

А. А. ЗОЛОТАРЕВ

ЮВЕЛИРНЫЙ СКАПОЛИТ С ВОСТОЧНОГО ПАМИРА И НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ КОНСТИТУЦИИ СКАПОЛИТОВ

A. A. ZOLOTAREV. GEM SCAPOLITE FROM THE EASTERN PAMIRS
AND SOME GENERAL CONSTITUTIONAL FEATURES OF SCAPOLITES

Gem scapolite of the Kukurt deposit (the Eastern Pamirs) distinguishes from another scapolites by its chemical composition peculiarities, elementary cell parameters and some properties. Data obtained with its study allow to suppose the existence of a new, previously unknown, isomorphous row: marialite — Ca-marialite. Nature of the Kukurt scapolite lilac colour is of particular interest, but requires some additional investigation yet.

Ювелирные разновидности скаполита встречаются в различных регионах мира. Они известны на Мадагаскаре (Lacroix, 1919; 1922) и Мозамбике (Bank, Nuber, 1970), в Бразилии (Anderson, Payne, 1934; Payne, 1939; Perizonius, 1966), в Танзании (Zwaan, 1971) и в Бирме (Anderson, 1954; Couper, 1991). Кроме этих общеизвестных областей развития драгоценных камней в последнее десятилетие, в результате детальных геолого-поисковых работ, проводимых ПГО «Памиркварца-моцветы», на территории Восточного Памира была открыта серия месторождений и проявлений разнообразных цветных камней, среди которых одним из важных и интересных минералов является скаполит (Дмитриев, Скригитиль, 1982). Редкий для минералов лиловый цвет, хорошо образованные крупные прозрачные кристаллы, в виде которых встречается здесь скаполит, наряду с достаточно большими его запасами (Курилин, 1987) представляют хорошие возможности для использования этого минерала в качестве оригинального ювелирного и коллекционного сырья.

В настоящей статье рассмотрены минералогические особенности ювелирного скаполита из наиболее крупного на В. Памире месторождения этого минерала — месторождения Кукурт и обобщены материалы из литературных источников, позволяющие несколько по-новому взглянуть на группу скаполита в целом.

Геологические условия нахождения скаполита на В. Памире. Месторождения разнообразных цветных камней на В. Памире, и в том числе скаполита, обнаружены в пределах альпийского Музкольского метаморфического комплекса. Последний образует вытянутую в широтном направлении зону метаморфических пород (130 км длиной при ширине 10—30 км) (Дюфур и др., 1971). Комплекс характеризуется метаморфической зональностью кианитового типа, имеющей форму термической антиклинали, в ядре которой залегают нижнепалеозойские гнейсо-граниты (Gogochov, 1991), а на крыльях — метаморфизованные в условиях от амфиболитовой до зеленостанцевой фации сложноскладчатые и образующие серию тектонических пластин отложения палеозоя и мезозоя. В пределах комплекса широко развиты метасоматические процессы. Породы прорваны альпийскими гранитоидами, пегматитовыми и аплитовыми жилами. Скаполитовая минерализация здесь очень широко распространена и связана с наложенными на различные горные породы Музкольского комплекса щелочным (натриевым) метасоматозом. А. М. Скригитиль (1987) выделяет два главных генетических типа проявлений ювелирного скаполита на В. Памире. Во-первых, это гидротермальные жилы существенно скаполитового состава, в которых наблюдаются полости с прозрачными кристаллами скаполита в ассоциации с рутилом, ильменитом, альбитом и сфеном (месторождение Кукурт). Во-вторых, это вторичные полости в гранит-пегматитах (например, в пегматитах хребта Туракулома, В. Памир).

Материал для исследований и использованные методы. Основным объектом настоящего исследования послужили кристаллы скаполита с самого крупного и

наиболее перспективного на территории В. Памира месторождения ювелирного скаполита Кукурт (образцы S-1—S-13). Месторождение расположено в верховьях одноименного ручья, примерно в 25 км к востоку от кишлака Раи-куль, и представляет собой серию горных выработок (штольни, канавы), пройденных на вершине горы на высотах около 4700—4800 м от уровня моря. Кроме того, в качестве материала для сравнения нами использовались кристаллы лилового скаполита из вторичных полостей в пегматитах (обр. S-22), геологические условия нахождения и минералогические особенности которых детально рассмотрены в работе Б. Б. Сергуникова (1989), а также фиолетово-розовый ювелирного качества скаполит (обр. S-30) из Бирмы (месторождение Могок) из коллекции профессора О. Вайгеля (Минералогический музей Марбургского университета, Германия).

Представленный выше материал изучался с применением различных методов. Химический состав скаполитов определялся с использованием микроанализатора Camesa S x 50, (аналитик В. Таблонский, центральная научная лаборатория, университет Тасмания, Австралия), ИКС, ЭПР, оптические спектры поглощения и параметры решетчатых скаполитов были изучены автором в Марбургском университете при участии и помощи Г. Рагера, Х. Епсеина, Г. Лиидиера; работа выполнялась под научным руководством профессора П. Бука.

Морфология и габитус кристаллов. Кристаллы скаполита из месторождения Кукурт характеризуются короткопризматическим габитусом. Размер кристаллов обычно варьирует в пределах от 0,5 до 3 см по длинной оси. Кристаллы, как правило, хорошо огранены и их форма определяется развитием граней призм {010}, {110} и реже {120} и дипирамиды {111}, реже {221}. Грань пинакоида {001} развиты незначительно и отчетливо наблюдаются лишь у некоторых кристаллов скаполита. Характерной особенностью кристаллов скаполита является грубая штриховка на гранях призм, обусловленная блочностью кристаллов. Некоторые кристаллы скаполита обнаруживают эффект «кошачьего глаза», связанный с присутствием в них ориентированных иглоподобных каналов (Дмитриев, Скригитиль, 1982; Курили, 1987; Сергуниев, 1989).

Цвет скаполита обычно лиловый, но встречаются также полости с бесцветными, бледно-желтыми и винно-желтыми кристаллами. Ювелирные качества скаполита часто снижаются из-за наличия в кристаллах непрозрачных расплывчатой формы участков белого цвета, сложенных смесью альбита и иллита (по данным рентгеновского фазового анализа).

