

$N=5,8 \cdot 10^{18} - \alpha_{1282}$ [3] соответствует его содержанию $7-7,5 \cdot 10^{20}$ атм/см³. Кроме того, в спектре проявляется линия 3107 см^{-1} , приписываемая локализованному валентному колебанию C—H [4, 5].

В спектре отсутствуют системы полос поглощения B_1 и B_2 с головными линиями 1175 см^{-1} и 1370 см^{-1} соответственно. Эти системы полос поглощения связываются с дефектными центрами в структуре алмаза в форме сегрегаций азота в плоскостях $\{111\}$ и $\{100\}$.

Очень интересной особенностью спектра поглощения описываемого кристалла алмаза является наличие широкой полосы с максимумом $1400-1450 \text{ см}^{-1}$, а также полос 1095 см^{-1} и 880 см^{-1} . Положение максимумов, форма и соотношение интенсивностей этих полос соответствует спектрам поглощения карбонатов [5—7]. В 1967 г. Чренко с соавторами

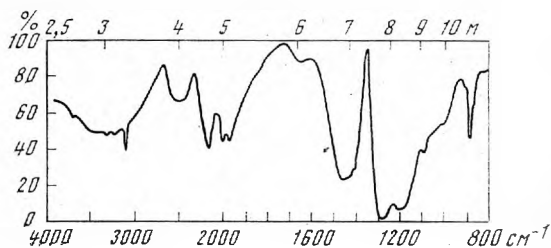


Рис. 3. Спектр поглощения в ИК-области, снятый с центральной части пластины, изображенной на рис. 1. Снимок сделан на двулучевом спектрофотометре РЕ-325

описали спектры поглощения в ИК-области, снятые ими с трех зон алмаза с оболочкой. Ими отмечено, что в спектре поглощения зоны, представляющей собой мутную оболочку, в которой находились микроскопические включения, наблюдались полосы 1430 см^{-1} и 880 см^{-1} , которые были приписаны включениям карбонатов, и полосы 3400 см^{-1} и 1640 см^{-1} , обусловленные присутствием в составе включений воды. Спектр поглощения исследованного нами кристалла из месторождения Удачная аналогичен спектру, полученному Чренко и др. с алмаза из Конго. Имеются весьма веские основания сделать вывод, что в центральных зонах кристалла из трубки Удачная находятся включения карбонатов.

Аналогичные спектры поглощения были получены с целого ряда пластин, вырезанных из кристаллов алмаза кубической формы с этого же месторождения, имеющих такую же морфологию, как и вышеописанный, детально исследованный кристалл.

Анализируя полученные данные и ранее известные сведения, опубликованные в литературе относительно свойств кристаллов алмаза, имеющих волокнистое строение, можно сделать следующие общие выводы.

1. Кроме обычного, нормального роста, октаэдрическими гранями кристаллы алмаза развиваются путем волокнистого роста. В одних случаях волокнистый рост начинается на гранях нормально выросшего октаэдрического кристалла, который является ядром, вокруг которого развивается волокнистая оболочка. Таким образом, возникают хорошо известные, так называемые алмазы с оболочкой (coated diamonds). По мере развития волокнистой оболочки октаэдрическая форма трансформируется в кубическую [8]. В других случаях центральное кристаллическое ядро имеет микроскопические размеры. Волокнистый рост начинается от этого ядра как из центра. На промежуточных стадиях кристалл имеет форму сферических кубоидов, конечной формой роста является куб. Если условия роста на отдельных стадиях роста изменяются и происходит неравномерный захват включений или изменение их состава, то промежуточные формы кристалла хорошо видны в их разрезах в связи с четкой зональностью. Однако видимая зональность по кубу, образованная очертаниями промежуточных форм роста, не отражает истинного волокнистого характера развития кристалла.

