian)

Jahns R.H., Burnham C.W. (1969) Experimental studies of pegmatite genesis; I, A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Economic Geology*, 64(8), 843–864. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.64.8.843>

Levashova E.V., Popov V.A., Levashov D.S., Rumyantseva N.A. (2022) Distribution of trace elements controlled by sector and growth zonings in zircon from a miaskite pegmatite of the Vishnegorsky massif, the Southern Urals. *Journal of Mining Institute*, 254, 136–148. DOI:10.31897/PMI.2022.29

London D. (2005) Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future. *Lithos*, 80, 281–303. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.02.009>

London D. (2018) Ore-forming processes within granitic pegmatites. *Ore Geology Reviews*, 101, 349–383. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.04.020>

Sirbescu M.L.C., Doran K., Konieczka V.A., Brennan C.J., Kelly N.M., Hill T., Knapp J., Student J.J. (2023) Trace element geochemistry of spodumene megacrystals: A combined portable-XRF and micro-XRF study. *Chemical Geology*, 621, 121371. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2023.121371>

Информация об авторах

Иванов Михаил Александрович – доктор геолого-минералогических наук, профессор, Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, ivanov_ma@pers.spmi.ru
Хамдард Назифулла – аспирант, Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, nazifullahhandard@gmail.com

Скублов Сергей Геннадьевич – доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, skublov@yandex.ru
Смоленский Вадим Валерьевич – кандидат геолого-минералогических наук, доцент, Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, smolensk@spmi.ru

Information about authors

Mikhail A. Ivanov – Doctor of Geological-Mineralogical Sciences, Professor, Empress Catherine II St. Petersburg Mining University, ivanov_ma@pers.spmi.ru
Nazifullah Hamdard – Postgraduate student, Empress Catherine II St. Petersburg Mining University, nazifullahhandard@gmail.com
Sergey G. Skublov – Doctor of Geological-Mineralogical Sciences, Key Researcher, Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, skublov@yandex.ru
Vadim V. Smolensky – Candidate of Geological-Mineralogical Sciences, Associate Professor, Empress Catherine II St. Petersburg Mining University, smolensk@spmi.ru



УДК 549.646.1:550.42

DOI: 10.35597/2313-545X-2024-10-2-4

РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ БЕРИЛЛА ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СПОДУМЕНОВЫХ ПЕГМАТИТОВ ПРОВИНЦИИ КУНАР, АФГАНИСТАН

С.Г. Скублов¹, А. Юсуфзай^{2,3}, А.Н. Евдокимов², А.К. Гаврильчик²

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова 2, г. Санкт-Петербург, 199034 Россия; skublov@yandex.ru

² Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, 21 линия, 2, г. Санкт-Петербург, 199106 Россия; s215138@stud.spmi.ru, evdokimov_an@pers.spmi.ru

³ Кабульский Политехнический Университет, Кабул, Афганистан

Статья поступила в редакцию 16.04.2024 г., после доработки 07.05.2024 г., принята к печати 11.05.2024 г.

Аннотация. Исследование редкоэлементного состава берилла из месторождений Чамбалак и Дигал пегматитового поля Дарай Печ провинции Кунар (Афганистан) методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) позволило установить секториальность кристалла берилла из месторождения Чамбалак. Внутренняя часть профиля идентифицирована как зона, обусловленная секторами роста пинакоида (0001), внешняя часть – как зона, обусловленная ростом граней призмы (10 $\bar{1}$ 0). На границе этих двух простых форм наблюдается резкое увеличение содержания Cs, Na, Ca, Fe, Mg и V. В зоне роста призмы проявлена ростовая зональность берилла: понижение в процессе роста к краю кристалла содержания Na, Fe, V, Ni и Sr. Для воды и Mg установлена тенденция повышения содержания в зоне роста призмы. Для берилла из месторождения Дигал граница между секторами роста пинакоида и призмы не наблюдается. Есть основание рассматривать профиль для него как отражение роста граней призмы. Сопоставление берилла по содержанию индикаторных элементов, рост которых отвечает тренду фракционирования пегматитового расплава – Cs, Li и Rb, из пегматитовых месторождений провинции Кунар с бериллом из других объектов показало, что пегматитовый расплав в месторождениях провинции Кунар был умеренно фракционированным, соответствующим начальным стадиям эволюции. Показано, что состав берилла из зон роста призмы и пинакоида может принципиально отличаться в отношении ряда элементов.

Ключевые слова: берилл, сподуменовые пегматиты, типоморфизм минералов, редкие элементы, метод SIMS, провинция Кунар, Афганистан.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках темы научно-исследовательских работ Института геологии и геохронологии докембрия РАН № FMUW-2022-0005.

Благодарности. Авторы признательны С.Г. Симакину и Е.В. Потапову за аналитические работы на ионном зонде и М.П. Попову (Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург) за конструктивные замечания и рекомендации в процессе подготовки рукописи.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанных с рукописью.

Вклад авторов. С.Г. Скублов, А. Юсуфзай, А.Н. Евдокимов – разработка концепции, исследование, написание черновика рукописи; А.К. Гаврильчик – визуализация, редактирование финального варианта рукописи. Все авторы одобрили финальную версию статьи перед публикацией.

Для цитирования: Скублов С.Г., Юсуфзай А., Евдокимов А.Н., Гаврильчик А.К. Редкоэлементный состав берилла из месторождений сподуменовых пегматитов провинции Кунар, Афганистан. Минералогия, 10(2), 58–77. DOI: 10.35597/2313-545X-2024-10-2-4.

TRACE ELEMENT COMPOSITION OF BERYL FROM SPODUMENE PEGMATITE DEPOSITS OF THE KUNAR PROVINCE, AFGHANISTAN

S.G. Skublov¹, A. Yosufzai^{2,3}, A.N. Evdokimov², A.K. Gavrilchik²

¹ Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, nab. Makarova 2, St. Petersburg, 199034 Russia; skublov@yandex.ru

² Empress Catherine II St. Petersburg Mining University, 21 liniya 2, St. Petersburg, 199106 Russia; s215138@stud.spmi.ru, evdokimov_an@pers.spmi.ru

³ Kabul Polytechnic University, Kabul, Afghanistan

Received 16.04.2024, revised 07.05.2024, accepted 11.05.2024

Abstract. The study of trace element composition of beryl from the Chambalak and Dugal deposits of the Darai Pech pegmatite field of the Kunar province (Afghanistan) using secondary ion mass spectrometry (SIMS) revealed the sectoriality of the beryl crystal from the Chambalak deposit. The inner and outer parts of the profile are identified as the pinacoid (0001) and prism (10 $\bar{1}$ 0) growth zones, respectively. At the boundary of these two simple forms, the Cs, Na, Ca, Fe, Mg, and V content strongly increases. The prism growth zone exhibits the growth pyramids: a decrease in the Na, Fe, V, Ni, and Cr content during growth towards the edge of the beryl crystal. The H₂O and Mg content increases in the prism growth zone. No boundary between the pinacoid and prism growth zones is observed in beryl from the Dugal deposit. There is a reason to consider its profile as the prism growth zone. A comparison of beryl based on the content of indicative elements, the increase of which corresponds to the fractionation trend of pegmatite melt (Cs, Li, and Rb), from pegmatite deposits of the Kunar province with beryl from other objects showed that pegmatite melt in the studied deposits was moderately fractionated corresponding to the initial evolution stages. It is shown that the content of some elements of beryl from the prism and pinacoid growth zones can fundamentally differ.

Keywords: beryl, spodumene pegmatites, typomorphism of minerals, trace elements, SIMS method, Kunar province, Afghanistan.

Funding. This study was supported by state contract of the Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences no. FMUW-2022-0005.

Acknowledgements. The authors are grateful to S.G. Simakina and E.V. Potapov for ion probe analyses and M.P. Popov (Urals State Mining University, Yekaterinburg) for criticism and recommendations, which allowed us to improve the manuscript.

Conflict of interest. The authors declare that they have no conflicts of interest.

Author contribution. S.G. Skublov, A. Yosufzai, A.N. Evdokimov – conceptualization, investigation, writing – original draft; A.K. Gavrilchik – visualization, writing – review & editing. All the authors approved the final version of the manuscript prior to publication.

For citation: Skublov S.G., Yosufzai A., Evdokimov A.N., Gavrilchik A.K. Trace element composition of beryl from spodumene pegmatite deposits of the Kunar Province, Afghanistan. *Mineralogy*, **10**(2), 58–77. DOI: 10.35597/2313-545X-2024-10-2-4

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время такие редкие металлы, как Li, Be, Cs, Ta и ряд других, во многих странах рассматриваются как стратегически важное сырье («критические» металлы), имеющее принципиальное значение для национальных экономик, вопросов безопасности и технологического развития (Попов, 2022; Алексеев, 2023; Jiang et al., 2023). Редкометалльные пегматиты провинции Кунар в составе пегматитового поля Дарай Печ, расположенные в северо-восточной части Афганистана и известные с древнейших времен, образуют одну из

крупнейших пегматитовых провинций мира с промышленной минерализацией Ta, Nb, Li, Cs, Be, Sn и драгоценных камней (Mashkoo et al., 2022).

Берилл является наиболее распространенным бериллийсодержащим минералом в гранитных пегматитах. Он имеет широкий спектр окраски из-за примесей различных малых и редких элементов (Lum et al., 2016; Khaleel et al., 2022). В берилле могут реализовываться два типа парного гетеровалентного изоморфизма: октаэдрическое замещение двухвалентным катионом трехвалентного $Al - {}^VI Al^{3+} + {}^C \square \leftrightarrow {}^VI M^{2+} + {}^C Na^{+}$ – и тетраэдрическое замещение одновалентным катионом двухвалент-

ного $\text{Be} - {}^{\text{IV}}\text{Be}^{2+} + {}^{\text{C}}\square \leftrightarrow {}^{\text{IV}}\text{Li}^{+} + {}^{\text{C}}\text{Na}^{+}$ (Auricchio et al., 1988). Оба типа замещения требуют вхождения катиона Na^{+} в структурные каналы для баланса зарядов. Для Li, кроме вхождения в тетраэдрическую позицию на место Be (Auricchio et al., 1988), также предполагается вхождение в структурные каналы, или в октаэдрическую позицию Y на место Al (Staatz et al., 1965; Andersson, 2006).

Особенности редкоэлементного состава берилла могут указывать на эволюцию вмещающего его пегматита. Тенденция изменения состава берилла при образовании пегматитов в направлении увеличения содержания щелочей (Na, Li и Cs) и понижения содержания Fe и Mg, установленная на основе микрорентгеноспектрального анализа содержания главных и малых элементов, была задокументирована на примере различных пегматитов по всему миру (Duan et al., 2024). Тем не менее, ряд недавних исследований редкоэлементного состава берилла показал, что эта тенденция не распространяется на все пегматиты (Lum et al., 2016; Vačik et al., 2021; Pauly et al., 2021; Fan et al., 2022; Suo et al., 2022; Lei et al., 2023).

Многие исследования зональности берилла по малым и редким элементам не учитывают возможную секториальность этого минерала, когда изменения состава связаны не с изменениями условий кристаллизации, а с различной «емкостью» секторов роста простых форм в отношении ряда малых и редких элементов (Sunagawa, Urano, 1999). В настоящей работе представлены результаты исследования методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) зональности в отношении малых и редких элементов двух крупных кристаллов берилла из месторождений Чамбалак и Дигал провинции Кунар, Афганистан, с позиций как возможной секториальности кристаллов, так и изменения условий кристаллизации при пегматитообразовании.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

Месторождения сподумена, берилла, колумбита и танталита, из которых были отобраны образцы берилла, расположены в пределах пегматитового поля Дарай Печ в провинции Кунар на востоке Афганистана (рис. 1). Пегматитовые тела месторождений Чамбалак и Дигал обнажаются в бортах одноименных долин рр. Чамбалак и Дигал в диапазоне абсолютных превышений над уровнем моря от 1546 до 2200 м.

Пегматитовое поле Дарай Печ расположено в центральной части тектонической зоны Нуристан в провинции Кунар. Здесь широко развиты мезо-кайнозойские интрузии, с которыми связаны пегматитовые жилы. Интрузивные породы занимают около 50 % площади района: выделяются раннемеловые габбро-монзонит-диориты комплекса Нилау и олигоценые граниты комплекса Лагман. Характерной особенностью гранитов палеогенового возраста является наличие многочисленных жил редкометалльных пегматитов, пространственно связанных с двуслюдяными гранитами третьей фазы комплекса Лагман (Rossovskiy, Chmyrev, 1977).

В районе наблюдается сильно пересеченный горный рельеф, где обнажены многофазовые проявления пегматитов на разных гипсометрических уровнях (Rossovskiy, Chmyrev, 1977; Mosazai et al., 2017). Снизу вверх по разрезу обнажений на склонах гор расположены 1) плагиоклаз-микроклиновые пегматиты с биотитом, мусковитом и редким бериллом; 2) микроклин-альбитовые пегматиты с рудоразборным (добыча которого производится вручную после производства буровзрывных работ) бериллом; 3) альбитовые пегматиты со сподуменом, колумбит-танталитом, полихромным турмалином и кунцитом; 4) сподумен-микроклин-клевеландитовые пегматиты с лепидолитом, танталит-колумбитом, полихромным турмалином и кунцитом.

Наиболее широко распространены альбитизированные микроклиновые пегматиты с крупнокристаллическим бериллом. Этот тип пегматитовых жил распространен в массивах габбродиоритов и кварцевых диоритов.

Минералы Be в пегматитах Афганистана представлены почти всеми известными разновидностями берилла, включая: 1) крупнокристаллические бесщелочные и слабощелочные разновидности; 2) крупнокристаллический Na берилл; 3) крупнокристаллический Na-Li берилл; 4) мелкокристаллический Na и Na-Li берилл; 5) крупнокристаллический Li-Cs берилл. Практическое значение имеют рудоразборные кристаллический бесщелочной и слабощелочной берилл. В меньшей степени в качестве рудоразборного сырья представлен Na и Na-Li берилл. Кондиционным считается берилл, индивиду которого по длине составляют более 0.5 см.

Месторождения Чамбалак и Дигал приурочены к зоне эндоконтакта массива габброидов с кварцевым диоритом раннемелового возраста комплекса Нилау. Замеры трещиноватости габброидов свидетельствуют о многостадийности тектонических дви-

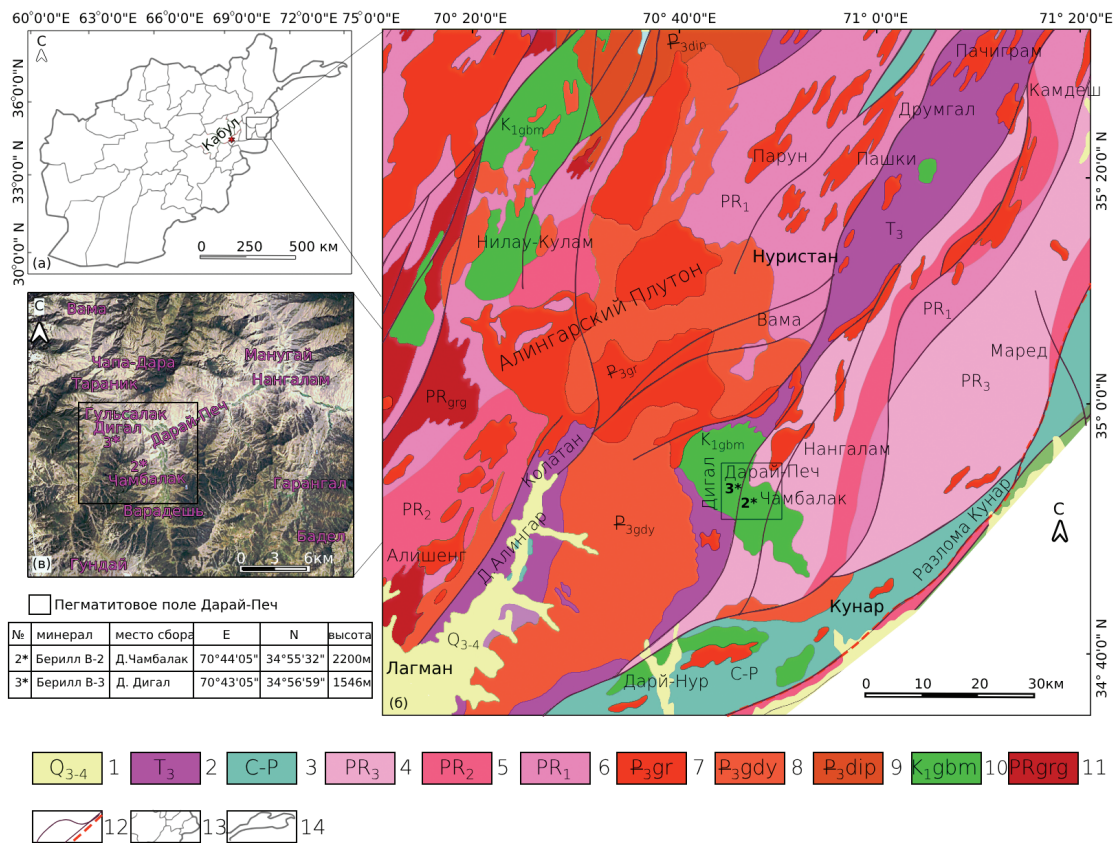


Рис. 1. Район исследований: а – общее положение тектонической зоны Нуристан в Афганистане; б – геологическая карта центральной части пегматитового пояса Восточного Афганистана, составлено авторами по материалам (Rossovskiy, Chmyrev, 1977; Doebrich et al., 2006; Mosazai et al., 2017); в – спутниковый снимок пегматитового поля Дарай Печ и положение месторождений Чамбалак (2) и Дигал (3).

