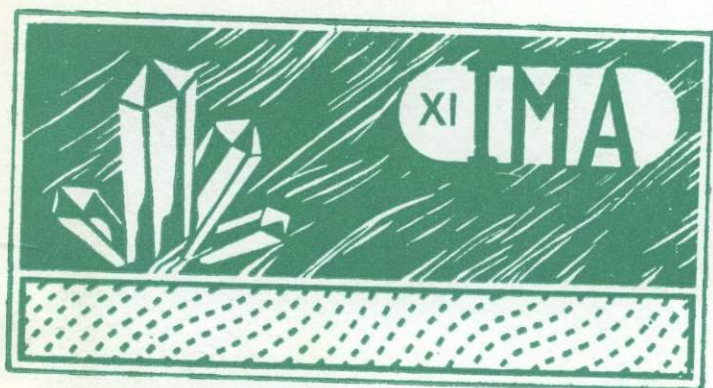


САМОЦВЕТЫ

GEM MINERALS



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ВСЕСОЮЗНОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО
МЕЖДУНАРОДНАЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ

САМОЦВЕТЫ

МАТЕРИАЛЫ XI СЪЕЗДА ММА,
Новосибирск, 4—10 сентября 1978 г.

GEM MINERALS

PROCEEDINGS OF THE XI GENERAL MEETING
OF IMA

Novosibirsk, 4—10 september, 1978



ЛЕНИНГРАД
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1980



В сборнике публикуются доклады, посвященные изучению и описанию нового самоцветного сырья — минералов и пород, изучению минеральных парагенезисов и условий формирования месторождений самоцветов, изучению типоморфных особенностей самоцветного сырья отдельных месторождений, а также синтетических аналогов минералов. Представлены оригинальные результаты изучения самоцветного сырья с помощью рамановской спектроскопии и других физических методов.

Сборник представляет интерес не только для специалистов по драгоценным и цветным камням, но и для широкого круга минералогов и всех лиц, интересующихся этим предметом.

The volume includes reports on investigation and description of new gem minerals and rocks, mineral parageneses and conditions of formation of gem deposits, typomorphic features of gem minerals from individual deposits and synthetic analogues of minerals. Interesting data on gem minerals investigation by the Raman spectroscopy and other physical methods are presented.

The volume is of interest not only for specialist in precious and gem stones, but also for a wide circle of persons interested in the subject.

Редакционная коллегия

Акад. А. В. Сидоренко — гл. редактор, акад. В. С. Соболев, проф. Д. В. Рундквист, проф. И. И. Шафрановский, канд. геол.-мин. наук С. С. Савкевич — отв. ред., канд. геол.-мин. наук В. В. Буканов

Editorial board

Acad. A. V. Sidorenko — Principal Editor, acad. V. S. Sobolev, prof. D. W. Rundkwist, prof. I. I. Shafranowsky, dr. S. S. Savkevich — Editor, dr. V. V. Bukanov

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемый сборник содержит тексты докладов по проблеме «Самоцветы», представленных на XI съезд ММА, который состоялся 4—10 сентября 1978 г. в г. Новосибирске.

Тематика докладов определялась задачами «Рабочей группы по самоцветному сырью», вновь созданной в рамках ММА. К ним относится: а) изучение и описание нового самоцветного сырья — минералов и пород; б) изучение минеральных парагенезисов и условий формирования месторождений самоцветов; в) изучение типоморфных особенностей самоцветного сырья отдельных месторождений, а также синтетических аналогов минералов; г) разработка диагностических критериев и др. Все эти направления в той или иной мере нашли отражение в настоящем томе.

Мы хотим надеяться, что предлагаемая работа и результаты дальнейшей деятельности «Рабочей группы по самоцветному сырью» в перечисленных направлениях будут представлять не только научный интерес, но и практическую ценность.