По своей морфологии кристаллы скаполита из месторождения Кукурт несколько отличаются от скаполита из вторичных полостей в пегматитах. Для последних характерны длиннопризматические кристаллы с менее четкими кристаллографическими очертаниями вследствие наличия многочисленных фигур роста и растворения на гранях (Сергуниев, 1989).

Особенности химического состава скаполита. Название скаполит, как известно, является групповым для минералов, представляющих собой изоморфную смесь с теоретическими крайними членами: маршалитом (Ma) $\text{Na}_4(\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24})\text{Cl}$ и мейонитом (Me) $\text{Ca}_4(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24})\text{CO}_3$. Такое представление о составе скаполита как о двухкомпонентном изоморфном ряде Ma—Me является общепринятым, согласно международной классификации (Bayliss, 1987), и наиболее употребимым. При этом состав скаполита часто обозначается номером (подобно номеру илагиоклаза), отвечающим относительному содержанию кальция в процентах и определяемому по одной из следующих формул:

$$\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}) \cdot 100\% \quad (\text{Evans e. a.}, 1969), \quad (1)$$

$$(\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Ti})/(\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Ti} + \text{Na} + \text{K}) \cdot 100\% \quad (\text{Shaw}, 1960). \quad (2)$$

Химический состав скаполитов
Chemical composition of scapolites

Компонент	S-1	S-2	S-3	S-5	S-6	S-12	S-22	S-30
SiO ₂	60.47	58.16	59.63	60.34	60.29	61.37	54.91	53.89
TiO ₂	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
Al ₂ O ₃	18.82	19.84	19.02	18.78	18.20	17.82	21.75	22.33
FeO	0.04	0.08	0.08	0.05	0.06	0.08	0.04	0.05
MnO	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01
CaO	2.42	4.31	2.82	2.35	1.71	1.36	7.82	8.43
Na ₂ O	11.91	11.25	11.92	11.79	12.03	12.15	8.67	8.18
K ₂ O	1.29	0.56	0.71	1.28	1.50	1.51	0.95	1.29
SO ₃	0.15	0.21	0.16	0.20	0.10	0.08	0.14	0.52
Cl	3.89	3.74	3.88	3.92	3.98	4.16	3.05	2.46
Сумма	99.00	98.18	98.23	98.74	97.89	98.56	97.37	97.18
O=Cl	0.88	0.84	0.87	0.88	0.90	0.94	0.69	0.55
Сумма	98.12	97.34	97.36	97.86	96.99	97.62	96.68	96.63
Me, %	9.6	17.0	15.1	9.4	6.8	5.4	31.8	34.0

Примечание. Все железо приведено в двухвалентной форме.

В случае двухкомпонентного ряда рассчитанный таким способом номер скаполита соответствует содержанию мейонитового минала в составе минерала и обозначается как Me (%). Кроме того, существуют представления, основанные на обобщении особенностей химического состава и свойств скаполитов (Evans e. a., 1969; Ulbrich, 1973, и др.) и подтвержденные исследованиями с использованием высокоразрешающего электронного микроскопа (Hassan, Buseck, 1988) о существовании двух изоморфных рядов в группе скаполита. В первом из них крайними членами являются маршалит $\text{Na}_4(\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24})\text{Cl}$ и минерал состава $\text{NaCa}_3(\text{Al}_5\text{Si}_7\text{O}_{24})\text{CO}_3$, который в дальнейшем будем называть натриевым мейонитом (Me_{Na}). Изоморфизм в этом ряду осуществляется по «плагноклазовой» схеме: $\text{Na}^+[\text{Si}]^{4+} \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+}[\text{Al}]^{3+}$, сопровождающейся сопряженным замещением среди добавочных анионов: $\text{Cl}^- \rightleftharpoons \text{CO}_3^{2-}$. Во втором изоморфном ряду в качестве крайних членов выступают натриевый мейонит $\text{NaCa}_3(\text{Al}_5\text{Si}_7\text{O}_{24})\text{CO}_3$ и собственно мейонит $\text{Ca}_4(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24})\text{CO}_3$ и действует только лишь «плагноклазовая» схема изоморфизма.

Как показали наши исследования, скаполиты из месторождения Кукурт несколько отличаются по химическому составу от описанных в литературе скаполитов почти из всех других месторождений и не укладываются в рамки указанных выше представлений о составе минералов группы скаполита. Это привело к необходимости обобщения данных о химическом составе минералов группы скаполита в целом. При этом мы опирались на детальные сводки по стехиометрии и особенностям состава минералов этой группы (Shaw, 1960; Evans e. a., 1969) с использованием новых данных о химическом составе скаполита из более поздних работ (Tomlinson, 1943; Gibbs, Bloss, 1961; Lovering, White, 1964; Белнченко и др., 1968; Lovering, White, 1969; Wolfe, Horz, 1970; Zwaan, 1971; Busek, Iijima, 1974; Orville, 1975; Serdyuchenko, 1975; Shay, 1975; Lambias e. a., 1977; Dunn e. a., 1978; Edwards e. a., 1979; Peterson e. a., 1979; Graziani, Lucchesi, 1982; Vanko, Bishop, 1982; Aitken, 1983; Oterdoom, Wenk, 1983; Alexander e. a., 1987; Bernau, Gerhard, 1987; Stolz, 1987; Hazen, Sharp, 1988; Kassoli-Fourgaraki, 1991) и собственные результаты (табл. 1). Всего было учтено свыше 170 полных и частичных химических анализов скаполита, которые использовались при построении рис. 1, 2б и 3.