1 – аллювий, пески, гравий, глины, Q₃₋₄; 2 – сланцы, алевролиты, песчаники, T₃; 3 – песчаники, андезиты, базальты, С-Р; 4 – гнейсы, сланцы, кварциты, амфиболиты, PR₃; 5 – мраморы, гнейсы, кварциты, амфиболиты, PR₂; 6 – гнейсы, кварциты, амфиболиты, PR₁; 7–11: магматические породы: 7–9 – олигоценый комплекс Лагман: 7 – граниты-III, P_{3gr}; 8 – гранодиориты, граносиениты-II, P_{3gdy}; 9 – диориты, плагиограниты-I, P_{3dip}; 10 – комплекс Нилау, K_{1gbm}: габбро, монзониты, диориты, гранодиориты; 11 – комплекс Панджшир, PRgrg: гранитогнейсы; 12 – крупные и мелкие разломы; 13 – граница провинции; 14 – граница страны. Прямоугольником показан район исследования.

Fig. 1. Area of studies: а – general position of the Nuristan tectonic zone in Afghanistan; б – geological map of the central part of the pegmatite belt of Eastern Afghanistan, composed using materials (Rossovskiy, Chmyrev, 1977; Doebrich et al., 2006; Mosazai et al., 2017); в – satellite image of the Darai Pech pegmatite field and the position of the Chambalak (2) and Digal (3) deposits.

1 – alluvium, sand, gravel, clay, Q₃₋₄; 2 – shale, siltstone, sandstone, T₃; 3 – sandstone, andesite, basalt, C-P; 4 – gneiss, schist, quartzite, amphibolite, PR₃; 5 – marble, gneiss, quartzite, amphibolite, PR₂; 6 – gneiss, quartzite, amphibolite, PR₁; 7–11 – igneous rocks: 7–9 – Oligocene Lagman complex: 7 – granite-III, P_{3gr}; 8 – granodiorite, granosyenite-II, P_{3gdy}; 9 – diorite, plagiogranite-I, P_{3dip}; 10 – Nilau complex, K_{1gbm}: gabbro, monzonite, diorite, granodiorite; 11 – Panjshir complex, PRgrg: granite gneiss; 11 – large and small faults; 12 – border of provinces; 13 – border of the country. Rectangle shows the area of study.

жений в постинтрузивную стадию с образованием серии пологопадающих контракционных трещин, которые впоследствии были выполнены пегматитовыми жилами. Тела пегматитов имеют плитообразную форму и пологое залегание, их протяженность достигает 2.0 км, а средняя мощность 2.5 м.

Внутреннее строение жил зональное или частично-зональное (рис. 2а-в). Минеральный состав представлен разномасштабным кварц-альбитовым агрегатом, блоками пегматоидных кварц-микроклиновых сростаний, блоками кварца и блоковым микроклином, выполняющими целые зоны. Отдельные интервалы выполнены кварц-

мусковитовым агрегатом и мономинеральным сахаровидным альбитом. Берилл является рудным минералом и встречается во многих минеральных ассоциациях. Как правило, он образует крупные кристаллы, сосредоточенные, в основном, в краевых зонах рудных тел в кварц-альбитовой ассоциации. Однако размер кристаллов неодинаковый и увеличивается от зальбандов к центральной зоне пегматитов. В краевых частях жильных тел кристаллы берилла достигают не более 4 см в длину, а в зоне развития блокового микроклина их размер увеличивается до 15 см. В ядре пегматитовых тел встречаются отдельные экземпляры берилла длиной до 40 см.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

При изготовлении препарата (стандартной шайбы диаметром один дюйм) кристаллы берилла из месторождений Чамбалак и Дигал были разрезаны перпендикулярно граням призмы (оси удлинения), чтобы изучить зональность берилла по траверсу от центра к краю кристалла в плоскости, параллельной базальному пинакоиду (рис. 2г, д). Фрагменты кристаллов берилла были помещены в шайбы вместе с зернами оливина, необходимого для оценки фона при анализе содержания летучих компонентов. Анализ состава берилла выполнялся на ионном зонде Cameca IMS-4f в Ярославском филиале Физико-Технологического института им. К.А. Валиева РАН (г. Ярославль, аналитики Е.В. Потапов и С.Г. Симакин). Методика измерения содержания малых и редких элементов, включая летучие компоненты (воду и галогены), подробно изложена в работах (Скублов и др., 2022, 2024). Точность определения составляет 10–15 % для элементов с концентрацией >1 г/т и 10–20 % для элементов с концентрацией 0.1–1 г/т. Предел обнаружения определен как 5–10 мг/т. Диаметр аналитического кратера составляет около 20 мкм.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Берилл из месторождения Чамбалак

Образец берилла В2 с фрагментом граней призмы имеет короткостолбчатый облик (рис. 2г), его размер в поперечнике превышает 10 см. Для исследования был выпилен сектор с точками определений состава 22–20 из центральной части кристалла, которой условно соответствует точка 22.

Основной фрагмент с точками 19–1 представляет собой продолжение части кристалла от края мелкого фрагмента (точка 19) до грани призмы (точка 1). Точки 1–6 поставлены по линии, перпендикулярной грани призмы со сгущением, примерно на расстоянии 1 мм друг от друга. Остальные точки расположены на прямой линии, идущей к проекции оси удлинения, на расстоянии примерно 2–3 мм друг от друга. В исследованном сечении берилла фиксируется зональность: внутренняя (центральная) часть кристалла имеет более светлый оттенок, кроме того, она более однородная без видимых трещин. В эту часть берилла были поставлены точки 22–12. Внешняя часть кристалла визуально отличается слабым коричневатым оттенком, возможно, из-за присутствия микровключений. В эту часть берилла были поставлены точки 1–11. Ниже рассмотрим зональность по малым и редким элементам по профилю (табл. 1, рис. 3).

Крупноионные литофильные элементы. Эти элементы входят в каналы структуры берилла, за исключением Li, замещающего Be в тетраэдрической позиции. Наибольшее содержание среди щелочных элементов установлено для Na (1486 г/т, здесь и ниже для интервалов приводится среднее содержание по точкам без учета выбросов). Центральная часть кристалла (точки 22–12, рис. 3) отличается пониженным, по сравнению с краевой, содержанием этого элемента – от 1099 до 1636 г/т, в среднем, 1254 г/т. Какая-либо закономерность в вариациях содержания Na в центральной части не наблюдается. Во внешней части кристалла происходит скачкообразное увеличение содержания Na – от 1308 г/т в точке 12 до 1916 г/т в точке 11. В точках 11–1 содержание Na варьирует от 1343 до 2462 г/т, при среднем содержании 1718 г/т. Наблюдается тенденция понижения содержания Na от точки 11 к краю кристалла (точка 1).

Распределение K контрастирует с распределением Na: для большей части точек (15 точек) оно не превышает 1352 г/т при минимальном значении 95 г/т, при этом какие-либо закономерности в вариациях не наблюдаются. В других 7 точках содержание K заметно выше – от 1966 до 5669 г/т, что может быть связано с попаданием в поле анализа микровключений калийсодержащих минералов (например, калиевого полевого шпата, биотита).

На третьем месте по уровню содержания находится Cs (385 г/т). В центральной части кристалла его содержание варьирует от 169 до 263 г/т, в среднем, 217 г/т. Характер распределения Cs в этом

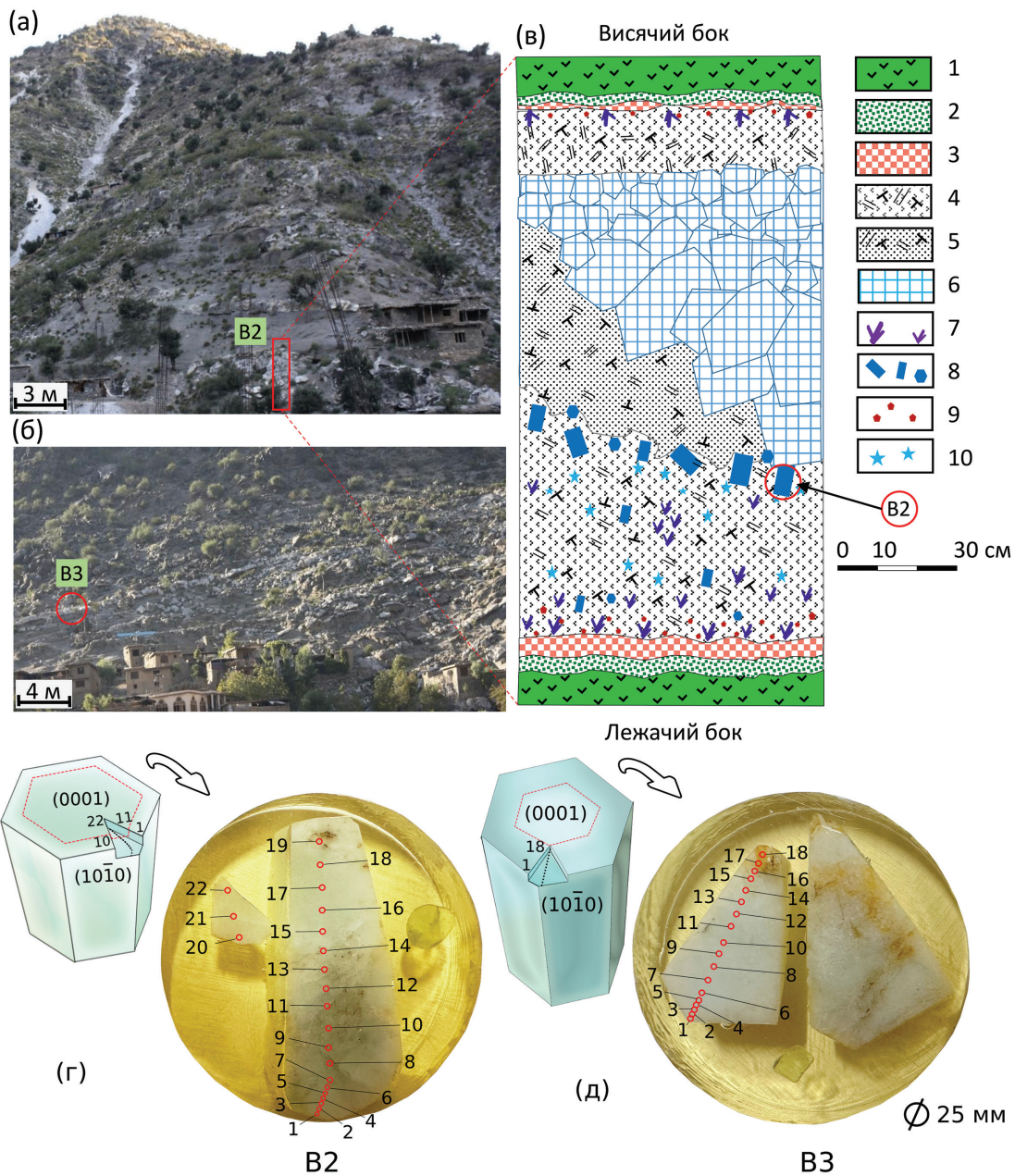


Рис. 2. Общий вид размещения и схема строения пегматитовых жил с положением изученных кристаллов и аналитических точек (составлено А. Юсуфзаем): а – месторождение Чамбалак; б – месторождение Дигал; в – внутреннее строение микроклин-альбитовых пегматитовых жил месторождение Чамбалак; г – обр. В2, месторождение Чамбалак; д – обр. В3, месторождение Дигал.

1 – биотит-амфиболовые диориты, кварцевые диориты, габбродиориты; 2 – зона измененного диорита; 3 – зона аплита; 4 – зона среднезернистого, сахаровидного и мелкопластинчатого альбита с кварцем, мусковитом, шерлом, бериллом, апатитом и гранатом; 5 – зона крупнозернистого кварц-альбит-микроклинового пегматита; 6 – кристаллы блокового микроклина; 7 – шерл; 8 – берилл; 9 – гранат; 10 – апатит.

Fig. 2. General view of location and structure of pegmatite veins with position of the studied beryl crystals and analytical points (compiled by A. Yosufzai): а – Chambalak deposit; б – Digal deposit; в – internal structure of microcline-albite pegmatite veins of the Chambalak deposit; г – sample B2, Chambalak deposit; д – sample B3, Digal deposit.

1 – biotite-amphibole diorite, quartz diorite, gabbro diorite; 2 – altered diorite zone; 3 – aplite zone; 4 – medium-grained, sugar-like and fine platy albite zone with quartz, muscovite, schörl, beryl, apatite, and garnet; 5 – coarse-grained quartz-albite-microcline pegmatite zone; 6 – blocky microcline crystals; 7 – schörl; 8 – beryl; 9 – garnet; 10 – apatite.