С. С. Савкевич

Les limites de la microsonde Raman-laser sont celles du microscope optique classique qui lui est associé, une trop grande opacité des matières (alliages, minéraux métalliques) rendant impossible toute observation, car il est nécessaire que le faisceau de photons généré par laser pénètre de quelques microns dans l'échantillon pour que l'on puisse obtenir un spectre de vibration moléculaire (diffusion de la lumière par effet Raman).

Dans le présent travail nous avons plus particulièrement étudié en inclusion dans des gemmes des minéraux comportant les groupements PO_4^{2-} , SiO_4^{2-} , CO_3^{2-} , un sulfure de zinc et une inclusion fluide biphasée (CO_2 liquide— CO_2 gazeux).

Le faisceau laser n'a laissé aucune trace sur les échantillons étudiés. Les spectres caractéristiques pour chaque espèce minérale s'expliquent de la manière suivante.

Principe de l'effet Raman

Si un faisceau de lumière monochromatique de fréquence ν_0 éclaire une substance diffusante, l'observation de la lumière diffusée montre à côté et de part et d'autre de la raie de diffusion Rayleigh (radiation excitatrice) une série de raies beaucoup plus faibles de fréquence:

$$\begin{array}{lll} \nu_0 - \nu_1 & \nu_0 - \nu_2 & \text{raies Stokes} \\ \nu_0 + \nu_1 & \nu_0 + \nu_2 & \text{raies anti-Stokes} \end{array}$$

Ces fréquences ν_1 , ν_2 , ν_3 , caractéristiques du milieu diffusant, sont indépendantes de la longueur d'onde excitatrice et appartiennent au spectre de vibration de la substance. C'est cette diffusion avec changement de fréquence qui est appelée «Effet Raman». L'enregistrement du spectre* permet d'obtenir directement $\Delta\nu = \bar{\nu}_0 - \bar{\nu}_1$.

Les fréquences caractéristiques de l'effet Raman sont les fréquences propres des oscillations des atomes à l'intérieur des édifices polyatomiques.

On a montré que la présence dans un édifice moléculaire complexe de certains groupes d'atomes (tels que les groupes CO_3^{2-} , PO_4^{2-} , SiO_4^{2-} ou d'autres) donne lieu à la production de vibrations fondamentales dont les fréquences sont à peu près indépendantes du reste de la molécule; ce sont des vibrations dans lesquelles les atomes du groupe sont seuls à vibrer, soit qu'ils oscillent comme un bloc rigide par rapport aux atomes voisins, soit qu'ils oscillent les uns par rapport aux autres en un mouvement auquel ne participe pratiquement pas le reste de la molécule. La connaissance de telles fréquences caractéristiques du groupe fonctionnel est évidemment précieuse puisqu'elle permet par l'étude du spectre Raman de connaître si un composé contient ou non ce groupement fonctionnel. Cependant, la présence de groupement voisins ou de cations différents peuvent

* Cette opération ne dure que quelques minutes.

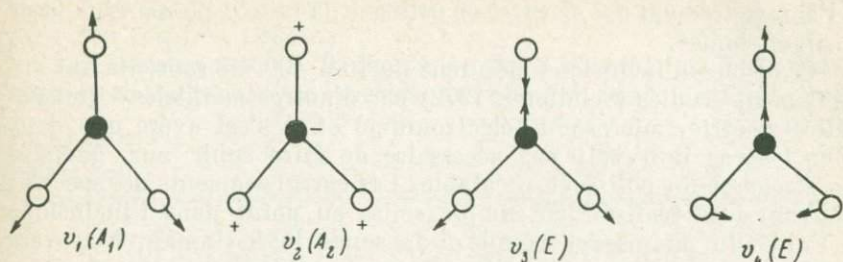


Fig. 1. Quatre modes normaux de vibration du group CO_3^{2-} .

Modes internes: $\nu_1=1087$, $\nu_2=1436$, $\nu_3=710$ cm^{-1} ; modes externes: 115, 183 cm^{-1} .