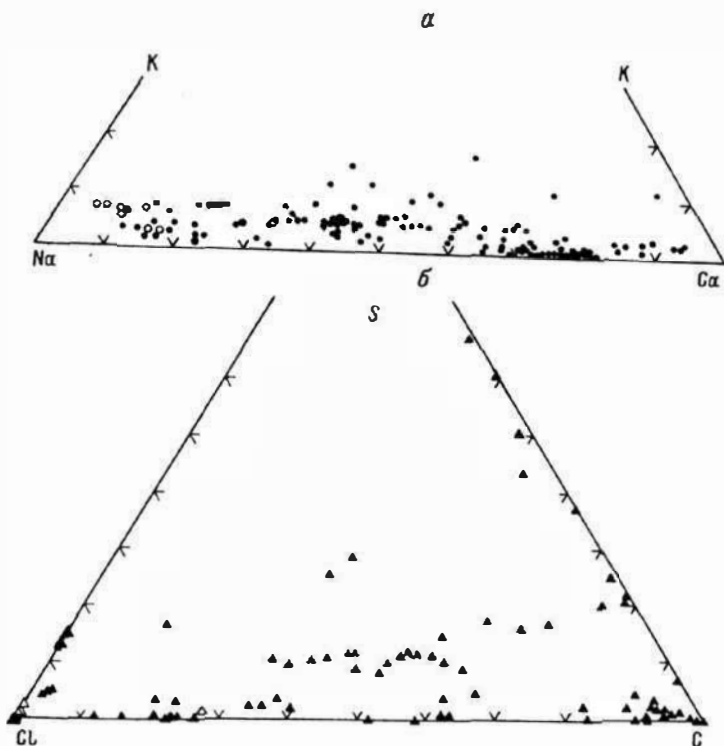


Рис. 1. Составы скаполитов.

Fig. 1. Composition of scapolites.

Условные значки большого размера характеризуют состав скаполитов с месторождения Кукурт [полые значки — наши данные, золотые — данные А. М. Скрипича (1987)].

Общую формулу минералов группы скаполита можно представить в виде $W_4Z_{12}O_{24}R$, где W представлен главным образом Na и Ca . Кроме этих видообразующих катионов постоянной примесью в составе сопоставляемых проб скаполита является K , содержание которого в богатых Na разновидностях в среднем выше, чем в кальциевых (рис. 1), но в целом невелико и, как правило, не превышает 10% от суммы Ca , Na и K . В небольших количествах в позиции W могут присутствовать такие катионы, как Fe , Mn , Mg , Sr и некоторые другие. Их количество очень незначительно, и они не играют ощутимой роли в кристаллохимии скаполита. Позиция Z занята Si и Al в тетраэдрической координации. R — это добавочные анионы, среди которых кроме Cl^- и CO_3^{2-} следует отметить существенную роль серы $(SO_4)^{2-}$, содержание которой колеблется в значительных пределах, достигая максимальных значений в богатых Ca и CO_2 разновидностях (рис. 1).

На рис. 1 видно, что изученные образцы из месторождения Кукурт относятся к наиболее богатым Na и Cl разновидностям скаполита из всех учтенных нами. Кроме того, особенностью их химического состава является постоянное присутствие в них Ca при практически полном отсутствии двухзарядных добавочных анионов $(CO_3)^{2-}$ и $(SO_4)^{2-}$, что не позволяет связать весь кальций в виде мейонитового минерала типа $Ca_4(Al_6Si_6O_{24})(CO_3, SO_4)$. С целью более полного учета особенностей химического состава скаполита нам представляется удобным

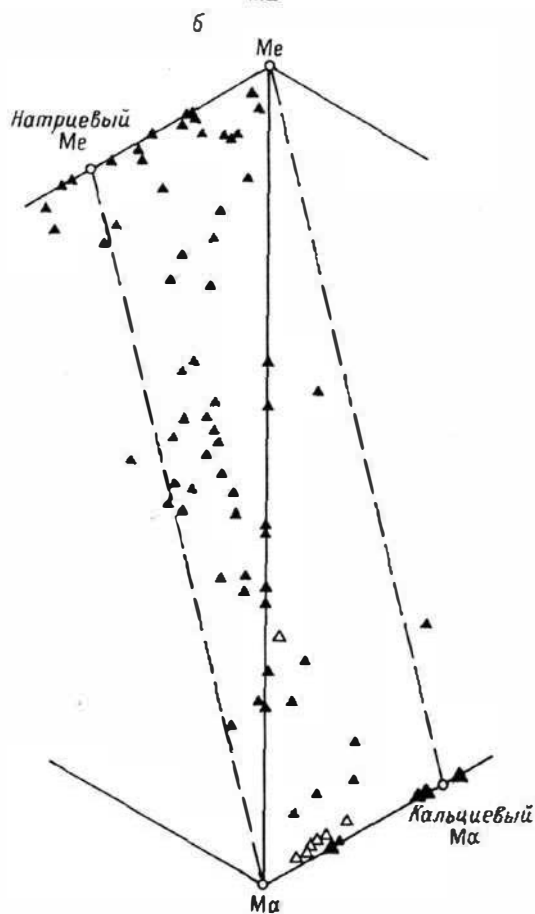
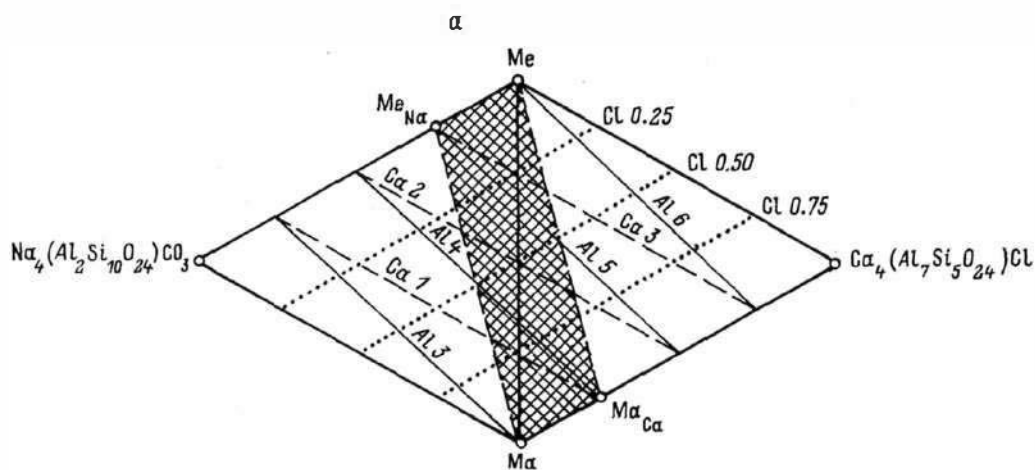


Рис. 2. Диаграмма для изображения составов минералов группы скаполита (а) и составы исследованных образцов (б).

Fig. 2. Diagrammatic representation of composition of the whole scapolite group minerals (a) and of the studied samples (b).