Таблица 1
Table 1Содержание малых и редких элементов (г/т) в берилле месторождения Чамбалак (обр. В2)
Trace element content (ppm) of beryl from the Chambalak deposit (sample B2)

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
P	24.8	н.о.	55.2	54.7	н.о.	н.о.	29.9	101	н.о.	101	н.о.	н.о.	17.3	44.3	133	92.2	78.1	71.4	73.6	48.3	н.о.	н.о.
Ca	41.9	40.4	70.3	58.9	38.6	22.7	76.1	37.8	45.7	22.2	65.9	29.0	30.3	21.0	21.7	20.2	28.2	24.1	21.0	31.6	49.0	33.7
Cr	5.54	4.06	10.8	14.0	11.8	12.0	1.17	20.6	17.2	8.52	13.7	26.3	28.8	5.33	23.3	18.3	34.8	7.36	17.3	43.7	40.0	53.5
Rb	54.7	26.6	25.2	39.6	19.8	21.2	71.2	19.5	30.9	31.6	40.9	41.8	81.8	27.4	14.9	14.7	21.4	47.5	14.5	25.3	46.1	40.5
Sr	0.47	1.48	0.36	1.60	0.89	0.09	31.7	0.19	3.14	0.20	1.96	0.30	0.27	0.09	0.04	0.06	0.23	0.17	0.04	0.35	2.40	0.30
Cs	470	587	464	616	592	493	839	502	557	447	520	263	227	175	182	169	194	241	219	241	245	235
Ga	10.8	11.5	9.77	9.89	9.54	10.3	14.3	14.9	11.6	11.3	14.3	10.7	10.2	10.0	9.86	8.70	8.87	9.80	8.44	9.90	9.21	10.0
Mn	82.7	71.1	97.6	82.8	78.6	82.7	80.7	93.9	101	91.2	736	101	87.5	53.8	72.1	59.2	69.5	91.8	73.1	84.7	87.4	126
V	2.67	2.73	55.2	3.42	3.59	3.96	3.21	7.41	5.41	4.12	4.54	2.19	1.86	1.52	1.65	1.66	1.85	2.33	1.87	2.15	2.24	1.91
Ti	2.69	4.52	2.59	3.16	2.18	1.88	3.18	4.57	2.75	2.36	3.42	3.15	3.30	3.18	2.42	1.92	2.14	2.66	2.22	2.49	2.21	2.56
K	1968	411	273	882	288	201	2120	112	636	1352	1050	1992	5669	1082	95.4	285	692	4347	95.0	728	2611	1966
Mg	553	537	518	514	480	508	473	783	654	629	693	418	426	356	363	375	384	467	410	315	344	377
Na	1343	1579	1642	1696	1527	1547	2462	1593	1959	1636	1916	1308	1345	1124	1102	1141	1169	1636	1339	1099	1341	1188
Sc	1.09	4.47	1.51	1.00	0.41	0.67	1.78	1.42	1.06	1.31	1.97	1.55	1.89	2.63	5.59	0.07	2.22	1.10	1.67	0.89	0.66	1.01
Fe	1824	1975	1834	1874	2026	2054	2265	2104	2228	2045	2925	1736	1591	1726	1487	1381	1551	1910	1546	1444	1436	1685
Co	0.35	0.44	0.44	0.42	0.28	0.32	0.33	0.78	0.84	0.56	1.24	1.07	1.35	0.61	0.72	0.37	0.68	0.76	0.64	0.73	0.59	0.61
Ni	22.7	12.6	41.9	36.7	31.3	42.2	3.24	81.8	97.8	31.1	346	152	141	33.4	131	84.1	187	38.1	82.2	249	209	259
B	17.8	1.43	2.55	8.63	2.99	0.45	49.4	0.69	18.8	1.34	6.27	1.18	0.51	1.86	11.1	1.13	1.37	0.46	0.27	8.95	1.18	6.57
Li	158	152	154	116	134	160	137	69.2	116	122	135	131	126	109	122	152	144	150	189	140	130	136
H ₂ O	19703	21194	19508	16983	17345	16952	14987	13292	15661	12195	13114	14571	13699	14872	17582	14773	14438	15401	22499	17674	16291	14880
F	57.7	8.67	12.5	71.2	15.6	19.2	383	16.6	24.2	10.8	21.6	13.3	11.5	16.5	23.9	32.8	11.2	16.5	14.4	21.4	16.0	42.5
Cl	264	270	268	311	264	322	585	253	287	318	371	267	297	228	249	364	305	312	275	240	197	286

Примечание. Здесь и в табл. 2, н.о. – содержание элемента не определено.
Note. Here and in Table 2, н.о. – the content of element is not determined.

домене повторяет распределение Na – от точки 18 до точки 14 содержания понижаются, а далее к точке 12 наблюдается отчетливый рост. Во внешней части происходит резкое увеличение содержания Cs – от 447 до 616 г/т, в среднем 525 г/т (не учитывая точку 7 с содержанием 839 г/т).

Для распределения Ca характерно обеднение центральной части кристалла этим элементом (20.2–49.0 г/т, в среднем 28.2 г/т) по сравнению с внешней (22.2–76.1 г/т, в среднем, 47.3 г/т), несмотря на перекрытие составов по трем точкам.

Содержание Li, за исключением двух «выбросов» (точка 8 – 69.2 г/т, точка 19 – 189 г/т) находится в узком диапазоне от 109 до 160 г/т при среднем значении 136 г/т. При этом содержание Li в центральной и внешней частях кристалла перекрывается. Для краевой части можно говорить о тенденции увеличения содержания Li к самому краю кристалла берилла.

Аналогично выглядит распределение Rb с перекрытием состава для двух частей кристалла и отсутствием закономерностей. Содержание Rb варьирует от 14.5 до 81.8 г/т, в среднем, составляя 34.4 г/т. Содержание Sr в берилле находится на низком уровне, в основном не превышая 0.5 г/т и достигая значения 3.1 г/т (не учитывая вероятный захват включения в точке 7).

Помимо крупноионных литофильных элементов в каналы кристаллической структуры берилла могут входить молекулы H₂O, а также галогены (Cl и F) и В. Измеренное содержание H₂O составляет в среднем 16255 г/т. В центральной части кристалла (не учитывая точку 19) содержание H₂O закономерно варьирует от 13699 до 17674 г/т, составляя в среднем 15418 г/т. В краевой части содер-

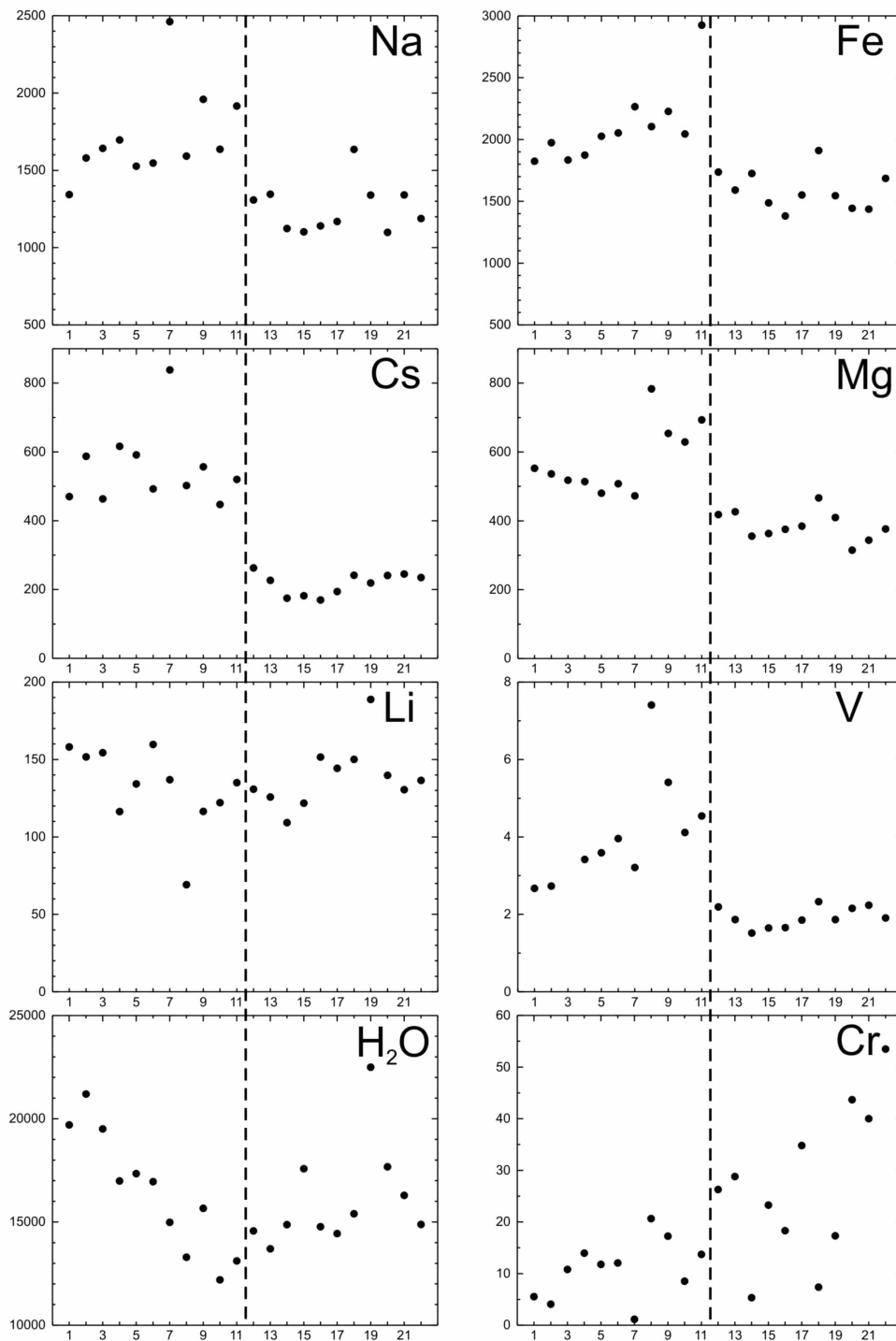


Рис. 3. Профили распределения малых и редких элементов (г/т) в берилле (обр. В2) из месторождения Чамбалак с положением аналитических точек.

Пунктиром показана предполагаемая граница между секторами роста простых форм (пинакоида и призмы).

Fig. 3. Distribution profiles of trace elements (ppm) in beryl (sample B2) from the Chambalal deposit with analytical points.

The dotted line shows the suggested boundary between the growth zones of simple forms (pinacoid and prism).

жание H_2O монотонно увеличивается (от 12195 до 21194 г/т, в среднем 16448 г/т), достигая максимума в краю кристалла. Переход в содержании H_2O между центральной и краевой частями кристалла плавный, а не скачкообразный.

Содержание F варьирует от 8.67 до 71.2 г/т, в среднем 22.8 г/т, не обнаруживая закономерностей. Содержание Cl заметно выше – от 197 до 371 г/т при среднем значении 283 г/т, но его вариации по профилю точек также бессистемны. Содержание В

в основном не превышает 20 г/т и не изменяется. В одной точке содержание В составляет около 50 г/т, что, вероятно, связано с микровключениями борсодержащих минералов.

Переходные металлы. Эти элементы, к которым следует отнести и Fe, замещают Al в октаэдрической позиции. Примесь Fe наиболее значительна (1796 г/т). Центральная часть кристалла характеризуется меньшим диапазоном содержания Fe (1381–1910 г/т при среднем содержании 1590 г/т), чем краевая (1824–2265 г/т при среднем содержании 2023 г/т). Переход в содержании Fe между центральной и краевой частями кристалла скачкообразный. В точке 12 содержание составляет 1736 г/т, а в точке 10, относящейся уже к краевой части, содержание Fe заметно выше – 2045 г/т. При этом для краевой части зафиксирован тренд уменьшения содержания Fe к краю кристалла.

Распределение Mg демонстрирует более сложные тенденции. В центральной части его содержание закономерно варьирует от 315 до 467 г/т при среднем содержании 385 г/т. На границе центральной и краевой частей происходит скачкообразное увеличение содержания Mg: 418 г/т в точке 12 и 693 г/т в точке 11, относящейся уже к краевой части. Далее по профилю к краю кристалла четыре точки (11–8) имеют максимальное содержание Mg в диапазоне 629–783 г/т. Затем в точке 7 содержание Mg падает до 473 г/т и далее монотонно увеличивается к краю кристалла до 553 г/т.

Содержание Mn варьирует от 53.8 до 126 г/т, составляя, в среднем 84.2 г/т. В центральной части кристалла (точки 22–12) видимые закономерности в распределении Mn не наблюдаются, а вариации в содержании – максимальные. В краевой части (точки 11–1), переход к которой по профилю распределения плавный, прослеживается тенденция понижения содержания Mn к краю кристалла.

В распределении V, несмотря на его низкое содержание (не более 8 г/т), установлена тенденция скачкообразного повышения содержания при переходе от центральной к краевой части кристалла и далее тренд понижения содержания к краю кристалла. При этом во всех точках краевой части содержание V выше, чем в любой точке из центральной части. Профиль распределения для центральной части субгоризонтальный без выраженной зональности.

Содержание Co более низкое, чем содержание V, но характер распределения этого элемента в центральной и краевой частях повторяет распре-

деление V. Отличие заключается в том, что содержания перекрываются для различных частей кристалла. Содержание Ti и Sc также низкое (на уровне первых граммов на тонну), закономерности в распределении этих элементов не обнаружены.

Распределение Ni имеет иной характер: наблюдается общий тренд понижения содержания от центра к краю кристалла. Диапазон содержания Ni меняется в широких пределах – от 259 г/т в центре берилла до первых граммов на тонну на краю кристалла. Аналогичная ситуация с общим трендом понижения содержания от центра к краю кристалла наблюдается и для Sr, максимальное содержание которого в центре кристалла составляет 53.5 г/т.

Содержание Ga, рассеянного элемента «двойника» Al, варьирует от 8.44 до 14.9 г/т и составляет в среднем 10.6 г/т. В центральной части кристалла распределение Ga не зональное и составляет в среднем 9.61 г/т. В краевой части (точка 11) оно скачкообразно повышается до 14.3 г/т и далее к краю кристалла понижается с широкими вариациями до значений около 10 г/т, характерных для центральной части.

Берилл из месторождения Дигал

Образец берилла В3 представляет собой выкол с фрагментами граней призмы. Первоначальный размер крупного кристалла оценить сложно. Для исследования был выпилен фрагмент (сектор) от граней призмы по направлению к центру кристалла длиной около 2 см (рис. 2д), в который были поставлены точки 18 (край кристалла) – 1 (направление к центру). Окраска исследованного фрагмента кристалла однородная молочно-зеленоватого оттенка. В районе точек 17 и 18 наблюдается потемнение, вызванное, вероятно, вторичными процессами. Ниже рассмотрим зональность по малым и редким элементам (табл. 2, рис. 4).

Крупноионные литофильные элементы. Содержание Na ступенчато понижается по профилю от 1815 г/т в точке 18 до 1267 г/т в точке 5 и потом повышается к краю (1517 г/т в точке 1). Содержание K варьирует в широком диапазоне: от 110 до 7632 г/т при среднем содержании 2547 г/т. В самом краю кристалла (точки 3–1) оно систематически падает. Содержания Cs демонстрируют закономерное увеличение от начала профиля в центральной части (точка 18 – 239 г/т) до края кристалла (706 г/т в точке 2 и 600 г/т в точке 1). Между точками 10 и 11 наблюдается разрыв в едином распределении.

Таблица 2
Table 2

Содержание малых и редких элементов (г/т) в берилле месторождения Дигал (обр. В3)
Trace element content (ppm) of beryl from the Dugal deposit (sample В3)

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
P	113	н.о.	29.6	н.о.	н.о.	1.46	86.9	81.4	44.1	н.о.	22.0	76.5	77.5	н.о.	66.7	71.2	70.6	н.о.
Ca	30.8	37.8	33.0	32.7	35.3	32.3	31.4	27.2	31.1	27.0	24.3	25.1	35.1	28.6	27.3	25.4	27.9	29.2
Cr	37.0	64.2	47.1	53.1	77.2	48.9	52.1	34.7	47.7	52.0	24.7	28.5	57.8	26.9	18.6	27.1	36.8	30.8
Rb	30.6	42.8	35.7	126	44.0	70.1	80.5	32.0	60.2	37.6	60.3	23.6	45.3	24.9	56.5	19.4	33.7	81.0
Sr	0.33	1.28	0.38	1.93	0.70	2.10	0.95	0.36	1.43	0.77	0.21	0.15	0.52	0.15	1.33	0.06	0.17	0.17
Cs	600	706	612	616	527	484	506	428	493	476	316	336	326	279	248	241	218	239
Ga	11.7	11.5	10.1	11.0	10.8	11.0	11.5	12.4	12.8	12.2	10.9	11.9	12.2	10.9	10.9	10.4	12.2	12.2
Mn	69.6	93.3	84.8	83.0	78.3	80.0	89.2	104	94.3	94.4	88.6	98.2	86.9	92.2	77.9	94.2	86.6	84.2
V	2.80	2.19	2.71	2.56	2.60	2.79	4.15	3.24	1.62	1.99	4.63	5.50	4.74	7.61	3.73	3.64	3.81	3.94
Ti	5.28	3.72	3.66	3.07	3.13	2.99	2.50	3.11	3.49	2.46	2.11	2.27	1.87	2.23	2.07	2.27	1.96	1.92
K	808	1253	1569	7633	2270	4658	5262	1527	3794	2138	3823	302	1716	198	2871	110	927	4985
Mg	692	637	638	570	568	557	541	528	548	517	602	633	644	753	619	740	800	803
Na	1517	1458	1426	1329	1267	1278	1348	1540	1571	1520	1464	1585	1512	1780	1548	1759	1781	1815
Sc	5.17	2.38	1.91	2.76	2.40	1.99	2.64	1.85	1.34	1.34	1.63	2.50	1.79	0.14	1.83	1.87	0.81	1.06
Fe	1797	1635	1540	1475	1486	1679	1912	2180	2321	2385	2048	2274	2356	2242	2175	2278	2145	2191
Co	1.74	1.34	1.11	1.53	1.35	0.96	0.91	1.11	0.99	0.93	0.67	1.05	0.94	0.69	0.51	0.68	0.99	0.77
Ni	256	339	246	306	438	281	264	202	251	291	124	150	315	135	85.8	124	196	149
B	8.44	1.05	2.42	0.98	1.58	2.45	1.13	7.30	17.82	0.63	1.25	2.23	5.09	2.55	2.62	0.82	4.48	1.16
Li	155	143	134	122	125	125	135	122	100	118	112	104	121	116	120	138	132	134
H ₂ O	51389	21835	15332	9111	10519	10728	10450	9742	9308	10686	10144	12394	9230	18810	22304	23935	19072	24694
F	442	228	143	31.6	33.7	16.8	27.4	199	48.8	39.2	34.4	61.7	55.5	25.3	25.7	12.3	13.2	13.3
Cl	545	477	436	353	326	302	357	380	297	281	287	360	379	313	235	253	241	192

Содержание Са в берилле варьирует в узких пределах: от 24.3 до 37.8 г/т (в среднем 30.1 г/т), при этом можно говорить о слабой тенденции увеличения содержания к краю кристалла. Содержание Li варьирует от 100 до 155 г/т. при среднем значении 125 г/т. В интервале точек 18–3 содержание Li варьирует в пределах 120 ± 20 г/т. К краю кристалла (точки 2 и 1) Li демонстрирует рост до 155 г/т. Содержание Rb бессистемно варьирует в пределах 20–80 г/т (не считая выброс в точке 4 – 126 г/т). Содержание Sr в берилле низкое, в основном не превышает 1.5 г/т и достигает значения 2.1 г/т.