морфизма (гнейсов, мигматитов, автохтонных анатектических гранитоидов и т. п.), слагающих обрамление грабена и значительную часть всего региона. По данным К. И. Розанова и С. Н. Вороновского (ИМГРЭ), радиологический возраст этих пегматитов и вмещающих их пород архейского основания, выполненный К — Аг-методом по биотитам, мусковитам, амфиболам и полевым шпатам, датируется соответственно в 2000—2300 и 2700—3000 млн. лет.

Пегматиты тяготеют к зонам сочленения разломов северо-западного и субширотного простирания и контролируются системами трещин, образовавшихся в последующие этапы тектоно-магматической активизации, которые и были, вероятно, использованы пегматитовым расплавом-раствором как подводящие каналы. Пегматиты дискордантно залегают в гранат-ставролитовых, слюдистых и биотит-амфиболовых сланцах, в измененных рассланцованных амфиболитах, ультрабазитах и гранодиоритах, образуя при этом тела сложной морфологии. В общем виде — это чаще полого залегающие плитообразные, линзовидные и грибоподобные тела; значительно реже их залегание более крутое (до 20—30°). В зависимости от состава и физико-механических свойств вмещающих пород морфология пегматитовых тел резко изменяется. В гранодиоритах это обычно слабо дифференцированные, выдержанные по морфологии жилы. При переходе в породы основного и ультраосновного состава пегматитовые тела увеличиваются по мощности, образуя хорошо дифференцированные сложно-зональные жилы с раздувами, которые с переходом в сланцы расщепляются и быстро выклиниваются. Серия жил, слагающих пегматитовое поле, представлена главным образом двумя типами, причем их дифференциация и зональность не всегда четко выражены, а зоны имеют постепенные переходы.

Для пегматитов альбитового типа [17] характерны жильные и линзовидные формы и развитие следующих зон (от зальбандов к центру): апографическая кварц-альбит-микроклиновая, сахаровидного альбита и пластинчатого клевеландита, кварц-сподумен-альбитовая, чешуйчатого мусковита, блокового микроклина и блокового кварца. В переменных количествах мусковит присутствует во всех зонах. Пегматиты натро-литиевого [19] или альбит-сподуменового [17] типа представлены в пределах поля значительно шире и характеризуются крупными пологозалегающими линзо- и плитообразными телами с раздувами и апофизами. Для этих пегматитов характерно развитие следующих зон: мелкозернистой кварц-альбитовой, кварц-альбит-сподуменовой и кварц-сподуменовой (обе с переменным количеством мусковита), блоковой микроклина и кварца. Этот тип пегматитов в пределах поля пользуется преимущественным развитием (>60%).

Становление пегматитов сопровождается широким развитием явлений замещения (метасоматические альбитизация, грейзенизация и т. п.) и интенсивным выносом в породы экзоконтакта калия, редких щелочей, глинозема, кремнезема, элементов-минерализаторов, редких, малых и других металлов, благодаря чему во вмещающих породах образуются широкие эндогенные геохимические ореолы этих элементов, а в экзоконтактах пегматитов образуются зоны биотит-флогопитовых слюдитов, кварц-турмалиновых и холмквиститовых пород. Следует отметить, что наибольшие мощности слюдитов (до 2—4 м) характерны для контактов с ультрабазитами, в то время как более интенсивные проявления турмалинизации (до 0,5—1,5 м) и холмквистизации (до 2—8 м) тяготеют к контактам пегматитов с сланцевой толщей и гранодиоритами.

На рис. 1 приведен схематизированный разрез через жилу пегматита и контакт с вмещающими породами, отражающий специфические геохимические особенности минералообразования в пегматитах и их экзоконтактах, из которых были выделены и исследованы все описываемые разновидности турмалинов (табл. 1—3, рис. 2, 3).

Fe, Mg, Ca, Ti, Cr, V... \xrightarrow{P} Al, Si, Na, K, B, F, Li, Cs, Be...