Условные обозначения на рис. 1. Me — мейкайт $\text{Ca}_4(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24})(\text{CO}_3, \text{SO}_4)$, MeNa — натриевый мейкайт $\text{NaCa}_3(\text{Al}_5\text{Si}_7\text{O}_{24})\text{CO}_3$, $\text{M}\alpha$ — маршалит $(\text{Na}, \text{K})_4(\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24})\text{Cl}$, $\text{M}\alpha\text{Ca}$ — кальциевый маршалит $\text{Na}_3\text{Ca}(\text{Al}_4\text{Si}_8\text{O}_{24})\text{Cl}$.

отображение состава минерала этой группы с использованием четырех теоретических крайних компонентов (миналов): $(\text{Na}, \text{K})_4(\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24})\text{Cl}$, $\text{Na}_4(\text{Al}_2\text{Si}_{10}\text{O}_{24})\text{CO}_3$, $\text{Ca}_4(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24})(\text{CO}_3, \text{SO}_4)$, $\text{Ca}_4(\text{Al}_7\text{Si}_5\text{O}_{24})\text{Cl}$. Для наглядного графического представления состава скаполита предлагается использовать два равнобедренных треугольника, объединенные общим основанием. В результате получаем четырехугольник (рис. 2) вершины которого соответствуют перечисленным выше миналам. Пунктирные линии на этой диаграмме (и все им параллельные линии) соответствуют равному содержанию Ca или, иначе, равному соотношению $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$, т. е. процентному содержанию Me по формуле (1). Сплошные линии соответствуют равному содержанию Al или равному соотношению $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Si})$. Последнее соотношение, так же как содержание мейонита (Me, %), часто используется при характеристике состава минералов группы скаполита. И, наконец, прерывистые линии отвечают равному содержанию Cl, что можно также представить в виде соотношения $(\text{CO}_3 + \text{SO}_4)/(\text{CO}_3 + \text{SO}_4 + \text{Cl})$. Такова в общих чертах топография диаграммы, предлагаемой для графического изображения состава скаполита. Химический состав конкретного минерала изображается на этой диаграмме точкой, координаты которой могут быть получены исходя из пересчета формулы минерала на миналы, соответствующие четырем выбранным крайним членам. К сожалению, в минералогической литературе чаще всего приводятся химические анализы скаполита, в которых полностью или частично отсутствуют данные о содержании добавочных анионов, что резко сокращает число пригодных для таких построений анализов. Расчет формул минералов на миналы¹ проводился общепринятым способом (Булах, 1967). При этом $\text{K}_4(\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24})\text{Cl}$ и $\text{Na}_4(\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24})\text{Cl}$, а также $\text{Ca}_4(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24})\text{CO}_3$ и $\text{Ca}_4(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24})\text{SO}_4$ были объединены соответственно в мариалитовый $(\text{Na}, \text{K})_4(\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24})\text{Cl}$ и мейонитовый $\text{Ca}_4(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24})(\text{CO}_3, \text{SO}_4)$ миналы. Результаты расчетов изображены на рис. 2, б. Наблюдаемый на этом рисунке значительный разброс точек составов скаполитов указывает на сложность изоморфных замещений в этой группе минералов, которые нельзя объяснить исходя из представлений об этой группе как о простом двухкомпонентном изоморфном мариалит-мейонитовом ряду. Кроме того, на рис. 2, б видно, что большинство точек составов скаполитов располагается в пределах внутреннего треугольника с вершинами Ma-Me-Na-Me и характер их распределения в общем подтверждает ранее сделанный вывод (Evans *et al.*, 1969) о существовании изоморфных рядов между мариалитом и натриевым мейонитом, мейонитом и натриевым мейонитом. В то же время наличие точек (большинство из которых характеризует состав именно памирских скаполитов) в другом внутреннем треугольнике с вершинами Ma, Me и $\text{CaNa}_3(\text{Al}_4\text{Si}_8\text{O}_{24})\text{Cl}$ ² в сочетании с характером их распределения позволяет предположить существование еще одного изоморфного ряда в группе скаполита — между следующими теоретическими крайними членами: $\text{Na}_4(\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24})\text{Cl}$ — мариалит и $\text{CaNa}_3(\text{Al}_4\text{Si}_8\text{O}_{24})\text{Cl}$ — кальциевый мариалит. Изоморфизм в данном ряду осуществляется без участия добавочных анионов, только по «плагноклазовой» схеме, как и в случае изоморфного ряда между мейонитом и натриевым мейонитом. К этому новому изоморфному ряду и следует относить изученные нами скаполиты из месторождения Кукурт.

Близкий состав имеют описанные ранее скаполиты. Среди них скаполиты, встреченные в небольших по мощности жилах, пересекающих кварц-монцодиоритовый штук Лос Моллес в Аргентине (Llambias *et al.*, 1977); скаполиты, обнару-

¹ Все расчеты формул и их дальнейшее графическое представление основаны на сумме коэффициентов Al и Si, приравненной к 12.

² По аналогии с натриевым мейонитом, данный минал можно назвать кальциевым мариалитом.

Таблица 2

Параметры элементарной ячейки скаполитов
Elementary cell parameters of scapolites

Номер образца	$a_0, \text{Å}$	$c_0, \text{Å}$
S-1	12.0473 (5)	7.5675 (5)
S-2	12.0416 (6)	7.5779 (5)
S-3	12.0392 (7)	7.5759 (6)
S-5	12.0484 (6)	7.5674 (6)
S-6	12.0484 (6)	7.5659 (5)
S-12	12.0512 (5)	7.5614 (5)
S-22	12.0642 (3)	7.5842 (3)
S-30	12.0733 (4)	7.5870 (3)

женные в составе хондритового метеорита (Alexander *et al.*, 1987); ювелирный скаполит предположительно из Восточной Африки (Zwaan, 1979); а также скаполит, изученный Д. Шоу (1960; ан. 28 на с. 239).

В заключение обзора особенностей химического состава минералов группы скаполита можно сделать следующие выводы.

1. Наблюдаемые в группе скаполита сложные изоморфные соотношения не укладываются в рамках представлений об этой группе как о простом двухкомпонентном мариалит-мейонитовом изоморфном ряду.