Распределение H₂O более сложное: в центральной части кристалла (точки 18–12) содержание понижается от 24694 до 12394 г/т и далее в интервале точек 11–4 остается на уровне около 10000 г/т. На краю кристалла происходит резкий рост до 21835 г/т в точке 2. В точке 1 на самом краю кристалла зафиксировано аномально высокое содержание 51389 г/т, которое, возможно, связано с попаданием в область анализа флюидного включения.

Распределение F во многом копирует распределение содержаний H₂O. От точки 18 до точки 4 (исключая точку 8) оно варьирует от 12.3 до 61.7 г/т, составляя в среднем 31.4 г/т. К краю кристалла происходит резкий рост содержания до 228 г/т в точке 2. Максимальное содержание 442 г/т на самом краю кристалла отмечено в точке 1, как и в случае с H₂O, что также можно связать с флюидным включением. Содержание Cl заметно выше: от 192 г/т в точке 18 до 545 г/т в точке 1. От точки 18 к точке 6 (302 г/т) оно увеличивается по сложной волнообразной траектории и далее к краю кристалла возрастает прямолинейно. Содержание В, в основном, не превышает 8.5 г/т, не обнаруживая закономерностей. В точке 9 содержание В составляет около 18 г/т, что можно рассматривать как выброс.

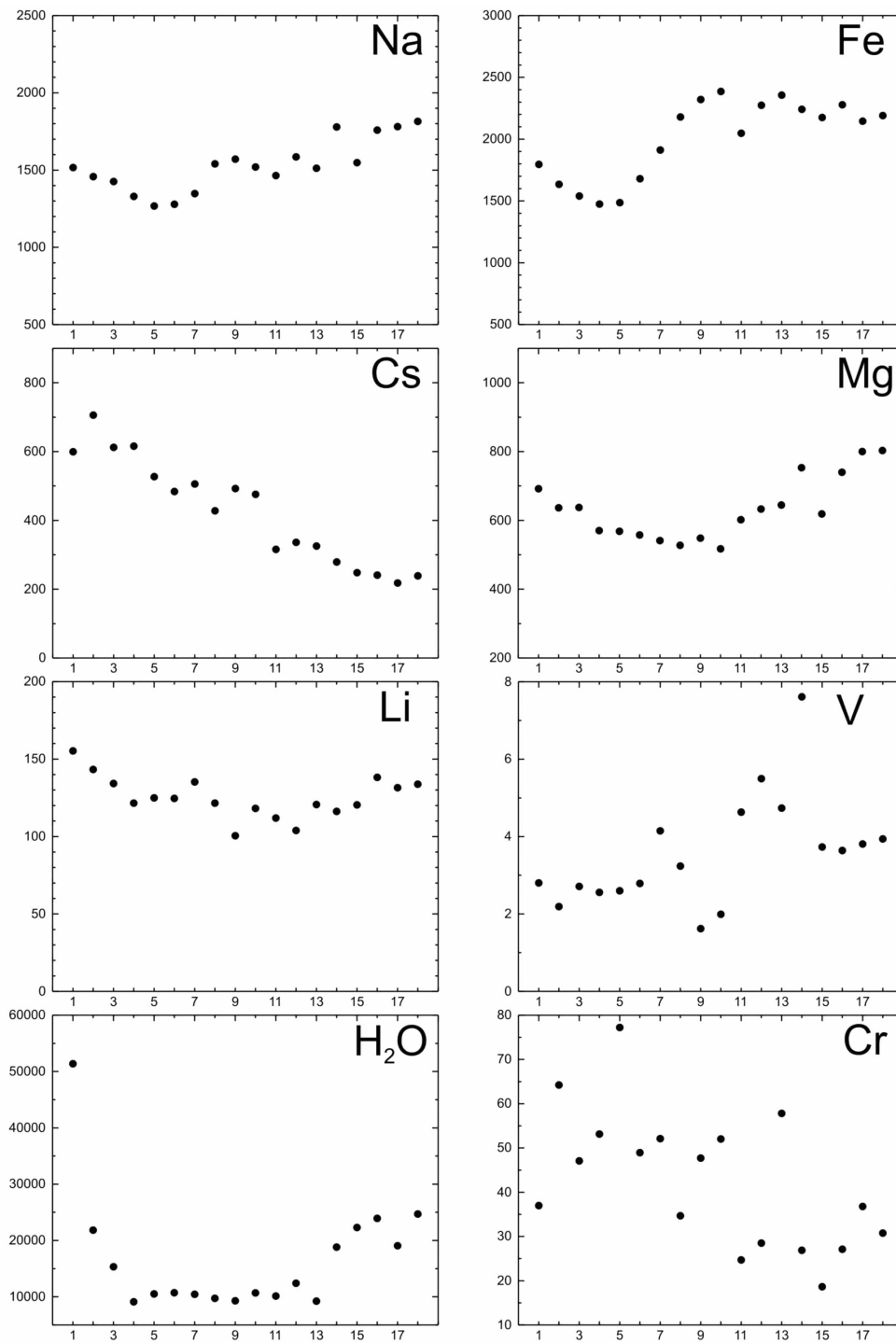


Рис. 4. Профили распределения малых и редких элементов (ppm) в берилле (обр. В3) из месторождения Дигал с положением аналитических точек.

Fig. 4. Distribution profiles of trace elements (ppm) in beryl (sample B3) from the Dugal deposit with analytical points.

Переходные металлы. Содержание Fe наиболее значительно (2007 г/т). От точки 18 до точки 9 оно варьирует незначительно (2048–2385 г/т, в среднем 2241 г/т), понижается к точке 5 с содержанием 1486 г/т и плавно повышается к краю кри-

сталла (1797 г/т в точке 1). Распределение Mg более простое: от точки 18 (803 г/т) происходит понижение содержания к точке 8 (528 г/т) и далее плавное увеличение к краю кристалла (692 г/т в точке 1). Содержание Mn не систематически варьирует от

69.6 до 104 г/т, составляя в среднем 87.8 г/т. Содержание V лежит в диапазоне от 1 до 8 г/т, составляя в среднем 3.6 г/т. Несмотря на отклонения в средней части профиля, можно говорить о тенденции понижения содержания V к краю кристалла берилла. Содержание Co укладывается в интервал 0.4–1.8 г/т. Наблюдается тенденция увеличения содержания Co к краю кристалла.

Содержание Ti и Sc низкое, на уровне первых граммов на тонну. Также как и Co, Ti демонстрирует тенденцию к увеличению содержания к краю кристалла. Закономерности в распределении Sc не обнаруживаются. Диапазон содержания Ni меняется в широких пределах: от 85.8 г/т в центре берилла до 438 г/т в краевой части. В целом содержание Ni увеличивается от центра к краю кристалла. Распределение Cr по профилю повторяет поведение Ni, несмотря на вариации состава: содержание Cr растет к краю кристалла. Содержание Ga варьирует в узких пределах от 10.1 до 12.8 г/т (в среднем 11.5 г/т), не обнаруживая зональности.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Секториальность. К настоящему времени накоплен значительный фактический материал, связанный с неоднородным строением кристаллов минералов. Возникновение секториальности кристаллов объяснялось отличием в относительных скоростях роста граней разных простых форм, соотношением скорости роста кристалла и диффузии элементов вблизи поверхностного слоя кристаллической решетки (Watson, Liang, 1995; Watson, 1996), отличающейся адсорбцией катионов на поверхности грани (Dowty, 1976). Также высказано предположение об отличии механизмов роста граней разных простых форм (Попов, 2011).

Для целого ряда минералов установлено отличие в распределении редких элементов в пирамидах роста разных простых форм (Rakovan, Reeder, 1994, 1996; Rakovan et al., 1997; Левашова и др., 2022). Однако об особенностях распределения редких элементов в секторах роста разных простых форм информация ограничена (Taran, Vishnevsky, 2019; Pauly et al., 2021). Изучение берилла показало, что его самые стабильные и распространенные простые формы – (0001) и (10 $\bar{1}$ 0), из-за разной скорости роста которых (для базального пинакоида скорость примерно вдвое выше) образуется характерное секториальное строение (Sunagawa, Urano, 1999).

Кристалл берилла, как правило, имеет призматический габитус, образованный восемью гранями, шесть из которых относятся к призме (10 $\bar{1}$ 0), а две – к базальному пинакоиду (0001) (Giuliani et al., 2019). Соответственно, в идеальном случае зона, образованная секторами роста пинакоида, находится в центральной части сечения, перпендикулярного оси удлинения призмы, а зона, образованная секторами роста призмы, окаймляет зону роста пинакоида. При этом соотношение объема (площади в плоском сечении, перпендикулярном оси удлинения) зон роста пинакоида и призмы меняется в зависимости от степени удаления от гипотетического центра, от которого начался рост кристалла. Вблизи центра зона роста пинакоида – минимальная, а зона роста призмы – максимальная по площади. И, наоборот, к краю кристалла площадь секторов роста призмы становится минимальной, а площадь сектора роста пинакоида – максимальной. Тем не менее, на конкретных примерах установлено, что в сечении призматического кристалла берилла параллельно оси удлинения преобладает зона, обязанная росту пинакоида, а зона роста призмы имеет подчиненное значение (Sunagawa, Urano, 1999).

В результате исследования состава берилла микрорентгеноспектральным методом в специально выбранных сечениях определено, что граница между зонами, обусловленными ростом разных простых форм берилла, фиксируется резким (скачкообразным) изменением содержания ряда элементов (Mg и Na) в профиле, идущем от проекции оси удлинения к краю кристалла перпендикулярно границам зон роста простых форм (Scandale, Lucchesi, 2000).

По результатам изучения примесного состава берилла из грейзенов месторождения Шерловая гора по профилям в сечениях, перпендикулярных оси удлинения, показано, что существует два типа распределения ряда редких элементов (С.Г. Скублов, А.К. Гаврильчик, неопубл. данные). Первый – максимальное содержание элемента выдержано в центральной зоне кристалла, которое резко (скачкообразно) снижается по краям, а второй обратен первому. При отсутствии четко выраженной цветовой зональности и равномерном распределении флюидных включений предполагается, что такой характер распределения элементов связан с особенностями зон роста простых форм в кристалле. Используя представления о секториальном строении кристалла берилла (Sunagawa, Urano, 1999; Giuliani et al., 2019), центральную часть профиля можно

отнести к сектору роста пинакоида (0001), а оставшуюся внешнюю часть профиля от резкого изменения характера распределения ряда редких элементов (границы зона роста пинакоида) и до граней кристалла – к секторам роста призмы (10 $\bar{1}$ 0). На примере аквамарина из месторождения Шерловая гора показано, что в секторе роста пинакоида происходит накопление Fe, Ga и Cs, а в секторе роста призмы – накопление Li, Mg и Cl (С.Г. Скублов, А.К. Гаврильчик, неопубл. данные).

Для берилла В2 из месторождения Чамбалак граница между зонами роста пинакоида (внутренняя часть профиля) и призмы (внешняя часть профиля), весьма вероятно, находится между точками 12 и 11 (рис. 3). Именно в этой части профиля наблюдается отчетливое резкое увеличение содержания Cs (в среднем 217 г/т для сектора роста пинакоида и 525 г/т – для сектора роста призмы), Na (1254 г/т и 1718 г/т, соответственно), Ca (28.2 г/т и 47.3 г/т), Fe (1590 г/т и 2023 г/т), Mg (385 г/т и 576 г/т) и V (1.93 г/т и 8.75 г/т). Наиболее контрастно смена характера распределения на условной границе секторов роста двух простых форм (пинакоида в центральной части сечения, перпендикулярного оси удлинения кристалла, и призмы в краевой части) проявлена для Cs, Na, Mg и V.

Если рассматривать только часть профиля, относящуюся к сектору роста призмы, то можно охарактеризовать ростовую зональность берилла, поскольку рост граней призмы происходил в направлении, перпендикулярном оси удлинения кристалла от центра к краю кристалла. Соответственно, часть кристалла, которая ближе к оси удлинения (точка 11), образовалась раньше участка с точкой 10, точка 10 – раньше точки 9 и т. д. Для части профиля, соответствующего сектору роста пинакоида, ростовая зональность может не наблюдаться, т. к. идеальная модель роста кристалла предполагает примерно одновременное формирование грани пинакоида по мере удаления от геометрического центра кристалла.

В случае с кристаллом берилла В2 в части профиля, относящейся к сектору роста призмы, зафиксировано понижение в процессе роста кристалла содержания Na, Fe и V. Кроме того, понижается содержание Ni и Cr. Характер распределения Ni и Cr нетипичный, их содержание понижается от центра к краю кристалла также и в части профиля, относящегося к сектору роста пинакоида, что сложно проинтерпретировать. Для воды и Mg установлена тенденция повышения в секторе роста призмы по

мере роста кристалла. Для Mg эта закономерность проявлена не для всех точек, а только для внешней части зоны сектора роста призмы (точки 1–7). Для воды увеличение содержания наблюдается на всем протяжении сектора роста призмы, но зато отсутствует резкая граница в переходе от пинакоида к призме.

Для берилла В3 из месторождения Дигал в распределении по профилю ни по одному элементу не наблюдается скачкообразного изменения в содержании, которое можно рассматривать в качестве границы между секторами роста пинакоида и призмы (рис. 4). Наиболее показательное распределение Cs: его содержание монотонно увеличивается от наиболее удаленной от граней кристалла (точка 18) до приближенной к ним (точка 1). Похоже ведет себя и Cl, но с некоторыми отклонениями в виде двух максимумов в профиле. Есть основание считать данный профиль как представляющий сектор роста только одной простой формы – призмы, если предположить, что в исследованный фрагмент уплощенного кристалла не попала центральная его часть, отвечающая сектору роста пинакоида, или сектор роста пинакоида был подавлен по каким-то причинам.