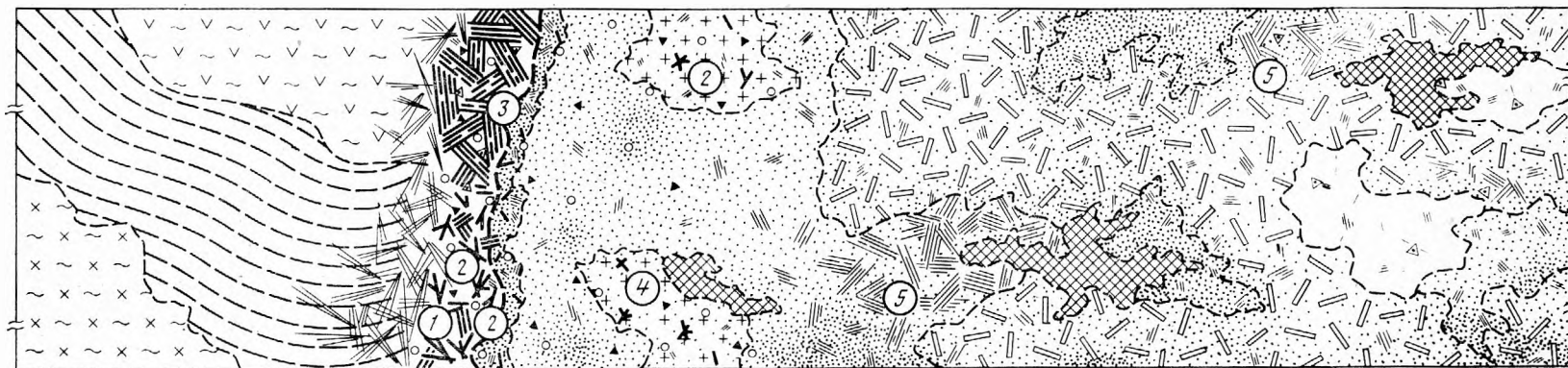


Рис. 1. Принципиальный разрез через жилу пегматита и контакт с вмещающими породами

1 — метаультрабазиты и амфиболиты, расслапцованные и метаморфизованные; 2 — гранат-ставролитовые, двуслюдяные, амфиболовые, биотит-амфиболовые и другие сланцы; 3 — гранодиориты и мигматиты; 4 — «реликтовые» зоны блочного микроклина и кварц-микроклинового состава; 5 — зоны блочного кварца и кварц в других зонах; 6 — кварц-сподуменовые и кварц-альбит-сподуменовые зоны с мусковитом; 7 — зоны мелкозернистого (а) и пластничатого (клевеландит) альбита с кварцем, мусковитом и аксессуориями (б); 8 — мусковит-альбитовые и кварц-альбит-мусковитовые (слюдитовые) зоны, мусковит, лепидолит и др.; 9 — флогопит-биотитовая зона экзоконтактовых изменений (слюдиты) с турмалином и другими аксессуориями; 10 — зона холмквистизации и турмалинизации вмещающих пород; 11 — гранат, берилл, апатит и другие аксессуории. Цифры в кружках соответствуют местам отбора образцов турмалина и анализам табл. 2

Турмалины I и III (обр. 587 и 3-к) были отобраны из кварц-турмалиновых пород экзоконтактной зоны пегматита, где они были обнаружены в тесной ассоциации с кварцем, биотитом, апатитом, гранатом и другими минералами. Минерал представлен отдельными кристаллами и сростками черного и темного бутыльно-зеленого цветов, размер их достигает несколько см. Под микроскопом цвет минерала чаще бурый, иногда бутыльно-зеленый.