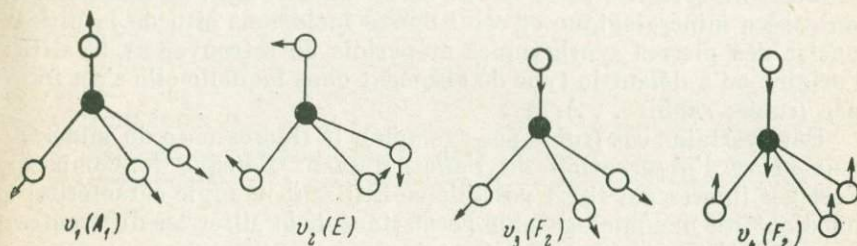


Fig. 2. Quatre modes normaux de vibration desgroupements PO_4^{2-} et SiO_4^{2-} .

SiO_4^{2-} : $\nu_1=800$, $\nu_2=500$, $\nu_3=1050$, $\nu_4=625$ cm^{-1} ; PO_4^{2-} : $\nu_1=970$, $\nu_2=358$, $\nu_3=1080$, $\nu_4=500$ cm^{-1} . A_1 — vibration totalement symétrique; E — vibration doublement dégénérée; F — vibration triplement dégénérée.

décaler légèrement les fréquences caractéristiques correspondant aux modes normaux de vibration.

Pour le groupe CO_3^{2-} (fig. 1) il existe quatre modes normaux de vibration, trois étant actifs en Raman: ν_1 , ν_3 , ν_4 et trois en infrarouge (Nakamoto, 1963).

Dans le cas des groupements PO_4^{2-} et SiO_4^{2-} (fig. 2) nous avons quatre modes normaux de vibration tous actifs en Raman (Nakamoto, 1963).

Les modes normaux de vibration augmentent et se compliquent lorsque le nombre d'atomes du composé augmente. De plus, dans le cas de composés cristallisés apparaissent des modes de vibration correspondant aux mouvements d'ensemble du cristal et certains modes de vibration primitivement dégénérés peuvent se séparer sous l'effet du champ cristallin.

Dans tous les cas, même lorsque le spectre est complexe et incomplètement interprété, il est toujours possible de faire le spectre d'un témoin et le comparer.

Détermination des gemmes et de leurs inclusions

Dans les cas des gemmes avec inclusions nous avons procédé avec la microsonde moléculaire à effet Raman (Delhaye, Dhamelin-court, 1975; Dhamelin-court, 1977; Dhamelin-court, Schubnel, 1977)

à l'enregistrement des spectres en utilisant la raie 514.5 nm d'un laser à argon ionisé.

Ces types d'inclusions mesurent de 10 à 400 microns, ils ont été également étudiés (Schubnel, 1972) par d'autres méthodes * (micro-réflextométrie, microsonde électronique) et il s'est avéré que dans tous les cas il n'était pas nécessaire de faire subir aux gemmes un sciage et un polissage préalable. Les enregistrements des spectres pouvant être réalisés par simple « mise au point dans l'inclusion » à l'aide du microscope couplé à la sonde laser-Raman, à travers un clivage, une face cristalline, ou une « table » ou autre « facette » d'une pierre précieuse taillée. Les deux opérations d'identification et d'authentification sont ainsi réalisées simultanément par deux ou plusieurs spectres, celui de la gemme matrice afin de déterminer son espèce minéralogique et celui de ses inclusions afin de la différencier des pierres synthétiques et parfois de retrouver sa localité d'origine ou à défaut le type de gisement dans laquelle elle s'est formée (rubis, saphir . . .).

Dans certains cas (rubis par exemple), la fluorescence du minéral peut gêner l'observation de l'effet Raman. Lorsque le composé n'est pas fluorescent il est possible en utilisant une raie caractéristique d'obtenir une micrographie permettant de localiser les différentes inclusions de même type in-situ.