Характер распределения других элементов несколько более сложный. Содержание Na постепенно уменьшается от центральной части к точке 6 и далее от точки 5 до края кристалла (точка 1) возрастает. Содержание Mg аналогично уменьшается от 18 до 10 точки и потом возрастает от 8 до 1 точки. Возрастание только в краевой зоне от 4 к 1 точке демонстрируют Li, вода, F и Fe, при этом в остальной части профиля распределение этих элементов может быть незакономерным. Содержание Ni, Cr, Co и Ti увеличивается от центральной части кристалла (точка 18) до его края (точка 1), но не так однозначно как в случае с Cs.

Состав берилла как отражение эволюции пегматитового расплава. В процессе фракционирования расплава берилл, образованный на более поздних стадиях, отличается повышенным содержанием щелочных элементов (например, Na, Cs, Li) и обеднением Fe, Mg, и геохимически им близкими редкими элементами по сравнению с бериллом, образованным на ранних стадиях эволюции расплава (Černý, Turnock, 1975; Černý, 2002; Černý et al., 2003; Neiva, Neiva, 2005; Uher et al., 2010; Sardi, Heimann, 2014). В частности, содержание Cs в берилле устойчиво растет в процессе магматической эволюции во всех пегматитах мира (Černý, 2002; Pauly et al., 2021; Fan et al., 2022). Также при исследе-

довании берилла из различных участков зональных пегматитов установлено, что содержание Na в нем может понижаться по мере эволюции пегматитовой системы (Uher et al., 2010; Sardi, Heimann, 2014; Suo et al., 2022). Одной из причин, объясняющих эту тенденцию, является кристаллизация альбита, совместная с бериллом, в значительных количествах на поздних стадиях. Кроме того показано, что содержание Li в берилле далеко не всегда является индикатором эволюции магматического расплава (Duan et al., 2024).

Поведение Fe в берилле подчиняется более сложным закономерностям. С одной стороны, установлен существенный рост содержания Fe при сравнении ранних генераций пегматитового берилла и поздних (например, в среднем, 1352 г/т и 3079 г/т соответственно) (Duan et al., 2024). Но такая закономерность не согласуется с общим трендом фракционирования, установленным для пегматитовых систем (Neiva, Neiva, 2005; Uher et al., 2010; Suo et al., 2022). Как правило, понижение содержания Fe в берилле является следствием совместной кристаллизации с ним таких железосодержащих минералов, как турмалины, гранаты и танталониобаты (Neiva, Neiva, 2005; Uher et al., 2010; Suo et al., 2022). Поэтому использование Fe в составе берилла в качестве индикатора эволюции магматической системы спорно, поскольку фактор минерального парагенезиса, включающего минералы-концентраторы Fe, является переменным и сложно учитываемым.

По сути дела, как показывает анализ различных источников, только увеличение содержания Cs в пегматитовом берилле может уверенно положительно коррелировать с процессом эволюции магматического расплава, что подтверждается результатами исследования пегматитов мира (Černý et al., 2003; Wang et al., 2009; Vačík et al., 2021; Pauly et al., 2021). С другой стороны, для конкретных объектов и остальные малые и редкие элементы в составе берилла могут выступать индикаторами условий образования пегматитов.

На диаграмме соотношения содержания Cs и Li в берилле фигуративные точки состава берилла из секторов роста призмы для образцов B2 и B3 имеют близкий состав (рис. 5а). Среднее содержание Cs для них составляет 474 г/т. Берилл из зоны роста пинакоида для образца B2 отличается от них более низким содержанием Cs (в среднем, 217 г/т), что необходимо учитывать при оценке степени фракционирования пегматитового расплава по редкоэлементному составу берилла. Сравнение

данных по составу берилла из промежуточной и верхней зоны пегматитов месторождения Шихюао (Shihuiyao), северо-восточный Китай (группы фигуративных точек 4 и 5 на рис. 5а), показывает, что в процессе эволюции пегматитового расплава состав берилла существенно обогатился как Cs, так и Li. На их фоне пегматитовый расплав из месторождений Чамбалак и Дигал можно охарактеризовать как умеренно фракционированный.

Сравнение составов магматической и метасоматической генераций берилла из пегматитов месторождения Калифорния Блю Майн (California Blue Mine), США (группы фигуративных точек 6 и 7 на рис. 5а), проанализированных в пределах одного зерна, где центральная часть отвечает магматической стадии, а внешняя кайма – метасоматической, показывает экстремальное обогащение краевых частей берилла Cs под воздействием водного флюида, и сопоставимое с предыдущим примером обогащение Li. При этом состав центральной части берилла, отвечающий магматической стадии, пересекается с составом берилла из зон роста призмы из месторождений провинции Кунар. Тренды изменения состава берилла из месторождений Шихюао и Калифорния Блю Майн в целом соответствуют направлению тренда фракционирования пегматитового расплава, приведенного в (Duan et al., 2024). Фигуративные точки состава берилла из месторождений провинции Кунар не образуют подобного тренда и в большей степени соответствуют начальным стадиям эволюции пегматитового расплава.

Аналогичная ситуация наблюдается на диаграмме соотношения содержания Cs и Rb в берилле для тех же самых объектов (рис. 5б). Отличаясь по содержанию Cs, фигуративные точки берилла из месторождений провинции Кунар сходны по содержанию Rb. Из них с точками, отвечающими секторам роста призмы, по составу пересекается берилл магматической стадии из месторождения Шихюао. Берилл из этого месторождения, образованный на следующей стадии эволюции пегматитового расплава, отличается повышенным содержанием как Cs, так и Rb. Состав берилла магматической стадии из месторождения Калифорния Блю Майн отвечает тренду фракционирования пегматитового расплава по (Duan et al., 2024), отличаясь повышенным содержанием Rb. В метасоматическом берилле содержание Rb резко падает, несмотря на увеличение содержания Cs, однако в пределах краевой части зерна по мере роста метасоматической генерации берилла содержание Rb увеличивается, а содержание

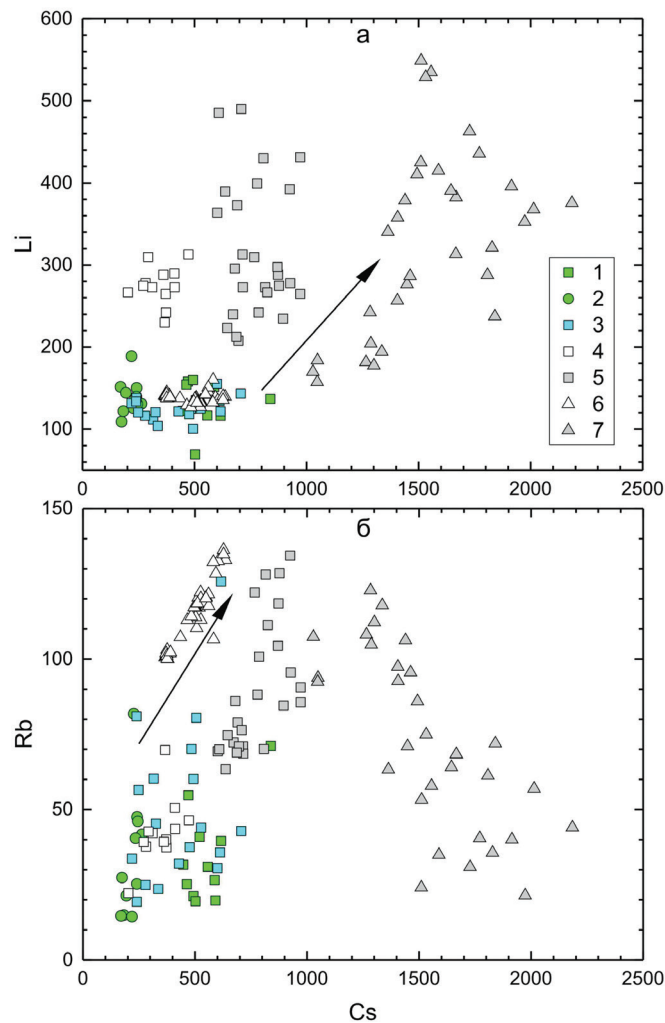


Рис. 5. Соотношение содержания (г/г) Cs с Li (а) и Rb (б) для берилла из пегматитовых месторождений провинции Кунар (1, 2 – точки, относящиеся к секторам роста призмы и пинакоида, соответственно, обр. В2, месторождение Чамбалак; 3 – точки, относящиеся к секторам роста призмы, обр. В3, месторождение Дигал), пегматитов месторождения Шихюао, Китай (4 – из пегматитов промежуточной зоны; 5 – из пегматитов верхней зоны; Duan et al., 2024) и пегматитов месторождения Калифорния Блю Майн, США (6 – ранняя магматическая генерация; 7 – поздняя метасоматическая генерация; Pauly et al., 2021). Тренд фракционирования показан согласно (Duan et al., 2024).

Fig. 5. Cs vs Li (a) and Rb (b) correlation (ppm) for beryl from pegmatite deposits of the Kunar province (1, 2 – points related to the prism and pinacoid growth zone, respectively, sample B2, Chambalak deposit; 3 – points related to the prism growth zone, sample B3, Digal deposit), pegmatites of the Shihuiyao deposit, China (4 – intermediate zone pegmatites; 5 – upper pegmatite zone; Duan et al., 2024), and pegmatites of the California Blue Mine deposit, United States (6 – early magmatic generation; 7 – late metasomatic generation; Pauly et al., 2021). The fractionation trend is shown according to (Duan et al., 2024).

Cs, напротив, уменьшается (Pauly et al., 2021). Такой тренд изменения состава противоположен магматическому тренду, а его возникновение, вероятно, связано с особенностями метасоматических процессов на данном месторождении. В итоге, по соотношению Cs и Rb берилл из месторождений провинции Кунар также не демонстрирует тренда эволюции состава и больше соответствует бериллу из пегматитов начальной стадии фракционирования.

ВЫВОДЫ

Исследование редкоэлементного состава берилла из пегматитовых месторождений Чамбалак и Дигал провинции Кунар методом SIMS позволило установить секториальность кристалла берилла из месторождения Чамбалак. Внутренняя часть профиля идентифицирована как сектор роста пинакоида (0001), а внешняя часть – как сектор роста

призмы (10 $\bar{1}0$). На границе пирамид роста двух простых форм наблюдается отчетливое резкое увеличение содержания Cs (в среднем 217 г/т для зоны роста пинакоида и 525 г/т для зоны роста призмы), Na (1254 г/т и 1718 г/т соответственно), Ca (28.2 г/т и 47.3 г/т), Fe (1590 г/т и 2023 г/т), Mg (385 г/т и 576 г/т) и V (1.93 г/т и 8.75 г/т). Наиболее контрастно смена характера распределения на границе двух простых форм проявлена для Cs, Na, Mg и V. Часть профиля, относящаяся к сектору роста призмы, отвечает ростовой зональности берилла, которая состоит в понижении в процессе роста кристалла содержания Na, Fe и V, а также Ni и Sr. Содержание Ni и Sr понижается от центра к краю кристалла также и в части профиля, относящегося к сектору роста пинакоида, что сложно проинтерпретировать. Для воды и Mg установлена тенденция повышения в секторе роста призмы по мере роста кристалла. Для берилла из месторождения Дигал в распределении по профилю ни по одному элементу не наблюдается скачкообразного изменения в содержании, которое можно рассматривать в качестве границы между секторами роста пинакоида и призмы. Наиболее показательное распределение Cs: его содержание монотонно увеличивается от наиболее удаленной от граней кристалла до приближенной к ним. Есть основание считать данный профиль как обусловленный ростом только одной простой формы – призмы.

Сопоставление берилла по содержанию индикаторных элементов, увеличение которых отвечает тренду фракционирования пегматитового расплава (Cs, Li и Rb) из пегматитовых месторождений провинции Кунар с бериллом, отвечающим разным стадиям пегматитообразования для месторождения Шихюао (Китай) и Калифорния Блю Майн (США), показало, что пегматитовый расплав из месторождений Чамбалак и Дигал можно охарактеризовать как умеренно фракционированный. Фигуративные точки состава берилла из месторождений провинции Кунар не образуют тренда фракционирования, установленного для других объектов, и в большей степени соответствуют начальным стадиям эволюции пегматитового расплава. Другой важный вывод – установленная секториальность берилла, при которой состав минерала из сектора роста призмы систематически отличается повышенным содержанием Cs и ряда других индикаторных элементов, по сравнению с сектором роста пинакоида.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев В.И. (2023) Воджинит как минерал-индикатор танталоносных пегматитов и гранитов. *Записки Горного института*, 262, 495–508. DOI: 10.31897/PMI.2023.19
- Левашова Е.В., Попов В.А., Левашов Д.С., Румянцева Н.А. (2022) Распределение редких элементов по секторам и зонам роста в цирконе из миаскитового пегматита Вишневогорского массива, Южный Урал. *Записки Горного института*, 254, 136–148. DOI: 10.31897/PMI.2022.29
- Попов В.А. (2011) Практическая генетическая минералогия. Екатеринбург, УрО РАН, 167 с.
- Попов М.П. (2022) Особенности редкометалльного оруденения и генетическая связь минеральных ассоциаций в восточном обрамлении Мурзинско-Адуйского антиклинория (Уральская изумрудоносная полоса). *Записки Горного института*, 255, 337–348. DOI: 10.31897/PMI.2022.19
- Скублов С.Г., Гаврильчик А.К., Березин А.В. (2022) Геохимия разновидностей берилла: сравнительный анализ и визуализация аналитических данных методами главных компонент (PCA) и стохастического вложения соседей с t-распределением (t-SNE). *Записки Горного института*, 255, 455–469. DOI: 10.31897/PMI.2022.40
- Скублов С.Г., Левашова Е.В., Мамыкина М.Е., Гусев Н.И., Гусев А.И. (2024) Полифазный Белокурихинский массив гранитов, Горный Алтай: изотопно-геохимическое исследование циркона. *Записки Горного института*, 1–24. EDN RGKCIJ
- Andersson L.O. (2006) The positions of H⁺, Li⁺ and Na⁺ impurities in beryl. *Physics and Chemistry of Minerals*, 33, 403–416. <https://doi.org/10.1007/s00269-006-0086-x>
- Aurischio C., Fioravanti G., Grubessi O., Zanazzi P.F. (1988) Reappraisal of the crystal chemistry of beryl. *American Mineralogist*, 73, 826–837.
- Bačík P., Fridrichová J., Uher P., Vaculovič T., Bizovská V., Škoda R., Dekan J., Miglierini M., Malíčková I. (2021) Beryl crystal chemistry and trace elements: Indicators of pegmatite development and fractionation (Damara Belt, Namibia). *Lithos*, 404, 106441. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106441>
- Černý P. (2002) Mineralogy of beryllium in granitic pegmatites. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 50, 405–444. <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.50.10>
- Černý P., Turnock A. (1975) Beryl from the granitic pegmatites at Greer Lake, Southeastern Manitoba. *The Canadian Mineralogist*, 13, 55–61.
- Černý P., Anderson A.J., Tomascak P.B., Chapman R. (2003) Geochemical and morphological features of beryl from the Bikita granitic pegmatite, Zimbabwe. *The Canadian Mineralogist*, 49, 1003–1011. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.41.4.1003>