Таблица 1
Физические свойства турмалинов

Параметр	I	II	III	IV	V
	Темно-бурый, бутыльно-зеленый	Бурый, бутыльно-зеленый	Бурый, зеленый	Бурый, бутыльно-зеленый, сине-черный	Светло- и ярко-зеленый, иногда голубоватый
Удельный вес	3,09	3,10	—	3,12	3,07
$N_0 \pm 0,002$	1,634 \pm 1,639	1,642 \pm 1,646	1,645	1,640 \pm 1,649	1,635 \pm 1,638
$N_e \pm 0,002$	1,614 \pm 1,626	1,620 \pm 1,626	1,622	1,622 \pm 1,628	1,616 \pm 1,618
$N_0 - N_e$	0,013 \pm 0,022	0,020 \pm 0,022	0,023	0,018 \pm 0,023	0,019 \pm 0,021
Плеохроизм	N_0 Буро-зеленый, темно-зеленый до черного	Темно-зеленый до черного, бурый	Темно-зеленый	Бурый, черно-зеленый, сине-вато-зеленый	Светло-желтый
	N_e Буро-серый, желто-зеленый	Серый, желто-зеленый	Желтый, серый	Светлый, желтый, зеленый, голубоватый	Нет (прозрачный)
$a(A) \pm 6 \cdot 10^{-3}$	15,959	15,962	15,964	15,957	15,877
$c(A) \pm 6 \cdot 10^{-3}$	7,187	7,190	7,1963	7,162	7,1123
c/a	0,4530	0,4504	0,4507	0,4488	0,44796

Турмалин II (обр. Т-74/кб) встречается в экзоконтактных и в эндоконтактных альбитовых зонах пегматитов в ассоциации с альбитом, кварцем, апатитом, гранатом, биотитом и мусковитом. Он образует отдельные кристаллы и сростки черного и темных бутыльно-зеленого и бурого цветов. Под микроскопом среди этих разностей турмалинов в одном и том же осколке минерала можно наблюдать разноокрашенные зоны: чередование участков бутыльно-зеленого, бурого и синего цветов. Следует отметить, что показатели преломления зеленых и бурых разностей меньше (1,628 и 1,639), чем синих (1,632 и 1,646).

Турмалин IV (обр. 3-с) был обнаружен в приконтактных альбитовых и микроклин-альбитовых зонах в парагенезисе с альбитом, клевеландитом, кварцем, мусковитом, апатитом и микроклином, где он образует отдельные кристаллы, а также сноповидные и сферические («солнца») сростки черного цвета. Под микроскопом цвет минерала темный бутыльно-зеленый и синий.

Турмалин V (обр. Т-71/кб) встречен во внутренних зонах альбит-сподуменовых пегматитов в тесной ассоциации с лепидолитом, мусковитом, альбитом и другими минералами. Минерал представлен прозрачными светло-зелеными (значительно реже синими — индиголит?) разностями различных оттенков, относимыми к верделиту. Для этих турмалинов в первую очередь характерны высокие содержания Li_2O , MnO и Al_2O_3 , отличающие их от всех других изученных разностей минералов (табл. 2).

Длиннопризматические кристаллы турмалинов представлены призмами (10 $\bar{1}0$) и (11 $\bar{2}0$) и пирамидами (1011) и (022 $\bar{1}$), оптически одноосны (—). Рентгеноструктурный анализ и расчет параметров выполнен Д. Г. Угрюмовым (ИМГРЭ). Параметры кристаллической решетки исследованных образцов турмалинов определялись методом порошка на дифрактометре УРС-50-ИМ со сцинтилляционным счетчиком (излучение

Fe, K_a, Мп-фильтр, просчет по точкам с интервалом 2'). Для расчета параметров измерялись межплоскостные расстояния рефлексов двух линий — (2132) и (5051) турмалинов, а также линий 200 NaCl (ч. д. а.) — внутренний стандарт, (—) HCl = 20,09°.

При исследовании состава описываемых образцов турмалинов закисное (Fe²⁺) и окисное (Fe³⁺) железо определялось по методу А. В. Шеина, показатели преломления минералов определялись методом кольцевого экранирования Ю. А. Черкасова [15]. Результаты оптико-минералогического и рентгеноструктурного изучения минералов представлены в табл. 1 и 3 и на рис. 2.