Les spectres présentés ont été obtenus à partir d'échantillons sans préparation spéciale et ont permis l'identification d'inclusions solides ou fluides dans les gemmes suivantes (tab. 1).

Tableau 1
Certaines caractéristiques des minéraux

Minéral en inclusion	Minéral gemme matrice
Monazite	Corindon (saphir) Mogok, Birmanie
Britholite	Corindon (saphir) Anakie, Australie et Mogok, Birmanie
Sphalérite	Corindon (rubis) Mogok, Birmanie
Calcite	Corindon (rubis) Mogok, Birmanie
Pargasite	Corindon (saphir) Cachemire
Phlogopite	Corindon (saphir) Ceylon et Birmanie
Zircon	Corindon (saphir) Mogok, Birmanie
Apatite	Almandin-pyrope Gogogogo, Madagascar
Feldspath (microcline)	Béryl (aigue-marine) Téofilo-Otoni, Brésil
CO ₂ liquide et gazeux	Béryl (aigue-marine) Téofilo-Otoni, Brésil

Nous avons résumé dans les tableaux suivants les fréquences des raies et donné l'attribution des principaux mouvements de vibra-

* Les résultats ont été ainsi confirmées et affinés, car la sonde laser-Raman peut différencier par exemple la calcite de l'aragonite.

tion. Les spectres des inclusions sont pour la plupart comparés avec des spectres témoins.

A. Corindon (tab. 2, 3, fig. 3, 4). Sphalerite. Nous observons essentiellement un spectre du premier ordre caractéristique

Tableau 2

Matrice, cm^{-1}

Al_2O_3	Attribution
380	Mode externe (mouvements d'ensemble du réseau cristallin)
418	
648	Modes internes
748	
998	
1034	

Tableau 3

Minéraux en inclusion (groupement PO_4^{2-}), cm^{-1}

Monazite	Britholite	Apatite	Modes de vibration
222			Modes externes (réseau cristallin)
272			
289	284		
393	393		$\nu_2 \text{PO}_4^{2-}$
461	471	430	
		457	$\nu_4 \text{PO}_4^{2-}$
625	626	590	
		607	
	878		$\nu_1 \text{PO}_4^{2-}$
969	980	963	
1011		1044	$\nu_3 \text{PO}_4^{2-}$
1060	1071	1070	

Tableau 4

Les fréquences correspondant aux modes de vibration, cm^{-1}

CaCO_3	Mode de vibration
145	Modes externes
280	
706	$\nu_4 \text{CO}_3^{2-}$
1080	$\nu_1 \text{CO}_3^{2-}$
1436	$\nu_3 \text{CO}_3^{2-}$

Tableau 5

Les fréquences des raies et l'attribution des mouvements de vibration, cm^{-1}

Pargasite	Attribution
170	Modes externes
232	
381	Vibration métal—oxygène et déformation Si—O—Si
434	
520	Si—O—Si chaîne pyroxéne
670	
932	νSiO
1025	