- Doeblich J.L., Wahl R.R., Chirico P.G., Wandrey C.J., Bohannon R.G., Orris G.J., Bliss J.D., Wasy A., Younusi M.O. (2006) Geologic and mineral resource map of Afghanistan (No. 2006-1038). *Geological Survey (US)*. <https://pubs.usgs.gov/of/2006/1038/>
- Dowty E. (1976) Crystal structure and crystal growth; II, Sector zoning in minerals. *American Mineralogist*, 61, 460–469.
- Duan Z., Jiang S.Y., Su H.M., Salvi S., Monnier L., Zhu X., Lv X. (2024) Beryl as an indicator for elemental behavior during magmatic evolution and metasomatism in the large Shihuiyao Rb-Nb-Ta-Be deposit, Inner Mongolia, NE China. *Ore Geology Reviews*, 166, 105940. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2024.105940>
- Fan Z.W., Xiong Y.Q., Shao Y.J., Wen C.H. (2022) Textural and chemical characteristics of beryl from the Baishawo Be-Li-Nb-Ta pegmatite deposit, Jiangnan Orogen: Implication for rare metal pegmatite genesis. *Ore Geology Reviews*, 149, 105094. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105094>
- Giuliani G., Groat L.A., Marshall D., Fallick A.E., Branquet Y. (2019) Emerald deposits: A review and enhanced classification. *Minerals*, 9, 105. <https://doi.org/10.3390/min9020105>
- Jiang S.Y., Wang W., Su H.M. (2023) Super-enrichment mechanisms of strategic critical metal deposits: current understanding and future perspectives. *Journal of Earth Sciences*, 34, 1295–1298. <https://doi.org/10.1007/s12583-023-2001-5>
- Khaleal F.M., Saleh G.M., El Saeed R.L., Lentz D.R. (2022) Occurrences and genesis of emerald and others beryl mineralization in Egypt: A review. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 128, 103266. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2022.103266>
- Lei X.F., Jiang S.Y., Romer R.L., Su H.M., Cao M.Y., Zhao C.L. (2023) Petrogenesis of the Weiling beryl-bearing granitic pegmatite – A giant LCT-type pegmatite in the Northern Wuyi area, South China. *Ore Geology Reviews*, 160, 105572. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105572>
- Lum J.E., Viljoen F., Cairncross B., Frei D. (2016) Mineralogical and geochemical characteristics of BERYL (AQUAMARINE) from the Erongo Volcanic Complex, Namibia. *Journal of African Earth Sciences*, 124, 104–125. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.09.006>
- Mashkoo R., Ahmadi H., Rahmani A.B., Pekkan E. (2022) Detecting Li-bearing pegmatites using geospatial technology: the case of SW Konar Province, Eastern Afghanistan. *Geocarto International*, 37, 14105–14126. <https://doi.org/10.1080/10106049.2022.2086633>
- Mosazai A.M., Yousufi A., Ahmadi H. (2017) The geological characteristics and economical importance of pegmatite belt of Afghanistan. *Геология и охрана недр*, 65 (4), 26–33.
- Neiva A.M.R., Neiva J.M.C. (2005) Beryl from the granitic pegmatite at Namivo, AltoLigonha, Mozambique. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 181, 173–182.
- Pauly C., Gysi A.P., Pfaff K., Merkel I. (2021) Beryl as indicator of metasomatic processes in the California Blue Mine topaz-beryl pegmatite and associated miarolitic pockets. *Lithos*, 404–405, 106485. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106485>
- Rakovan J., Reeder R.J. (1994) Differential incorporation of trace elements and dissymmetrization in apatite: The role of surface structure during growth. *American Mineralogist*, 79, 892–903.
- Rakovan J., Reeder R.J. (1996) Intracrystalline rare earth element distributions in apatite: Surface structural influences on incorporation during growth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 4435–4445. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00244-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00244-X)
- Rakovan J., McDaniel D.K., Reeder R.J. (1997) Use of surface-controlled REE sectoral zoning in apatite from Llallagua, Bolivia, to determine a single-crystal Sm-Nd age. *Earth and Planetary Science Letters*, 146, 329–336. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(96\)00226-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(96)00226-9)
- Rossovskiy L.N., Chmyrev V.M. (1977) Distribution patterns of rare-metal pegmatites in the Hindu Kush (Afghanistan). *International Geology Review*, 19, 511–520. <https://doi.org/10.1080/00206817709471047>
- Sardi F.G., Heimann A. (2014) Pegmatitic beryl as indicator of melt evolution: example from the Velasco district, Pampeana pegmatite province, Argentina, and review of worldwide occurrences. *The Canadian Mineralogist*, 52, 809–836. <https://doi.org/10.3749/canmin.1400032>
- Scandale E., Lucchesi S. (2000) Growth and sector zoning in a beryl crystal. *European Journal of Mineralogy*, 12, 357–366. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2000/0001-0357>
- Staatz M.H., Griffiths W.R., Barnett P.R. (1965) Differences in the minor element compositions of beryl in various environments. *American Mineralogist*, 50, 1783–1795.
- Sunagawa I., Urano A. (1999) Beryl crystals from pegmatites: morphology and mechanism of crystal growth. *Journal of Gemmology*, 26, 521–533.
- Suo Q.Y., Shen P., Luo Y.Q., Li C.H., Feng H.X., Cao C., Pan H.D., Bai Y.X. (2022) Beryl mineralogy and fluid inclusion constraints on the Be enrichment in the Dakalasu No.1 pegmatite, Altai, NW China. *Minerals*, 12, 450. <https://doi.org/10.3390/min12040450>
- Taran M.N., Vyshnevskiy O.A. (2019) Be, Fe²⁺-substitution in natural beryl: an optical absorption spectroscopy study. *Physics and Chemistry of Minerals*, 46, 795–806. <https://doi.org/10.1007/s00269-019-01040-2>
- Uher P., Chudík P., Bačík P., Vaculovič T., Galiova M. (2010) Beryl composition and evolution trends: an example from granitic pegmatites of the beryl-columbite subtype, western Carpathians, Slovakia. *Journal of Geosciences*, 55, 69–80. <http://doi.org/10.3190/jgeosci.060>
- Wang R.C., Che X.D., Zhang W.L., Zhang A.C., Zhang H. (2009) Geochemical evolution and late re-equilibration of Na–Cs-rich beryl from the Koktokay# 3 pegmatite (Altai,

NW China). *European Journal of Mineralogy*, 21, 795–809. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2009/0021-1936>

Watson E.B. (1996) Surface enrichment and trace-element uptake during crystal growth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 5013–5020. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00299-2](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00299-2)

Watson E.B., Liang Y. (1995) A simple model for sector zoning in slowly grown crystals: Implications for growth rate and lattice diffusion, with emphasis on accessory minerals in crustal rocks. *American Mineralogist*, 80, 1179–1187. <https://doi.org/10.2138/am-1995-11-1209>

REFERENCES

Alekseev V.I. (2023) Wodginite as an indicator mineral of tantalum-bearing pegmatites and granites. *Journal of Mining Institute*, 262, 495–508. DOI: 10.31897/PMI.2023.19

Andersson L.O. (2006) The positions of H⁺, Li⁺ and Na⁺ impurities in beryl. *Physics and Chemistry of Minerals*, 33, 403–416. <https://doi.org/10.1007/s00269-006-0086-x>

Aurischio C., Fioravanti G., Grubessi O., Zanazzi P.F. (1988) Reappraisal of the crystal chemistry of beryl. *American Mineralogist*, 73, 826–837.

Bačík P., Fridrichová J., Uher P., Vaculovič T., Bizovská V., Škoda R., Dekan J., Miglierini M., Malíčková I. (2021) Beryl crystal chemistry and trace elements: Indicators of pegmatite development and fractionation (Damara Belt, Namibia). *Lithos*, 404, 106441. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106441>

Černý P. (2002) Mineralogy of beryllium in granitic pegmatites. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 50, 405–444. <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.50.10>

Černý P., Turnock A. (1975) Beryl from the granitic pegmatites at Greer Lake, Southeastern Manitoba. *The Canadian Mineralogist*, 13, 55–61.

Černý P., Anderson A.J., Tomascak P.B., Chapman R. (2003) Geochemical and morphological features of beryl from the Bikita granitic pegmatite, Zimbabwe. *The Canadian Mineralogist*, 49, 1003–1011. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.41.4.1003>

Doeblich J.L., Wahl R.R., Chirico P.G., Wandrey C.J., Bohannon R.G., Orris G.J., Bliss J.D., Wasy A., Younusi M.O. (2006) Geologic and mineral resource map of Afghanistan (No. 2006-1038). *Geological Survey (US)*. <https://pubs.usgs.gov/of/2006/1038/>

Dowty E. (1976) Crystal structure and crystal growth; II, Sector zoning in minerals. *American Mineralogist*, 61, 460–469.

Duan Z., Jiang S.Y., Su H.M., Salvi S., Monnier L., Zhu X., Lv X. (2024) Beryl as an indicator for elemental behavior during magmatic evolution and metasomatism in the large Shihuiyao Rb-Nb-Ta-Be deposit, Inner Mongolia, NE China. *Ore Geology Reviews*, 166, 105940. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2024.105940>

Fan Z.W., Xiong Y.Q., Shao Y.J., Wen C.H. (2022) Textural and chemical characteristics of beryl from the Baishawo Be-Li-Nb-Ta pegmatite deposit, Jiangnan Orogen: Implication for rare metal pegmatite genesis. *Ore Geology Reviews*, 149, 105094. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105094>

Giuliani G., Groat L.A., Marshall D., Fallick A.E., Branquet Y. (2019) Emerald deposits: A review and enhanced classification. *Minerals*, 9, 105. <https://doi.org/10.3390/min9020105>

Jiang S.Y., Wang W., Su H.M. (2023) Super-enrichment mechanisms of strategic critical metal deposits: current understanding and future perspectives. *Journal of Earth Sciences*, 34, 1295–1298. <https://doi.org/10.1007/s12583-023-2001-5>

Khaleal F.M., Saleh G.M., El Saeed R.L., Lentz D.R. (2022) Occurrences and genesis of emerald and others beryl mineralization in Egypt: A review. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 128, 103266. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2022.103266>

Lei X.F., Jiang S.Y., Romer R.L., Su H.M., Cao M.Y., Zhao C.L. (2023) Petrogenesis of the Weiling beryl-bearing granitic pegmatite – A giant LCT-type pegmatite in the Northern Wuyi area, South China. *Ore Geology Reviews*, 160, 105572. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105572>

Levashova E.V., Popov V.A., Levashov D.S., Rumyantseva N.A. (2022) Distribution of trace elements controlled by sector and growth zonings in zircon from a miaskite pegmatite of the Vishnegorsky massif, the Southern Urals. *Journal of Mining Institute*, 254, 136–148. DOI: 10.31897/PMI.2022.29

Lum J.E., Viljoen F., Cairncross B., Frei D. (2016) Mineralogical and geochemical characteristics of BERYL (AQUAMARINE) from the Erongo Volcanic Complex, Namibia. *Journal of African Earth Sciences*, 124, 104–125. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.09.006>

Mashkoo R., Ahmadi H., Rahmani A.B., Pekkan E. (2022) Detecting Li-bearing pegmatites using geospatial technology: the case of SW Konar Province, Eastern Afghanistan. *Geocarto International*, 37, 14105–14126. <https://doi.org/10.1080/10106049.2022.2086633>

Mosazai A.M., Yousufi A., Ahmadi H. (2017) The geological characteristics and economical importance of pegmatite belt of Afghanistan. *Геология и охрана недр*, 65 (4), 26–33.

Neiva A.M.R., Neiva J.M.C. (2005) Beryl from the granitic pegmatite at Namivo, AltoLigonha, Mozambique. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 181, 173–182.

Pauly C., Gysi A.P., Pfaff K., Merkel I. (2021) Beryl as indicator of metasomatic processes in the California Blue Mine topaz-beryl pegmatite and associated miarolitic pockets. *Lithos*, 404–405, 106485. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106485>

Popov M.P. (2022) Peculiarities of rare-metal mineralization and genetic relationship of mineral

associations in the eastern rim of Murzinsko-Aduysky anticlinorium (the Ural Emerald Belt). *Journal of Mining Institute*, 255, 337–348. DOI: 10.31897/PMI.2022.19

Popov V.A. (2011) Practical genetic mineralogy. Yekaterinburg, UrO RAN, 167 p. (in Russian)

Rakovan J., Reeder R.J. (1994) Differential incorporation of trace elements and dissymmetrization in apatite: The role of surface structure during growth. *American Mineralogist*, 79, 892–903.

Rakovan J., Reeder R.J. (1996) Intracrystalline rare earth element distributions in apatite: Surface structural influences on incorporation during growth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 4435–4445. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00244-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00244-X)

Rakovan J., McDaniel D.K., Reeder R.J. (1997) Use of surface-controlled REE sectoral zoning in apatite from Llallagua, Bolivia, to determine a single-crystal Sm-Nd age. *Earth and Planetary Science Letters*, 146, 329–336. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(96\)00226-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(96)00226-9)

Rossovskiy L.N., Chmyrev V.M. (1977) Distribution patterns of rare-metal pegmatites in the Hindu Kush (Afghanistan). *International Geology Review*, 19, 511–520. <https://doi.org/10.1080/00206817709471047>

Sardi F.G., Heimann A. (2014) Pegmatitic beryl as indicator of melt evolution: example from the Velasco district, Pampeana pegmatite province, Argentina, and review of worldwide occurrences. *The Canadian Mineralogist*, 52, 809–836. <https://doi.org/10.3749/canmin.1400032>

Scandale E., Lucchesi S. (2000) Growth and sector zoning in a beryl crystal. *European Journal of Mineralogy*, 12, 357–366. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2000/0001-0357>

Skublov S.G., Gavrilchik A.K., Berezin A.V. (2022) Geochemistry of beryl varieties: comparative analysis and visualization of analytical data by principal component analysis (PCA) and t-distributed stochastic neighbor embedding (t-SNE). *Journal of Mining Institute*, 255, 455–469. DOI: 10.31897/PMI.2022.40

Skublov S.G., Levashova E.V., Mamykina M.E., Gusev N.I., Gusev A.I. (2024) Polyphase Belokurikhinsky granite massif, Gorny Altai: isotope-geochemical study of zircon. *Journal of Mining Institute*, 1–23. EDN RGKCIJ

Staatz M.H., Griffiths W.R., Barnett P.R. (1965) Differences in the minor element compositions of beryl in various environments. *American Mineralogist*, 50, 1783–1795.

Sunagawa I., Urano A. (1999) Beryl crystals from pegmatites: morphology and mechanism of crystal growth. *Journal of Gemmology*, 26, 521–533.

Suo Q.Y., Shen P., Luo Y.Q., Li C.H., Feng H.X., Cao C., Pan H.D., Bai Y.X. (2022) Beryl mineralogy and fluid inclusion constraints on the Be enrichment in the Dakalasu No.1 pegmatite, Altai, NW China. *Minerals*, 12, 450. <https://doi.org/10.3390/min12040450>

Taran M.N., Vyshnevskiy O.A. (2019) Be, Fe²⁺-substitution in natural beryl: an optical absorption spectroscopy study. *Physics and Chemistry of Minerals*, 46, 795–806. <https://doi.org/10.1007/s00269-019-01040-2>

Uher P., Chudík P., Bačík P., Vaculovič T., Galiova M. (2010) Beryl composition and evolution trends: an example from granitic pegmatites of the beryl-columbite subtype, western Carpathians, Slovakia. *Journal of Geosciences*, 55, 69–80. <http://doi.org/10.3190/jgeosci.060>

Wang R.C., Che X.D., Zhang W.L., Zhang A.C., Zhang H. (2009) Geochemical evolution and late re-equilibration of Na–Cs-rich beryl from the Koktokay# 3 pegmatite (Altai, NW China). *European Journal of Mineralogy*, 21, 795–809. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2009/0021-1936>

Watson E.B. (1996) Surface enrichment and trace-element uptake during crystal growth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 5013–5020. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00299-2](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00299-2)

Watson E.B., Liang Y. (1995) A simple model for sector zoning in slowly grown crystals: Implications for growth rate and lattice diffusion, with emphasis on accessory minerals in crustal rocks. *American Mineralogist*, 80, 1179–1187. <https://doi.org/10.2138/am-1995-11-1209>

Информация об авторах

Скублов Сергей Геннадьевич – главный научный сотрудник, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН; skublov@yandex.ru

Юсуфзай Атаулла – аспирант, Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II; ассистент, Кабульский Политехнический Университет, Кабул, Афганистан; s215138@stud.spmi.ru

Евдокимов Александр Николаевич – профессор, Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II; evdokimov_an@pers.spmi.ru

Гаврильчик Александра Константиновна – хранитель музейных предметов Горного музея, Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II; gavrilchik_ak2@pers.spmi.ru

Information about the authors

Sergey G. Skublov – key researcher, Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS; skublov@yandex.ru

Ataullah Yosufzai – post-graduate student, Empress Catherine II St. Petersburg Mining University; assistant, Kabul Polytechnic University; s215138@stud.spmi.ru

Aleksander N. Evdokimov – professor, Empress Catherine II St. Petersburg Mining University; evdokimov_an@pers.spmi.ru

Aleksandra K. Gavrilchik – curator of museum items of the Mining Museum, Empress Catherine II St. Petersburg Mining University; gavrilchik_ak2@pers.spmi.ru



УДК 549.01

DOI: 10.35597/2313-545X-2024-10-2-5

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ СЛОЖНОСТИ В АНАТОМИЧЕСКОЙ КАРТИНЕ КРИСТАЛЛОВ

В.А. Попов

*Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН,
г. Миасс, Челябинская обл., 456317 Россия; popov@mineralogy.ru*

Статья поступила в редакцию 04.03.2024 г., после доработки 19.03.2024 г., принята к печати 01.06.2024 г.