Составы исследованных турмалинов (табл. 2) достаточно удовлетворительно пересчитываются на эмпирические кристаллохимические формулы (на 19 катионов):

I. (Na _{0,23} Ca _{0,27} K _{0,03}) _{0,53}	(Mg _{2,47} Fe ²⁺ _{0,32} Fe ³⁺ _{0,28} Ti _{0,03} Mn _{0,02} Cr _{0,02} Li _{0,01} Al _{0,22}) _{3,37} Al _{6,04} B _{3,08} Si _{5,88} (O _{28,19} OH _{2,64} F _{0,11}) _{31,00}
II. (Na _{0,82} K _{0,04} Ca _{0,33}) _{0,99}	(Mg _{1,98} Fe ²⁺ _{0,58} Fe ³⁺ _{0,36} Ti _{0,06} Mn _{0,01}) _{2,99} Al _{5,87} B _{2,93} Si _{6,21} (O _{28,06} OH _{2,79} F _{0,15}) _{31,00}
III. (Na _{0,60} K _{0,05} Ca _{0,24}) _{0,89}	(Mg _{1,89} Fe ²⁺ _{0,59} Fe ³⁺ _{0,30} Ti _{0,11} Li _{0,02} Al _{0,19}) _{3,10} Al _{5,85} B _{3,04} Si _{6,11} (O _{28,19} OH _{2,65} F _{0,22}) _{31,00}
IV. (Na _{0,60} K _{0,05} Ca _{0,02}) _{0,67}	(Fe ²⁺ _{0,02} Fe ³⁺ _{0,59} Mg _{0,76} Ti _{0,04} Mn _{0,02} Li _{0,01} Al _{0,99}) _{3,33} Al _{6,00} B _{2,96} Si _{6,05} (O _{29,01} OH _{1,89} F _{0,10}) _{31,00}
V. (Na _{0,45} K _{0,06} Ca _{0,11} Mn _{0,20}) _{0,82}	(Li _{0,96} Al _{1,89} Fe ²⁺ _{0,13} Fe ³⁺ _{0,10} Mg _{0,10}) _{3,18} Al _{6,00} B _{3,04} Si _{2,96} (O _{28,48} OH _{2,21} F _{0,31}) _{31,00}

При расчете формул турмалинов из анализов I и II исключены фосфор и кальций, равные соответствующему количеству неотделимой примеси апатита (I — Ca_{0,10}P_{0,05} и II — Ca_{0,02} и P_{0,01}).

В большинстве приводимых анализов обращает на себя внимание дефицит группы X — (Na, K, Ca...) + < 1 и избыток группы Y — (Mg, Fe...) ²⁺: ³⁺ > 3, причем во всех случаях дефицит одновалентного Na частично компенсируется двухвалентным Ca по схеме 2Na⁺ ⇌ Ca²⁺. Некоторый недостаток катионов группы X и избыток катионов группы Y обусловлены локализацией пегматитов в породах со значительными концентрациями Mg, Fe, Ca, Cr, V, P.

Как известно, наиболее широкие вариации состава турмалинов обычно отмечаются в октаэдрических структурных позициях между катионами группы Y — Fe²⁺, Fe³⁺, Mg²⁺, Li⁺, Al³⁺. Ниже на схеме в общем виде представлен изоморфизм турмалинов ряда дравит — шерл (анализы I—IV) и шерл — эльбаит (анализы IV—V). Как видно на схеме, в турмалинах ряда дравит — шерл основной изоморфизм связан, главным образом, с гетеровалентным изоморфизмом между катионами: Mg²⁺, Fe²⁺, Fe³⁺, Al³⁺. Анализы IV, V представляют ряд шерл — эльбаит, где изоморфизм связан в основном с заменой Mg²⁺, Fe²⁺, Fe³⁺ на Al³⁺+Li; Li⁺, Mn²⁺ по типу Mg²⁺+Fe²⁺ (меньше Fe³⁺) = Al³⁺+Li⁺ (меньше Mn²⁺):