2. Схематизируя, в группе скаполита можно выделить следующие изоморфные ряды:

- а) мариалит—натриевый мейонит,
- б) натриевый мейонит—мейонит,
- в) мариалит—кальциевый мариалит.

В двух из них (б, в) изоморфизм осуществляется по «лагиоклазовой» схеме, тогда как в третьем ряду (а) изоморфные изменения в катионной части сопровождаются сопряженным замещением среди добавочных анионов.

3. Обычно используемое для изображения состава скаполита процентное содержание Са, определяемое по одной из вышеприведенных формул (1) и (2), лишь в частных случаях соответствует действительному количеству мейонитового минерала в составе скаполита. Однако эта величина представляется наиболее удобной

дальнейшем с общепринятым, ставшим традиционным обозначением — Me, %.

Параметры элементарной ячейки. Параметры элементарной ячейки минералов группы скаполита имеют четкую корреляцию с их составом, выражаемым, как правило, в виде содержания мейонита в минерале (Me, %). При этом сопоставление данных о составе скаполита с размерами его элементарной ячейки позволило сделать вывод (Ulbrich, 1973) о том, что в области составов 65—66% Me, происходит изменение в корреляционных отношениях между параметрами элементарной ячейки и содержанием кальция. Используя эти данные (Ulbrich, 1973) и дополнив их новыми литературными сведениями (Orvill, 1975; Lambias *et al.*, 1977; Graziani, Lucchesi, 1982; Oterdoom, Wenk, 1983) и собственными результатами (табл. 2), нами были построены графики (рис. 3) зависимостей a_0 и c_0 от содержания Са [% Me по формуле (1)]. Как видно, на рис. 3 можно выделить три области составов скаполитов, в них корреляция между содержанием Me и параметрами решетки осуществляется по-разному. Две из них точно соответствуют выделенным ранее (Ulbrich, 1973), тогда как третья область, к которой относятся изученные нами скаполиты из месторождения Кукурт, является новой. Ее наличие подтверждает ранее сделанный нами на основе обобщения

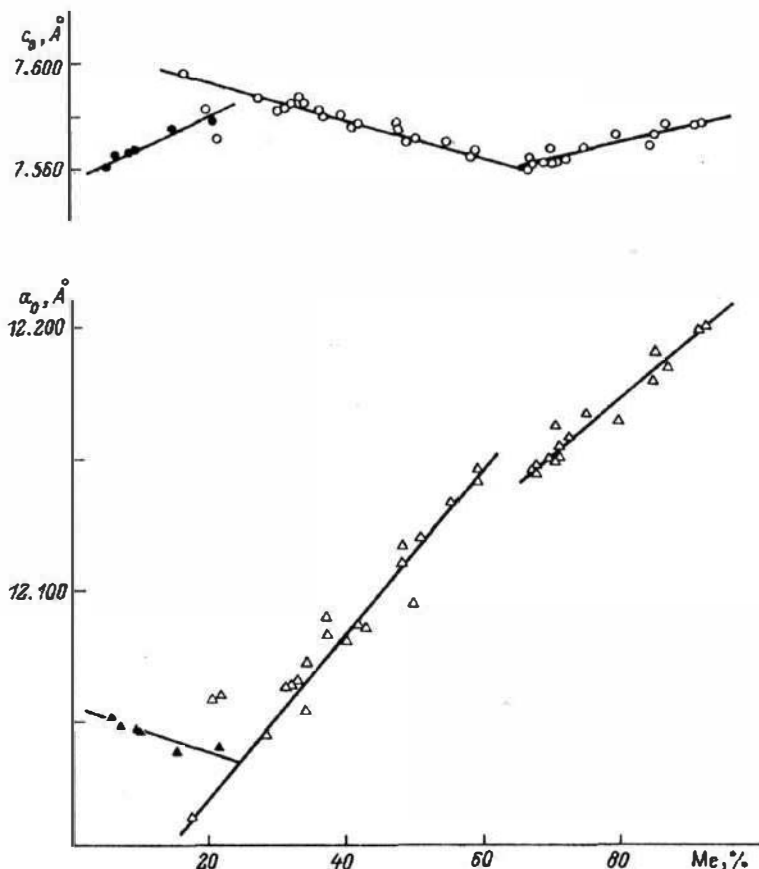


Рис. 3. Зависимость параметров элементарной ячейки скаполитов от состава.

Fig. 3. Dependence of the elementary cell parameters of scapolites on their composition.

Залитые условные значки — наши данные.

цифр состава минерала вывод о существовании третьего изоморфного ряда в группе скаполита в области составов от 0 до 20—25% Me.

Инфракрасные спектры скаполита. Широкие вариации состава минералов группы скаполита находят свое отражение и в характере инфракрасных спектров этих минералов (Schwarcz, Speelmann, 1965; Wehrenberg, 1971).

На рис. 4 приведены инфракрасные спектры для нескольких из изученных нами проб скаполита. Видно, что две полосы в областях 1540 и 1427 см^{-1} , связанные с присутствием CO_2 в составе минерала (Schwarcz, Speelman, 1965), четко наблюдаются только в скаполите из вторичных полостей в пегматитах В. Памир (обр. S-22) и вскаполите из Бирмы (обр. S-30), тогда как в образцах из месторождения Кукурт эти полосы либо отсутствуют, либо едва заметны, что указывает на отсутствие значимых количеств CO_2 в их составе. Используя известные зависимости (Schwarcz, Speelman, 1965) между интенсивностью полосы в области 1427 см^{-1} и содержанием CO_2 , можно определить количество последнего в изученных нами образцах. Оно составило 1.4 и 2.0 мас% в обр. S-22 и S-30