Аннотация. Исследование минеральных индивидов с помощью современных электронных микроскопов сталкивается с необходимостью решения анатомических задач устройства кристаллов. Чтобы получить согласованные спектроскопические данные от разных приборов, надо направить зонд точно в один и тот же элемент анатомии кристалла. Обычно это сложно сделать, не видя деталей анатомической картины. В заметке приведены примеры сложного устройства элементов анатомии кристаллов разных минералов для накопления онтогенической информации к формулировке постулатов.

Ключевые слова: элементы анатомии кристаллов, зоны роста, пирамиды нарастания, вицинали.

Конфликт интересов. Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов, связанных с рукописью.

Вклад авторов. В.А. Попов – разработка концепции, исследование, написание черновика рукописи, визуализация, редактирование финального варианта рукописи. Автор одобрил финальную версию статьи перед публикацией.

Для цитирования: Попов В.А. Морфологические сложности в анатомической картине кристаллов. Минералогия, 10(2), 78–84. DOI: 10.35597/2313-545X-2024-10-2-5.

MORPHOLOGICAL DIFFICULTIES IN AN ANATOMICAL PATTERN OF THE CRYSTALS

V.A. Popov

*South Ural Federal Scientific Center of Mineralogy and Geoecology, Ural Branch of RAS,
Miass, Chelyabinsk region, 456317 Russia; popov@mineralogy.ru*

Received 04.03.2024, revised 19.03.2024, accepted 01.06.2024

Abstract. The study of minerals with modern electron microscopes requires the solution of anatomical problems of the crystals. To obtain consistent spectroscopic data from different instruments, it is necessary to point the microprobe directly to the same element of the crystal anatomy. This is difficult to do unknown details of an anatomical pattern. The article provides the examples of complex arrangement of elements of crystal anatomy of different minerals to accumulate ontogenetic information for the formulation of the postulates.

Keywords: elements of crystal anatomy, growth zones, growth pyramids, vicinalis.

Conflict of interest. The author declares no conflicts of interest.

Author contribution. V.A. Popov – conceptualization, investigation, writing – original draft, visualization, writing – review & editing. The author approved the final version of the manuscript prior to publication.

For citation: Popov V.A. Morphological difficulties in an anatomical pattern of the crystals. Mineralogy, 10(2), 78–84. DOI: 10.35597/2313-545X-2024-10-2-5

ВВЕДЕНИЕ

В соответствии с законами ростовой анатомии кристаллов (Григорьев, 1971), все элементы анатомии (зоны роста и пирамиды нарастания в кристалле) физически и химически различны. Это различие может быть от малозаметного до весьма контрастного вплоть до другого минерального вида по современной классификации (Попов, 2011). Понимание законов анатомии кристаллов определяет пересмотр предшествующей парадигмы минералогии, и в частности, теории типоморфизма минералов. В ведении последней находятся разработки и представления о парагенетическом анализе, геотермометрах, геобарометрах и многое другое, требующее исследований минералов с хорошей точностью и высоким разрешением. Знание законов анатомии кристаллов минералов необходимо для интерпретаций не только в геологии, но и физике, биологии, медицине, приборостроении.

Исследование минеральных индивидов с помощью электронных микроскопов сталкивается с необходимостью решения анатомических задач: какой элемент анатомии кристалла исследуется? Чтобы получить согласованные спектроскопические данные от разных приборов, необходимо попасть точно в один и тот же элемент анатомии кристалла. Обычно это сложно сделать, не видя деталей анатомической картины. Ниже приведены примеры сложного устройства элементов анатомии кристаллов разных минералов.

Понимание законов ростовой анатомии кристаллов моделируется на чертежах в предположении, что кристаллы растут зеркально-гладкими гранями. В таком случае зона роста на конкретной грани кристалла достаточно однородна во всем ее пространстве. Но в реальности это далеко не всегда так (рис. 1, 2). Все скульптурные усложнения на гранях кристаллов в дальнейшем росте захораниваются и выглядят неоднородностями состава зон в виде неясных пятен или кристаллографически выраженных фрагментов зон роста.

По-видимому, первым, кто дал кристаллографическое объяснение этому явлению на примере кристаллов кварца, был минералог Г.Г. Леммлейн (1973), показавший значение ростовой скульптуры, вицинальных пирамид нарастания и двойников для состава крупных зон роста кристаллов (рис. 3, 4).

Геометрическую модель появления и исчезновения вицинальных пирамид нарастания в пределах зон роста кристаллов кварца Г.Г. Леммлейн

(1973) представил очень наглядно (рис. 5) и ее можно использовать для построений в любых минералах.

ПРИМЕРЫ С РАЗНЫМИ МИНЕРАЛАМИ

Секториально-зональная окраска в кристаллах амазонита известна давно, но долгое время такие амазониты назывались «пятнистыми». На Орловском месторождении в Забайкалье были обнаружены кристаллы калиевого полевого шпата, в которых тонкие зоны роста были как бы подчеркнуты белыми кристаллами альбита и ярко выделялись на фоне пятнистого амазонита (рис. 6). Стало ясно, что белые пятна являются пирамидами нарастания граней $\{010\}$ и $\{130\}$, а зелено-голубые – пирамиды нарастания граней $\{110\}$. В процессе кристаллизации грани разных простых форм $\{hkl\}$ по-разному захватывали Pb-предцентры окраски.

В амазонитовом гранитном пегматите копи № 63 Ильменского государственного заповедника на Урале нами наблюдалась неоднородная окраска в плоских сечениях кристаллов амазонита и спессартина (рис. 6). Амазонит имеет слабую зональность по Na, параллельную граням $\{001\}$ – сечение препарата очень близкое базопинакоиду, в котором вскрывается ярко-зеленая пирамида нарастания $\{130\}$. Состав этой пирамиды нарастания существенно обогащен Pb (Pb-предцентры зеленой окраски):

o $(K_{0.92}Na_{0.08})AlSi_3O_8$ – состав калиевого полевого шпата в пирамиде нарастания (001) ;

n $(K_{0.91}Na_{0.07}Pb_{0.02})AlSi_3O_8$ – состав амазонита (калиевого полевого шпата) в пирамиде нарастания (130) .

В зональном кристалле спессартина из копи № 63 разрез препарата прошел практически параллельно грани тетрагонтриоктаэдра $\{211\}$, на которой во время роста образовались небольшие углубления около включений кварца и флюорита (рис. 7, справа). Сечение препарата вскрыло нижнюю зону роста t и верхнюю зону s:

s $(Mn_{2.13}Fe_{0.83}Ca_{0.08}Ti_{0.02})Al_{1.94}Si_3O_{12}$

t $(Mn_{2.20}Fe_{0.78}Ca_{0.02})Al_2Si_3O_{12}$.

Граница между зонами выглядит извилистой, поскольку края ямки тоже были извилистыми. Зона s на BSE-фото светлее зоны t вследствие большего содержания Fe и Mn и контрастирования снимка (Попов, Блинов, 2022).

При исследовании магнезита из талькхлорит-магнезитового карбонатита Уфалейского

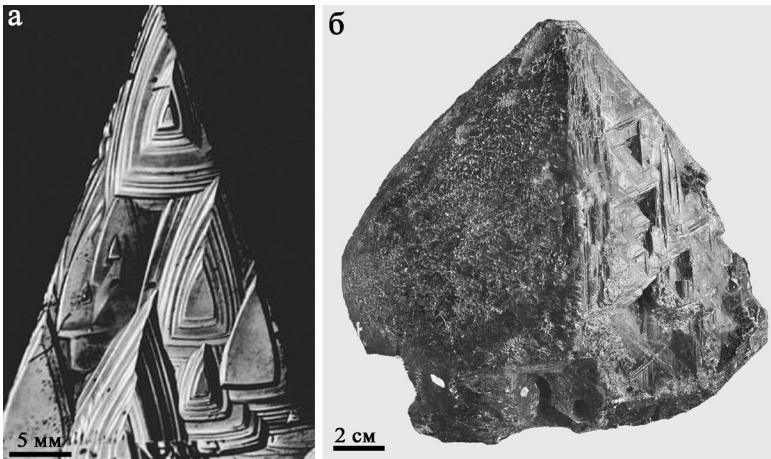


Рис. 1. Грубые ростовые бугры и ямы на гранях кварца (а) и шпинели (б).

Fig. 1. Rough growth knobs and pits on faces of quartz (a) and spinel (б).

Рис. 2. Штриховка изменения формы (100) (210) с направленным набегаем слоев роста на кристаллах пирита: а – ступеньки на штрихах; б – разная относительная скорость набега слоев в противоположные стороны от исходной вершины бугра.

Fig. 2. Hatching of the shape change (100) → (210) with directional overlapping of the growth layers on pyrite crystals: а – steps on hatches; б – different relative velocity of overlapping layers in opposite directions from the initial top of the hillock.

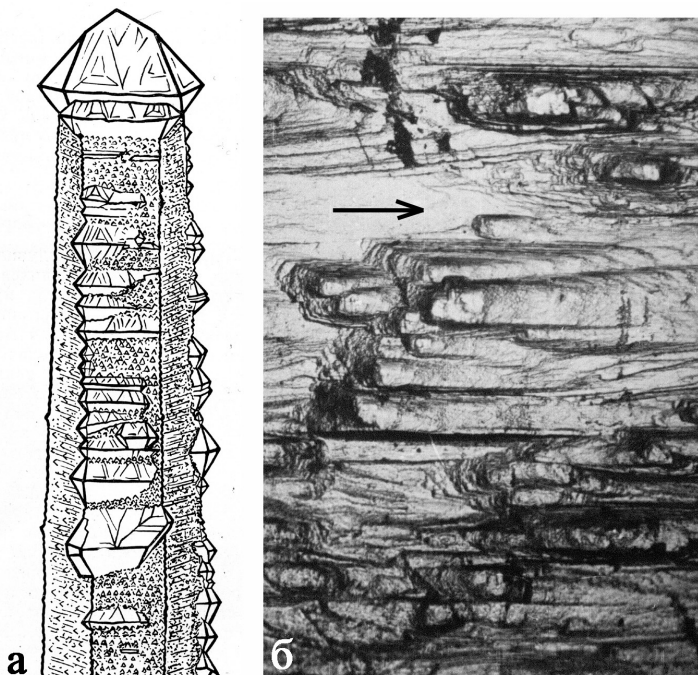
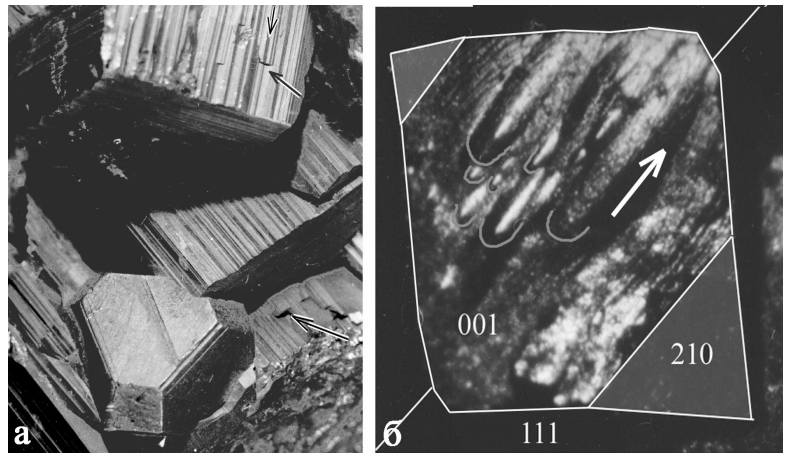


Рис. 3. Зарождение новых бугров (субиндивидов) роста на ребре с выходом отрицательного конца двойных осей кварца (а) и движение слоев роста с большей относительной скоростью в сторону положительного ребра гексагональной призмы кристалла кварца (б).

Fig. 3. Nucleation of new growth knobs (subindivides) on the edge with the exit of the negative end of the double axes of quartz (a) and the movement of growth layers with a higher relative velocity toward the positive edge of the hexagonal prism of a quartz crystal (б).

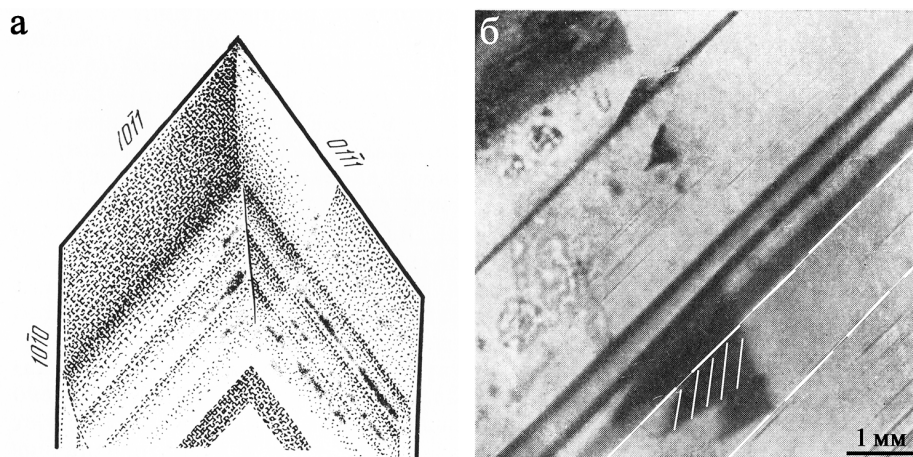


Рис. 4. Распределение дымчатой окраски кварца в анатомической картине кристалла с двойниками и вицинальными пирамидами в разных зонах роста (Леммлейн, 1973).

В некоторых зонах роста видно распределение окраски по симметрии конуса (а) с постепенным усилением или ослаблением цвета. Вицинальные сильно дымчатые пирамиды роста, возможно, связаны с появлением мелких граней тригональной дипирамиды (б).

Fig. 4. Distribution of smoky color of quartz in an anatomical pattern of the crystal with twins and vicinal pyramids in different growth zones (Lemmlein, 1973)..

Some growth zones show the color distribution along the cone symmetry (a) with gradual strengthening or weakening of the color. Vicinal strongly smoky growth pyramids are possibly related to the appearance of small trigonal dipyramid faces (b).

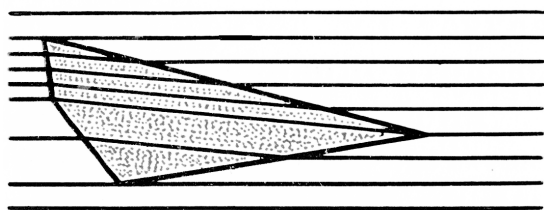


Рис. 5. Схема построения формы пирамид нарастания вицинальных граней (hkl), временно появляющихся в процессе роста основной грани (Леммлейн, 1973).

Fig. 5. Schematic shape of the growth pyramids of vicinal facets (hkl) temporarily appearing in the process of growth of the main facet (Lemmlein, 1973).

комплекса на Урале (Попов, Блинов, 2023) мы обнаружили пирамиды нарастания вицинальных граней гексагональной призмы в зонах роста спайного ромбоэдра (рис. 8). Состав магнетита в разных пирамидах нарастания одной зоны заметно отличается:

к $(\text{Mg}_{0.89}\text{Fe}_{0.10}\text{Ca}_{0.01})\text{CO}_3$ – более темная пирамида нарастания призмы (меньше Fe),

l $(\text{Mg}_{0.86}\text{Fe}_{0.13}\text{Mn}_{0.01}\text{Ca}_{0.005})\text{CO}_3$ – более светлая пирамида нарастания ромбоэдра.