Изменение в составе элементов в позициях X и Y исследованных турмалинов

	I	II	III	IV	V
Na ⁺	0,23	— 0,62	— 0,60	— 0,60	— 0,45
Ca ²⁺	0,27	— 0,33	— 0,24	— 0,02	— 0,11
Mg ²⁺	2,47	— 1,98	— 1,89	— 0,76	— 0,10
Fe ²⁺	0,32	— 0,58	— 0,59	— 0,92	— 0,13
Fe ³⁺	0,28	— 0,36	— 0,30	— 0,59	— 0,10
Al ³⁺	0,22	— —	— 0,19	— 0,99	— 1,89
Li ⁺	0,01	— +	— 0,02	— 0,01	— 0,96
Mn ²⁺	0,02	— 0,01	— +	— 0,02	— 0,20

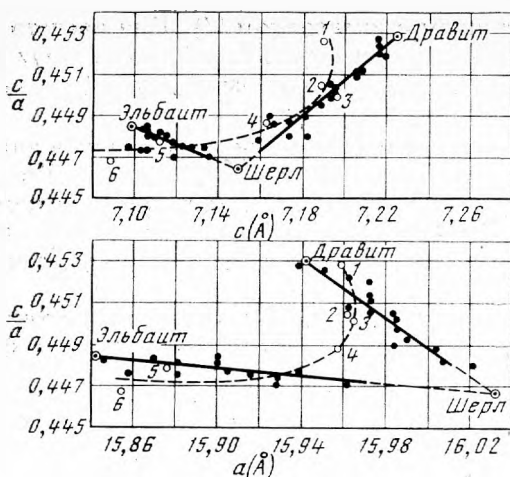


Рис. 2. Отношение осей турмалина и размеры элементарной ячейки кристаллов по Эппрехту [21] точки 1—5 по табл. 2, точка 6 по дебаграмме (табл. 3)

Таблица 2

Химический состав турмалинов из редкометалльных натро-литиевых пегматитов Украины

Оксид	Дравит		Fe-дравит		Fe-дравит		Шерл		Эльбаит-верделит	
	вес. %	атомн. кол-во	вес. %	атомн. кол-во	вес. %	атомн. кол-во	вес. %	атомн. кол-во	вес. %	атомн. кол-во
SiO ₂	35,57	0,5922	37,54	0,6250	37,29	0,6209	35,96	0,5987	37,41	0,6229
TiO ₂	0,26	0,0033	0,52	0,0065	0,88	0,0110	0,34	0,0043	0,05	0,0006
B ₂ O ₃	10,79	0,3101	10,27	0,2951	10,76	0,3092	10,18	0,2925	11,08	0,3184
Al ₂ O ₃	32,16	0,6310	30,12	0,5909	31,30	0,6141	35,29	0,6924	42,06	0,8252
Fe ₂ O ₃	2,25	0,0282	2,87	0,0359	2,41	0,0302	4,63	0,0580	0,81	0,0101
FeO	2,34	0,0326	4,21	0,0586	4,31	0,0600	6,54	0,0910	0,96	0,0134
MnO	0,14	0,0020	0,05	0,0007	0,02	0,0003	0,13	0,0018	1,52	0,0214
MgO	10,05	0,2493	8,02	0,1989	7,76	0,1925	3,04	0,0754	0,41	0,0102
CaO	2,11	0,0376	1,96	0,0349	1,35	0,0241	0,11	0,0020	0,63	0,0112
Na ₂ O	0,72	0,0232	1,93	0,0623	1,89	0,0610	1,84	0,0594	1,46	0,0471
K ₂ O	0,15	0,0032	0,21	0,0045	0,23	0,0049	0,25	0,0053	0,28	0,0059
Li ₂ O	0,015	0,0010	0,0046	0,0003	0,038	0,0025	0,009	0,0007	1,50	0,1004
Rb ₂ O	Не обн.		Не обн.		0,025	0,0003	0,05	0,0005	0,001	—
Cs ₂ O	»		0,004		Не обн.		0,008	—	0,013	—
H ₂ O ⁻	0,12	0,2856	0,10	0,2522	0,10	0,1644	0,07	0,1822	0,04	0,1733
H ₂ O ⁺	2,45		2,17		1,38		1,57		1,52	
F	0,32	0,0168	0,28	0,0147	0,42	0,0221	0,18	0,0095	0,62	0,0326
Сумма*	99,99		100,36		100,16		100,14		100,36	
Δ F (—O=F ₂)	0,12		0,11		0,20		0,08		0,26	
Сумма	99,87		100,25		99,96		100,06		100,10	