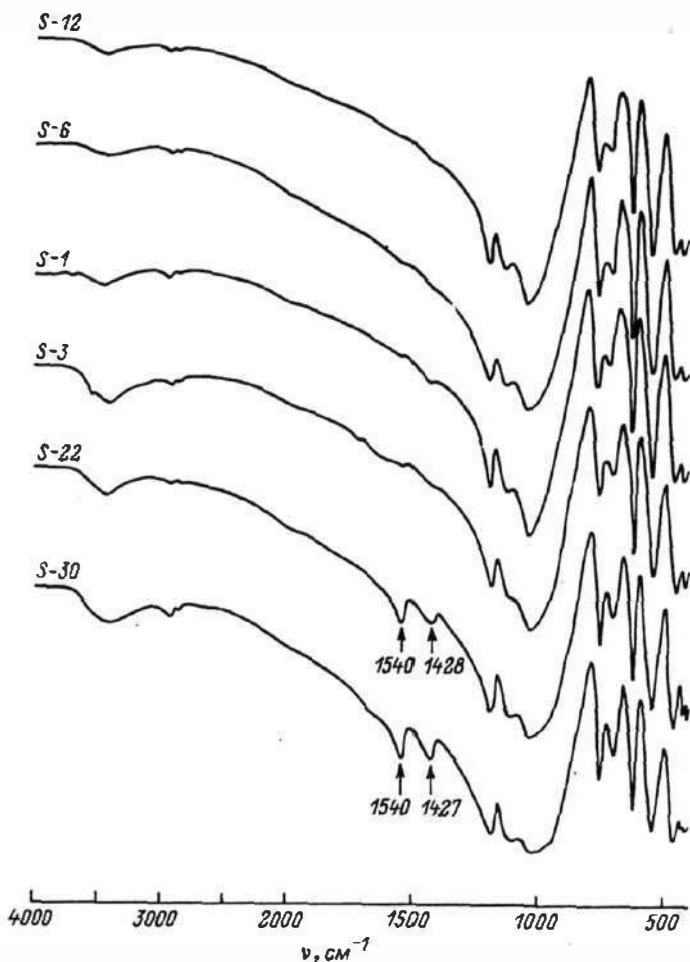


Рис. 4. Инфракрасные спектры скаполитов.

Fig. 4. IR spectra of scapolites.

соответственно. Эти значения и были использованы нами при расчете формул минералов (обр. S-22 и S-30).

Оптические спектры поглощения скаполитов. Для нескольких кристаллов лилового скаполита из месторождения Кукурт были получены оптические спектры поглощения. Типичным для изученных скаполитов является наличие широкой полосы поглощения с максимумом 520—525 нм в случае, когда ось *c* кристалла перпендикулярна направлению светового луча и с максимумом 540—555 нм, когда она параллельна лучу (рис. 5). Спектры поглощения, полученные при условии перпендикулярности главной оси кристалла и светового луча, отличаются также наличием полосы поглощения с максимумом около 470 нм (рис. 5). Перечисленные особенности спектров оптического поглощения являются общими для всех изученных нами кристаллов скаполита. Однако наблюдаются и некоторые отличия, в результате обобщения которых можно выделить два типа спектров, характерных для лиловых скаполитов с В. Памира (рис. 5, а, б). Второй тип спектров (рис. 5, б) отличается от первого более сложным характером поглощения, с чем связано наличие ярко выраженной узкой полосы в ближайшей ульт-

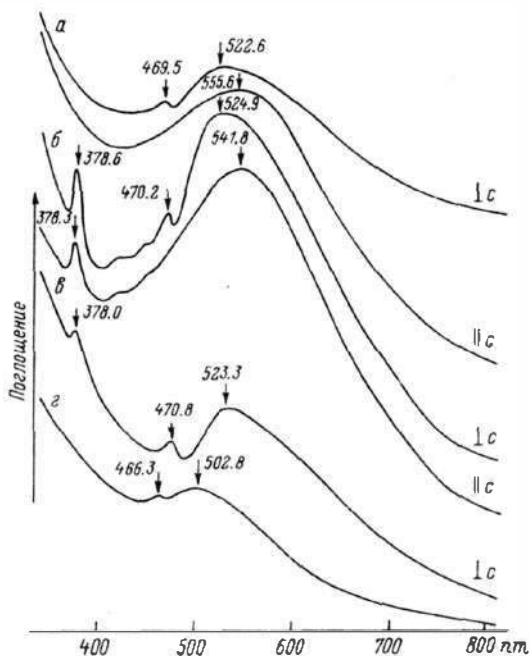


Рис. 5. Оптические спектры поглощения природных скаполитов (а, б) и искусственно окрашенного скаполита (в) из месторождения Кукурт и скаполита из Бирмы (z).

Fig. 5. Optical absorption spectra of two types of scapolites (a, б) from the Kukurt deposit and an artificially coloured scapolite (z).

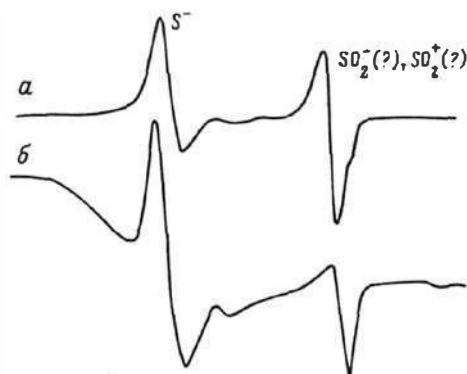


Рис. 6. Спектры ЭПР окрашенного (а) и обесцветленного (б) скаполитов.

Fig. 6. EPR spectra of coloured (a) and discoloured (б) scapolites.

рафиолетовой области с максимумом 378 нм, а также двух менее четких полос в области 420—450 нм. Как уже неоднократно отмечалось (Беличенко и др., 1968; Таран и др., 1989), окрашенные скаполиты теряют свою окраску при нагревании и наоборот восстанавливают ее при рентгеновском облучении, показывая тем самым связь окраски с электронно-дырочными центрами. Аналогично ведут себя и изученные нами скаполиты. При этом спектр поглощения скаполита, лиловая окраска которого приобретена после облучения (Мо-излучение в течение нескольких часов), идентичен таковым для кристаллов с природной окраской (ср. рис. 5, б и 5, в). Приобретенная после облучения окраска была стабильна и исчезала только лишь после нагревания кристаллов (1 ч, 450 °С).