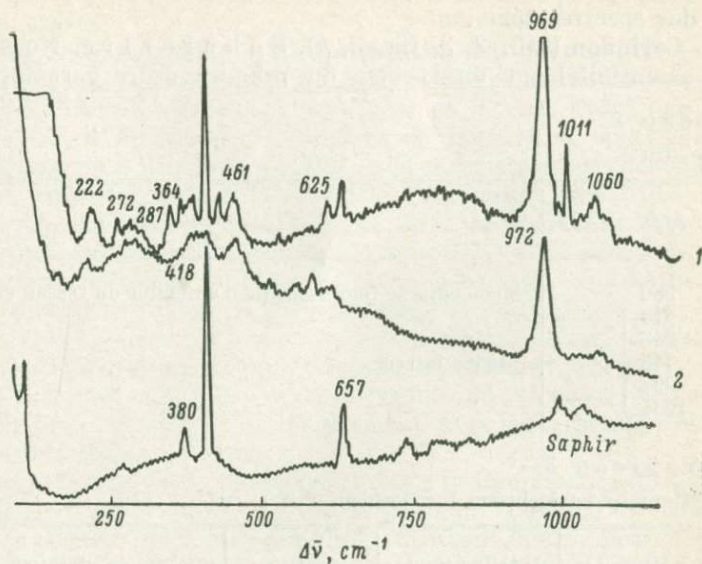


Fig. 3. Le spectre de monazite (minéral en inclusion 1 et minéral témoin 2).

Fig. 3—12. Exc: 5145 Å, argon ionisé

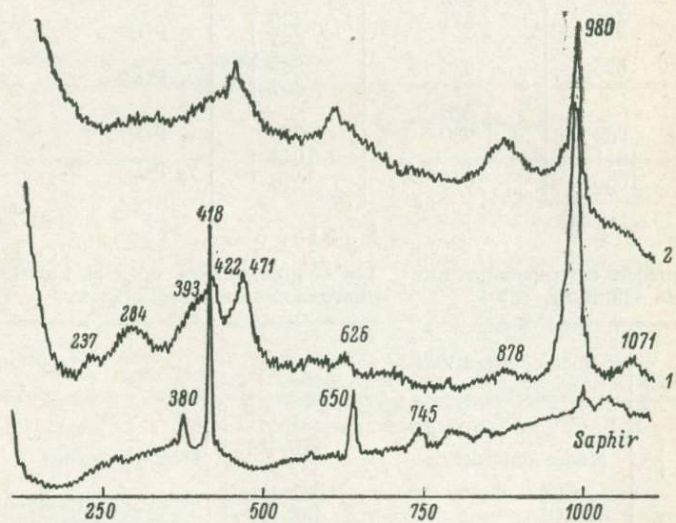


Fig. 4. Le spectre de britholite (minéral en inclusion 1 et minéral témoin 2).

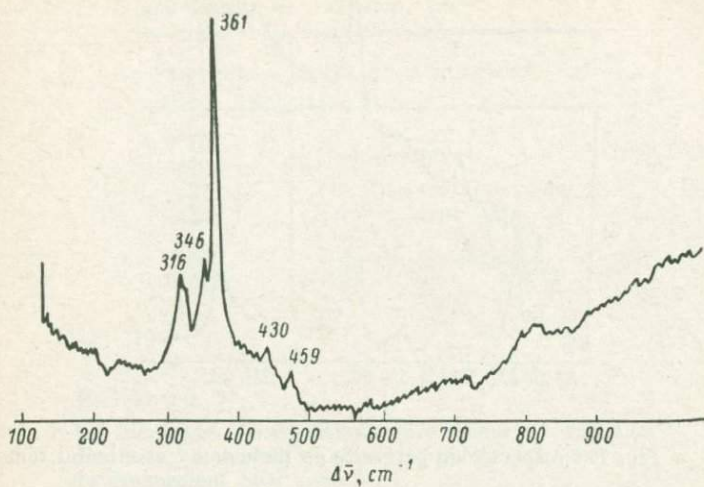


Fig. 5. Le spectre de sphalérite en inclusion dans le corindon (rubic).

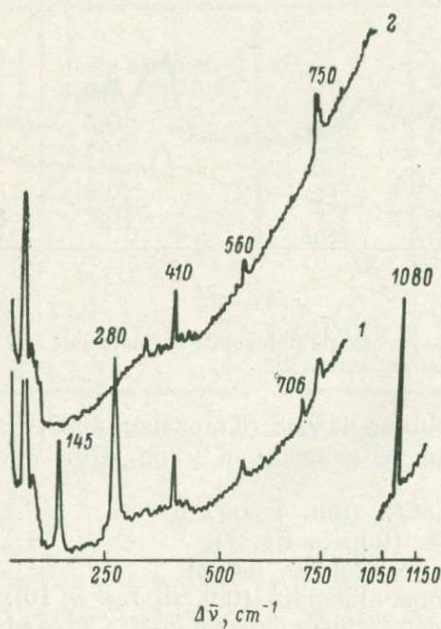


Fig. 6. Le spectre de calcite CaCO_3 en inclusion 1 dans corindon (rubic) 2.