Примечание. I—Cr₂O₃—0,18 (0,0024), P₂O₅—0,36 (0,0051); II—P₂O₅—0,11 (0,0015). Аналитик Г. Е. Черепивская.

Такая эволюция состава турмалинов достаточно наглядно отражает изменения химических условий их формирования в ходе пегматитового процесса. Вмещающие породы основного состава насыщены Mg, Fe, Ca, Sr и т. п., поэтому вполне закономерным является образование в них дравита и шерлодравита с существенным содержанием Ca. Шерл характерен для зоны контакта, обогащенной железом, которое и ассимилируется турмалином. Параметры элементарных ячеек турмалинов находятся в соответствии с их химическим составом, как это видно при нанесении значений параметров на схему (рис. 2), предложенную Эппрехтом [21].

Н. В. Владыкиным с соавторами [5] предложена диаграмма разделения турмалинов по ведущим элементам группы Y, характеризующих главные разновидности турмалинов — дравита, шерла и эльбаита. Нанесенные на диаграмму составы исследованных нами турмалинов (рис. 3) подтверждают их принадлежность соответственно к дравиту [1], Fe-дравиту (шерлодравиту — II, III), шерлу (IV) и эльбаиту (верделиту — V).

Таблица 3

Межплоскостные расстояния украинского и эталонных турмалинов

Украина, обр. V		Михеев [13]			Украина, обр. V		Михеев [13]				
Эльбаит—верделит		Турмалин		Li-турмалин	Эльбаит—верделит		Турмалин		Li-турмалин		
2	6,2961	8	6,5	2	6,30	8	2,5609	10	2,59	10	2,552
1	4,9285	2	4,6	3	4,93	2ш	2,36539	4	2,39	6	2,356
5	4,1843	6	4,29	6	4,173	1	2,33134	4	2,35	6	2,320
6	3,9670	7	3,99	7	3,951	2	2,10129	4	2,12	7	2,098
9	3,4359	8	3,48	6	3,435	5	2,02676	6	2,05	9	2,022
2	3,3533	4	3,29	6	3,336	2	1,90568	6	1,93	8	1,900
10	2,9292	8	2,98	8	2,923						

Примечание. $a_{x_2}^- = 15,855$; $c_{x_2}^- = 7,084$; $c : a = 0,44679$.

Особенности формирования докембрийских редкометалльных пегматитов среди пород основного и ультраосновного состава способствовали образованию (в достаточно ограниченных временных и пространственных пределах) разнообразной турмалиновой минерализации, относящейся к двум изоморфным рядам: дравит — шерл и шерл — эльбаит. Имеющиеся данные позволяют авторам предположить, что отсутствие изоморфизма между группой дравита и эльбаита, на что неоднократно указывали многие исследователи¹, объясняется не только различием их внутреннего строения, но и особенностями условий образования этих минералов — геохимией среды минералообразования. В самом деле, если дравитовый ряд типоморфен только для магнезиально-железистых пород, а эльбаитовый ряд характерен исключительно для натро-литиевых пегматитов, то переходы между ними возможны только в специфических условиях взаимодействия этих образований. В приведенных выше примерах анализов турмалинов из одного пегматитового тела (в разрезе от зальбанда к центру) наглядно показана эволюция состава турмалинов дравит — шерл — эльбаит в пределах единой минералообразующей системы, где натро-литиевые пегматиты взаимодействуют с вмещающими магнезиально-железистыми породами основного состава.