Дальнейшая более углубленная интерпретация оптических спектров скаполита затруднена из-за отсутствия детальных исследований спектроскопии данной группы минералов, а имеющиеся в литературе данные (Беличенко и др., 1968; Самойлович, 1971; Платонов, 1976; Таран и др., 1989) имеют противоречивый характер в отношении интерпретации природы линий поглощения. Однако уже простое сравнение спектров поглощения изученных нами скаполитов с таковыми для синего скаполита из Ю. Прибайкалья и голубовато-фиолетового из Питкяранты (Беличенко и др., 1968), ювелирного розовато-фиолетового скаполита из Бирмы (обр. S-30, рис. 5, z), а также лилового скаполита с Памира (Таран и др., 1989) позволяет выявить некоторые отличия для изученных нами образцов. Они выражены, например, в смещении максимума главной широкой полосы

поглощения в более длинноволновую часть спектра в отличие от розовато-фиолетового скаполита из Бирмы (рис. 5, г) и, наоборот, в более коротковолновую часть спектра в отличие от синего и голубовато-синего скаполитов из Ю. Прибайкалья и Питкяранты (Беличенко и др., 1968). Если эти различия в положении максимума главной полосы поглощения можно объяснить изученных минералов, то различия в положении максимума главной полосы поглощения и некоторые отличия в общей конфигурации кривых поглощения, отмечаемые при сравнении наших данных с результатами измерений аналогичных образцов скаполита М. П. Тараном с соавторами (1989), можно объяснить, видимо, только различными условиями съемки спектров поглощения этих образцов. Приведенные нами спектры получены в лаборатории Марбургского университета. В работе М. П. Тарана с соавторами (1989) приводятся спектры лилового скаполита с того же Кукуртского месторождения, полученные в Институте геохимии и физики минералов Академии наук Украины. Поэтому генетическая интерпретация спектров поглощения пока невозможна. Требуются контрольные исследования эталонных образцов скаполитов, описанных в работах различных авторов.

Спектры ЭПР. Изучение спектров ЭПР скаполитов проводилось при различных режимах съемки и при различных температурах, при этом изучались как порошковые пробы, так и отдельные кристаллы. Интерпретация спектров и построение симмуляционных кривых для различных парамагнитных центров, возможных в скаполитах, проводились на основе данных, приводимых в работах В. П. Беличенко с соавторами (1968) и А. В. Vassilikou-Dova (1991). Все многочисленные, полученные нами результаты можно кратко свести к следующему.

Во всех изученных скаполитах присутствует парамагнитный центр S^- (рис. 6). Данный центр идентифицируется однозначно и присутствует как у бесцветных (или обесцвеченных при нагревании), так и у лиловых скаполитов.

Изучение спектров, снятых в Q-режиме, показало присутствие центра Mn^{2+} .

В области значений g -тензора, около 2.003—2.001, наблюдается наложение по крайней мере двух сигналов, расшифровка природы которых осложнена. Важно отметить, что при обесцвечивании лиловых скаполитов один из этих сигналов полностью исчезает (рис. 6). Аналогично при облучении бесцветных (или обесцвеченных) скаполитов данный сигнал вновь появляется при восстановлении лиловой окраски. Из этого можно заключить, что лиловая окраска минерала связана с одним из сигналов в области значений g -тензора около 2.000. Точное отнесение данного сигнала к определенному парамагнитному центру в настоящее время не представляется возможным из-за отсутствия точных спектроскопических исследований этой группы минералов. Можно лишь с некоторой долей вероятности соотнести данный сигнал с парамагнитными центрами SO_2^+ или SO_2^- . В связи с вышесказанным нам представляется, что данные о причинах окраски лиловых скаполитов из месторождений В. Памира, приводимые в настоящей работе, в работах Б. Б. Сергуненкова (1989) и М. П. Тарана с соавторами (1989), являются дискуссионными и требующими дальнейшего детального изучения. Так, исходя из проведенного нами изучения спектров ЭПР с построением симмуляционных кривых, присутствие парамагнитного центра SO_2^- , с которым М. П. Таран и его соавторы связывают лиловую окраску скаполита, следует считать маловероятным.

Таким образом, полученные материалы показывают, что лиловые скаполиты из месторождения Кукурт являются уникальными не только благодаря своим ювелирным качествам, но также по составу и тонким особенностям их физических характеристик. Во-первых, они представляют интерес как наиболее богатые маршалитовые разновидности в группе скаполита (до сих пор в литературе отсутствовали данные о скаполитах с содержанием 5.4% Me, обр. S-12). Кроме

того, все точки их составов ложатся в изоморфный ряд марналит—Са-марналит. Во-вторых, интересным и требующим дальнейших детальных исследований оказывается вопрос о природе окраски данного минерала.