Пегматиты Ильменских гор (гранитные, сиенитовые, ультрамафитовые, карбонатитовые) являются весьма информативными для исследования онтогении разнообразных цирконов. По теме данной заметки приведем два примера. В знаменитой

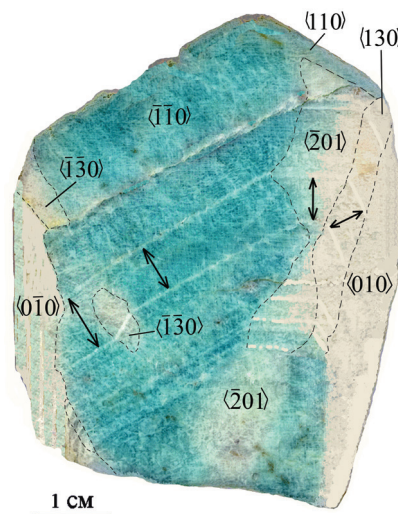


Рис. 6. Зонально-секториальный амазонит с белыми зонами, «подчеркнутыми» включениями альбита, Орловское месторождение, Забайкалье.

Размер образца 6 см.

Fig. 6. Zoned-sectoral amazonite white zones "emphasized" by albite inclusions, Orlovskoe deposit, Transbaikalia.

The sample size is 6 cm.

Блюмовской копи № 50 давно известны мелкие зеленоватые длиннопризматические цирконы из позднего парагенезиса с амазонитом, кварцем, альбитом и магнетитом. Циркон интересен анатомическим устройством, в котором заметны несколько зон с большим количеством включений мелких синхрон-

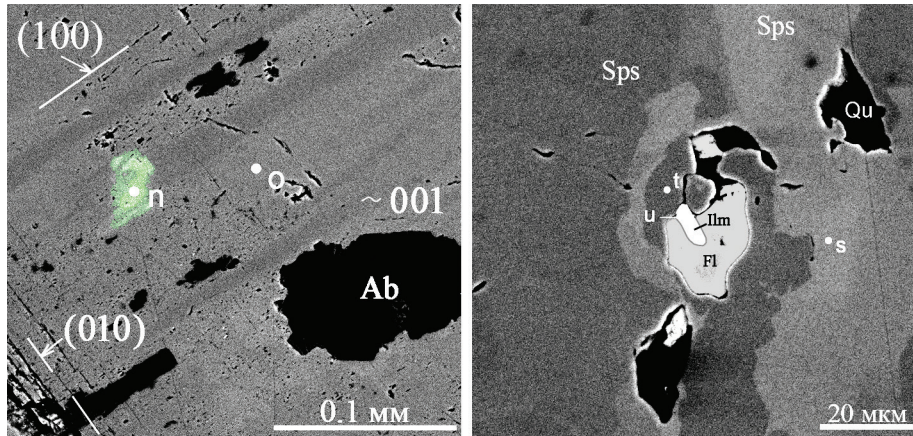


Рис. 7. Зонально-секториальный амазонит (слева) и зональный спессартин (справа) из жилы гранитного пегматита копи № 63 Ильменского государственного заповедника. Ab – альбит, Sps – спессартин, Qu – кварц, Ilm – ильменит, Fl – флюорит. Здесь и на рис. 8, 9 и 11, BSE-фото.

Fig. 7. Zoned-sectorial amazonite (left) and zoned spessartine (right) from the granitic pegmatite vein of mine no. 63 of the Ilmeny State Reserve. Ab – albite, Sps – spessartite, Qu – quartz, Ilm – ilmenite, Fl – fluorite.

Here and in Figs. 8, 9, and 11, BSE-photo.

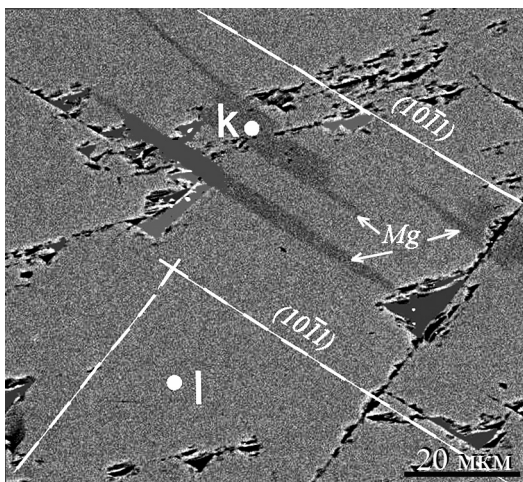


Рис. 8. Вицинальные пирамиды нарастания граней k ($1\bar{1}10$) в зонах роста граней слайного ромбоэдра l ($10\bar{1}1$) магнезита.

Fig. 8. Vicinal pyramids of growth faces k ($1\bar{1}10$) in the growth zones of the magnesite rhombohedron l ($10\bar{1}1$) with cleavage.

ных минералов (монацита, торита, уранинита, галенита и других), которых не видно в окружающих синхронных породообразующих минералах (рис. 9). Сам циркон в разных элементах анатомии имеет разный состав и различную микро- и нанопористость (в соответствии с метамиктностью) (рис. 9):

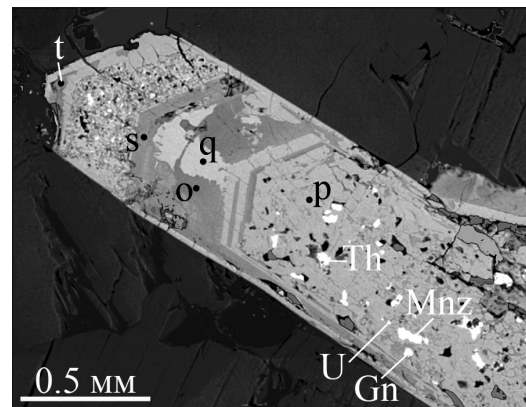
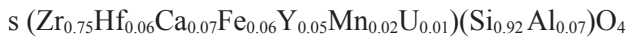
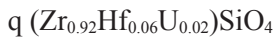
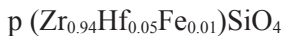


Рис. 9. Анатомия кристалла циркона из амазонитового пегматита копи № 50 Ильменского государственного заповедника.

Fig. 9. Anatomy of zircon crystal from amazonite pegmatite of mine no. 50 of the Ilmeny State Reserve.

Обращают на себя внимание синхронные включения уранинита и галенита, а также плотность большого количества очень мелких включений и пор в предпоследней зоне роста кристалла циркона. У кристалла циркона наблюдались индукционные поверхности с породообразующими минералами только в основании и немного на головке (слева вверху, рис. 9).

В 2022 г. в карбонатит-пегматитах среди ультрамафитов копи № 97 обнаружено множество крупных (до 1.5 см) цирконов, имеющих на гранях тетрагональной призмы $\{110\}$ грубую ростовую скульптуру с вицинальными гранями дипирамиды $\{331\}$ (рис. 10).

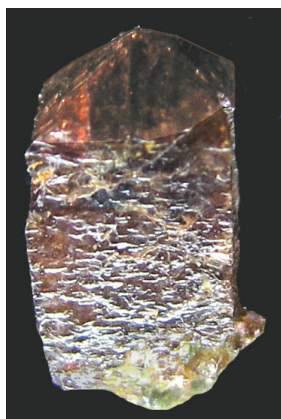


Рис. 10. Кристалл циркона с большим количеством вицинальных граней (331) на грубых буграх роста тетрагональной призмы (110).

Вицинальные грани поставлены на отблеск. Размер кристалла 1.5 см. Копь № 97.

Fig. 10. Zircon crystal with many vicinal facets (331) on rough growth knobs of the tetragonal prism (110).

The vicinal facets are set on the reflection. The size of the crystal is 1.5 cm. Mine no. 97.

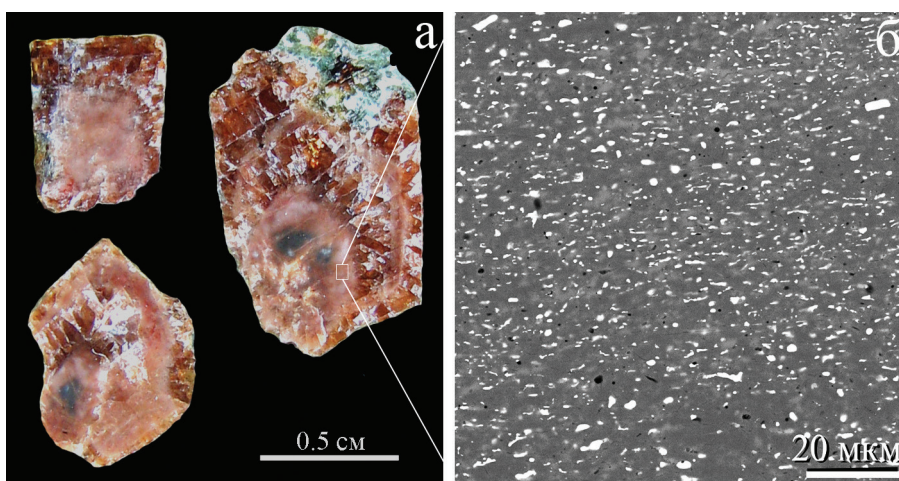


Рис. 11. Анатомия кристаллов циркона из карбонатит-пегматитов копи № 97 Ильменского государственного заповедника: а – ориентированные сечения, полированная поверхность; б – включения торита во внутренней зоне роста циркона.

Fig. 11. Anatomy of zircon crystals from carbonatite-pegmatites of mine no. 97 of the Ilmeny State Reserve: а – oriented sections, polished surface; б – thorite inclusions in the inner zone of zircon growth.

В анатомической картине таких кристаллов, кроме вростков кальцита и рихтерита, наблюдается две светлых зоны роста с огромным количеством мельчайших синхронных включений торита и пор (рис. 11). Зоны с торитом выглядят под бинокляром как матовые тела с диффузными границами. Торит определяется только при максимальном увеличении, причем минимальные кристаллики уходят в область наноразмерности и диагностируются только предположительно по общему составу циркона. Во вмещающих циркон породообразующих минералах такие зоны с мелкими кристаллами не обнаружены. Можно предположить, что циркон своим кристаллизационным полем каким-то образом влиял на появление зародышей торита. И это влияние носило волновой характер (несколько зон).

Приведенные примеры анатомии кристаллов минералов являются фрагментами онтогенических

наблюдений в различных минеральных объектах, среди которых особенно информативны пегматитовые крупно-гигантозернистые образования со сложной историей жизни минералов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В процессе микронзондовых исследований кристаллов мы изначально не осведомлены о сложном анатомическом их устройстве и в обобщениях стремимся использовать простые, кажущиеся логически удобными генетические модели минералообразования. Усредняем химический состав, отбрасываем аномальные значения концентраций отдельных элементов, стремимся к написанию нейтральных химических формул, в то время как элементы анатомии кристаллов могут быть существенно различны по составу, нанопо-

ристости, электрическому заряду, диссимметризации пространства. В площадь снятия электронно-микроскопической информации может попадать разное количество тонких зон роста и пирамид нарастания минерала, дающих суммарный спектральный эффект, который в рядовой работе специально не исследуется.

Реальное анатомическое устройство кристаллов минералов подсказывает нам, что в минеральном мире не было, нет и не будет равновесия, к которому якобы стремятся системы. Равновесная термодинамика к ним не применима. Для объяснения наблюдаемых кристаллизационных явлений и действующих сил необходимо накопить большой объем знаний онтогенического характера. Приведенные в этой заметке примеры, как представляется автору, настраивают на онтогенические размышления и на решения вопросов правильности снятия генетической информации.

ЛИТЕРАТУРА

- Григорьев Д.П. (1971) О законах анатомии кристаллов. Кристаллография, 16(6), 1226–1229.
Леммлейн Г.Г. (1973) Морфология и генезис кристаллов. М., Наука, 328 с.
Попов В.А. (2011) Практическая генетическая минералогия. Екатеринбург, УрО РАН, 167 с.

Попов В.А., Блинов И.А. (2022) Парагенезисы гельвина в амезонитовом гранитном пегматите копи № 63 в Ильменских горах. *Двадцать третьи Всероссийские научные чтения памяти ильменского минералога В.О. Полякова*. Миасс, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 23–37.

Попов В.А., Блинов И.А. (2023) Этюд онтогенического анализа тальк-хлорит-карбонатной породы проявления «Мягкий камень» Уфалейского комплекса на Урале. *Заметки Уральского отделения РМО*, 1, 81–87.

REFERENCES

- Grigoriev D.P. (1971) On the laws of crystal anatomy. *Kristallografiya (Crystallography)*, 16(6), 1226–1229. (in Russian)
Lemmlein G.G. (1973) Morphology and genesis of crystals. Moscow, Nauka, 328 p. (in Russian)
Popov V.A. (2011) Practical genetic mineralogy. Yekaterinburg, UrO RAN, 167 p. (in Russian)
Popov V.A., Blinov I.A. (2022) Assemblages of helvite in granitic amazonite pegmatite of mine no. 63 in the Ilmeny Mountains. *Dvadsat tret'i Vserossiiskie nauchnye chteniya pamyati ilmenskogo mineraloga V.O. Polyakova (Twenty-third All-Russian Scientific Readings in Memory of the Ilmeny Mineralogist V.O. Polyakov)*. Miass, YuU FNTs MiG UrO RAN, 23–37. (in Russian)
Popov V.A., Blinov I.A. (2023) Etude of ontogenic analysis of talc-chlorite-carbonate rock of the Myagki Kamen occurrence of the Ufaley complex in the Urals. *Zametki Ural'skogo otdeleniya RMO (Notes of the Urals Branch of the Russian Mineralogical Society)*, 1, 81–87. (in Russian)

Информация об авторе

В.А. Попов – доктор геолого-минералогических наук, научный сотрудник Ильменского государственного заповедника, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Челябинская обл., Россия, popov@mineralogy.ru

Information about the author

V.A. Popov – Doctor of Geological-Mineralogical Sciences, Scientific Researcher of the Ilmeny State Reserve, South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Chelyabinsk district, Russia, popov@mineralogy.ru

МИНЕРАЛОГИЯ

Том 10 № 2 2024

ISSN 2313-545X (print)
ISSN 2782-2044 (online)



Свидетельство
о регистрации средства массовой информации ПИ № ФС77-78696 от 30 июля 2020 г.
выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи информационных
технологий и массовых коммуникаций

Технический редактор:
И.Ю. Мелекесцева
Оригинал-макет:
О.Л. Бусловская
Корректор:
И.А. Спирина

Подписано в печать 27.06.2024. Дата выхода в свет: 01.07.2024
Формат 60 × 80%. Печать офсетная. Усл. печ. л. 5.1. Уч.-изд. л. 5.1. Тираж 200 экз. Заказ №
ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН: 456317, г. Миасс Челябинской обл., Ильменский заповедник
Отпечатано с оригинал-макета заказчика в ООО «ПРИНТ»
426035, г. Ижевск, ул. Тимирязева, 5.
Возрастное ограничение 16+. Распространяется бесплатно.

MINERALOGY

2024. Vol. 10. No. 2

ISSN 2313-545X (print)
ISSN 2782-2044 (online)



Founder: Federal State Budgetary Institution South Urals Federal Research Center
of Mineralogy and Geoecology, Urals Branch, Russian Academy of Sciences

Registration certificate PI no. FS77-78696 from July 30, 2020
Ministry of Digital Development, Communications and Mass Media of the Russian Federation

Technical editor:
Irina Melekestseva
Layout:
Olga Buslovskaya
Corrector:
Irina Spirina

Signed in print 27.06.2024.

Format 60 × 80%. Offset printing. Printed sheets 4.7. Circulation of 200. Order no.
SU FRC MiG UB RAS: territory of the Ilmeny State Reserve, Miass, Chelyabinsk district, 456137 Russia

Printed from a layout in Printing in OOO «Print»
Timiryazeva Str., 5, Izhevsk City, 426035 Russia
Free of charge