Изучение турмалинов из редкометалльных пегматитов и их экзоконтактовых пород представляет не только научный, но и практический ин-

¹ На отсутствие изоморфизма между группой «дравита» и «эльбаита» указывали в работах ряд исследователей [19, 16, 1—3].

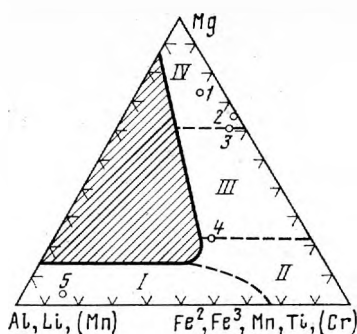


Рис. 3. Диаграмма разделения турмалинов по элементам группы Y по Н. В. Владыкину и другим [5] точки 1—5 соответствуют табл. 2

терес и наряду с другими факторами может быть успешно использовано, как поисковый критерий при геологоразведочных работах на редкометалльные виды сырья. Наличие турмалинов эльбаитового ряда вместе с лепидолитом свидетельствуют о возможном нахождении промышленных концентраций комплексного (цезий-литий-танталового) редкометалльно-оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсанов Г. П., Яковлева М. Е. Турмалины группы дравита.— В кн.: Новые данные о минералах СССР, вып. 15, 1964.
2. Барсанов Г. П., Яковлева М. Е. Турмалины шерловой группы.— В кн.: Новые данные о минералах СССР, вып. 16, 1965.
3. Барсанов Г. П., Яковлева М. Е. Эльбаит и некоторые редкие разновидности турмалина.— В кн.: Новые данные о минералах СССР, вып. 17, 1966.
4. Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. «Наука», 1964.
5. Владыкин Н. В., Антипин В. С., Коваленко В. И. и др. Химический состав и генетические группы турмалинов из мезозойских гранитоидов Монголии.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, ч. CIV, вып. 4, 1975.
6. Власов К. А. Принципы классификации гранитных пегматитов и их тектурно-парагенетические ассоциации.— Изв. АН СССР, 1961, сер. геол., № 1.
7. Гинзбург А. И. О минералах — геохимических индикаторах и их значении при поисках руд редких металлов в пегматитах.— Докл. АН СССР, 1954, 98, № 2.
8. Гинзбург А. И. Минералого-геохимическая характеристика литиевых пегматитов.— Труды Минер. музея АН СССР, вып. 7, 1955.
9. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Д. Ж. Породообразующие минералы, т. I. «Мир», 1965.
10. Лавриненко Л. Ф. и др. Находка изумруда на Украине.— Минер. сб. Львовск. ун-та, 1971, № 25, вып. 1.
11. Лавриненко Л. Ф., Розанов К. И., Розенберг Д. Ш. Первая находка тапиолита на Украине.— Докл. АН СССР, 1971, 197, № 4.
12. Лавриненко Л. Ф., Розанов К. И. Пегматиты Украины.— В кн.: Поля редкометалльных пегматитов. «Наука», 1976.
13. Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолиздат, 1957.
14. Розанов К. И., Лавриненко Л. Ф., Джунь В. С. Редкометалльные пегматиты Украины.— В сб. «РЭСЭ», Изд. ИМГРЭ, вып. 2, 1971.
15. Сахарова М. С., Черкасов Ю. А. Иммерсионный метод минералогических исследований. Изд-во МГУ, 1970.
16. Сливко М. М. Химический состав и изоморфные замещения в турмалинах.— Минер. сб. Львовск. ун-та, 1962, № 16.
17. Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных пегматитов. «Наука», 1962.
18. Солодов Н. А. Научные основы перспективной оценки редкометалльных пегматитов. «Наука», 1971.
19. Ферман А. Е. Пегматиты. Избр. труды, т. VI, Изд-во АН СССР, 1960.
20. Brotzen E. Mineral association of granitic pegmatites.— Geol. fören. Stockholm, förhandl., 81, p. 231.
21. Epprecht W. Gitterkonstanten der Turmalin.— Schweiz. mineral. und petrogr. Mit., 33, S. 481.