Список литературы

- Беличенко В. П., Новожилов А. Н., Платонов А. Н., Поваренных А. С., Самойлович М. И. Радиационная окраска минералов группы скаполита // Минер. сб. Львов. ун-та, 1968. Вып. 3. N 22. С. 228—234.
- Булах А. Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. Л.: Недра, 1967. 144 с.
- Дмитриев Э. А., Скригитиль А. М. Минералогия ювелирных скаполитов Восточного Памира // Докл. АН ТаджССР. 1982. Т. 25. № 10. С. 75—79.
- Дюфур М. С., Попова В. А., Кривец Е. Н. Альпийский метаморфический комплекс восточной части Центрального Памира. Л.: Изд. ЛГУ, 1970. 126 с.
- Курилин Е. Н. Скаполит месторождения Кукурт // Геология, разведка месторождений цветных камней Таджикистана. Душанбе, 1987. С. 32—34.
- Платонов А. Н. Природа окраски минералов. Киев: Наукова думка, 1976. 264 с.
- Самойлович М. И. Исследования серусодержащих ионов-радикалов в минералах методом ЭПР // Геохимия. 1971. № 4. С. 477—483.
- Сергуниев Б. Б. Ювелирный скаполит с хребта Туракулома (Памир) // ЗВМО. 1989. Вып. 4. С. 84—89.
- Таран М. Н., Таращай А. Н., Платонов А. Н., Бармут Н. Н., Скригитиль А. М. Спектроскопические исследования ювелирных скаполитов Восточного Памира // ЗВМО. 1989. Вып. 1. С. 90—100.
- Aitkel V. G. T - X_{CO_2} stability relations and phase equilibria of a calcic carbonate scapolite // Geochim. Cosmochim. Acta. 1983. N 47. P. 351—362.
- Alexander C. M. O., Hutchison R., Graham A. L., Yabuki H. Discovery of scapolite in the Bishunpur (LL3) chondritic meteorite // Miner. Mag. 1987. N 51. P. 733—735.
- Anderson B. W. The gemstones from Burma // J. Gemm. 1954. N 4. P. 355.
- Anderson B. W., Payne C. J. An unusual scapolite catseye // Gemmologist. 1934. N 3. P. 180—181.
- Bank H., Nuber B. Durchsichtiger Skapolith aus Mocambique // Z. D. Gemmol. Ges. 1970. N 19. P. 47—54.
- Bayliss P. Mineral nomenclature: Scapolite // Miner. Mag. 1987. N 51. P. 176.
- Bernau R., Gerhard F. Crystal chemistry and genesis of Nb-, V-, and Al-rich metamorphic titanite from Egypt and Greece // Canad. Miner. 1987. N 25. P. 695—705.
- Buseck P. R., Iijima S. High resolution electron microscopy of Silicates // Amer. Miner. 1974. N 59. P. 1—21.
- Couper A. G. Colour as a guide to the composition of scapolite from Burma // J. Gemm. 1991. Vol. 22. N 5. P. 259—263.
- Dunn P. J., Nelen J. E., Norberg J. On the composition of gem scapolites // J. Gemm. 1978. Vol. 16. N 1. P. 4—10.
- Edwards A. C., Lovering J. F., Ferguson J. High pressure basic inclusions from the Kayrunnera kimberlitic Diatreme in New South Wales, Australia // Contrib. Miner. Petrol. 1979. N 69. P. 185—192.
- Evans R. W., Shaw D. M., Houghton D. R. Scapolite stoichiometry // Contrib. Miner. Petrol. 1969. N 24. P. 293—305.
- Gibbs G. V., Bloss F. D. Indexed powder diffraction data for scapolite // Amer. Miner. 1961. N 46. P. 1493—1497.
- Graziani G., Lucchesi S. The thermal behavior of scapolites // Amer. Miner. 1982. N 67. P. 1229—1241.
- Hassan I., Buseck P. R. HRTEM characterization of scapolite solid solutions // Amer. Miner. 1988. N 73. P. 119—134.
- Hazen R. M., Sharp Z. D. Compressibility of sodalite and scapolite // Amer. Miner. 1988. N 73. P. 1120—1122.
- Kassoli-Pournaraki A. Ca-rich scapolite in quartz amphibolites from the Sarti area, Northern Greece // Eur. J. Miner. 1991. N 3. P. 887—894.
- Lacroix A. Sur une scapolite des pegmatites de Madagascar constituant une gemme // C. R. Acad. Sci. 1919. Paris. N 169. P. 261—264.
- Lacroix A. Mineralogie de Madagascar. 1922. Vol. 1. Paris.
- Llambias E. J., Gordillo C. E., Bedlivy D. Scapolite veins in a quartz-monzodiorite stock from Los Molles, Mendoza, Argentina // Amer. Miner. 1977. N 62. P. 132—135.
- Lovering J. F., White A. J. R. The significance of primary scapolite in granulitic inclusions from deep-seated pipes // J. of Petrol. 1964. N 5. P. 195—218.
- Lovering J. F., White A. J. R. Granulitic and eclogitic inclusions from basic pipes at Delegate, Australia // Contrib. Miner. Petrol. 1969. N 21. P. 9—52.
- Orville P. M. Stability of scapolite in the system Ab—An—NaCl—CaCO₃ at 4 kb and 750 °C // Geochim. Cosmochim. Acta. 1975. N 39. P. 1091—1105.

- Oterdoom W. H., Wenk H. R. Ordering and composition of scapolite: Field observations and structural interpretations // *Contrib. Miner. Petrol.* 1983. N 83. P. 330—341.
- Payne C. J. Dispersions of some rarer gemstones // *Gemmologist.* 1939, N 9. P. 33—35.
- Perizonius R. Skapolith // *Z. Dt. Edelsteinkunde.* 1966. N 57. P. 41—44.
- Peterson R. C., Donnay G., Lepage Y. Sulfate disorder in scapolite // *Canad. Miner.* 1979. N 17. P. 53—61.
- Schwarcz H. P., Speelman E. L. Determination of sulfur and carbon coordination in scapolite by infra-red absorption spectrophotometry // *Amer. Miner.* 1975, N 50. P. 656—666.
- Serdynichenko D. P. Some precambrian skapolite-bearing rocks evolved from evaporites // *Lithos.* 1975. N 8. P. 1—7.
- Shay K. Mineralogical zoning in a scapolite-bearing skarn body on San Geronio Mountain, California // *Amer. Miner.* 1975. N 60. P. 785—797.
- Shaw D. W. The geochemistry of scapolite. Part I. Previous work and general mineralogy // *J. of Petrol.* 1960. N 1. P. 218—260.
- Stolz A. J. Fluid activity in the lower crust and upper mantle: mineralogical evidence bearing on the origin of amphibole and scapolite in ultramafic and mafic granulite xenoliths // *Miner. Mag.* 1987. N 51. P. 719—732.
- Tomlinson W. H. Occurrence of sodic scapolite at Falls of French Creek, Pennsylvania // *Amer. Miner.* 1943. N 28. P. 110—114.
- Ulbrich H. H. Crystallographic data and refractive indices of scapolites // *Amer. Miner.* 1973. N 58. P. 81—92.
- Vanko D. A., Bishop F. Occurrence and origin of marialitic scapolite in the Humboldt Lopolith, N. W. Nevada // *Contrib. Miner. Petrol.* 1982. N 81. P. 277—289.
- Vassilikou-Dova A. B. An EPR study of scapolite // *Cryst. Res. Technol.* 1991. Vol. 26. N 1. P. 135—138.
- Wehrenberg J. P. The infrared absorption spectra of scapolite // *Amer. Miner.* 1971. N 56. P. 1639—1654.
- Wolfe S. H., Hörz F. Shock effects in scapolite // *Amer. Miner.* 1970. N 55. P. 1313—1328.
- Zwaan P. C. Yellow scapolite, another gem-mineral from Umba, Tanzania // *J. Gemm.* 1971. N 12. P. 304—309.
- Zwaan P. C. More data on violet gem scapolite, probably from Eastern Africa. *J. Gemm.* 1979. Vol. 16. N 7. P. 448—451.

С.-Петербургский университет

Поступила в редакцию
16 марта 1992 г.