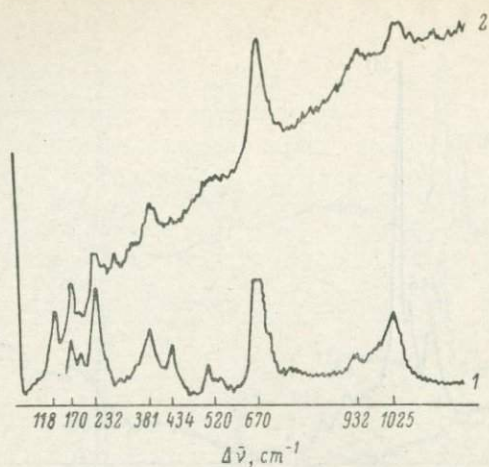


Fig. 7. Le spectre de pargasite en inclusion 1 et minéral témoin 2.

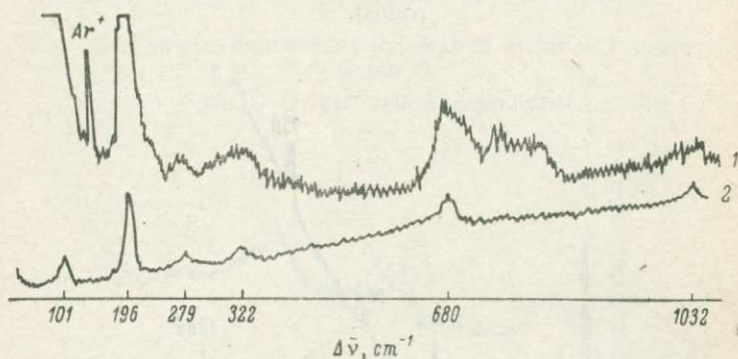


Fig. 8. Le spectre de phlogopite en inclusion 1 et minéral témoin 2.

de la structure cubique de ZnS (Krauzman, 1968; Balkanski, 1971). Les fréquences sont suivantes, cm^{-1} : 228, 316, 346, 361, 430, 457, 703, 795 (fig. 5).

Calcite CaCO_3 (tab. 4, fig. 6).

Pargasite (tab. 5, fig. 7).

Phlogopite (tab. 6, fig. 8).

B. Grenat pyrope-almandin (tab. 6, fig. 9, 10). Les inclusions d'apatite ont été déterminées dans un grenat de Madagascar. Les valeurs des fréquences des raies de ce grenat sont comparées avec celles du zircon (inclusions dans saphir) dans le tab. 7. Les valeurs des fréquences des raies de l'apatite sont comparées avec celles d'autres phosphates en inclusions dans les saphir (tab. 3).

Tableau 6

Les fréquences des raies et l'attribution des mouvements de vibration, cm^{-1}

Phlogopite	Attribution
101 } 196 } 279 } 322 }	Modes externes Vibration métal-oxygène et déformation
680	ν Si—O—Si (chaîne)
1032	ν SiO

Tableau 7

Les fréquences correspondants aux modes de vibration de zircon (inclusion) et almandin-pyrope (matrice) du groupement SiO_4^{2-} , cm^{-1}

Zircon	Modes de vibration	Grenat almandin-pyrope	Modes de vibration
198 } 212 } 223 }	Modes externes (réseau cristallin)		
357	$\nu_4 \text{SiO}_4^{2-}$	344	$\nu_4 \text{SiO}_4^{2-}$
437	$\nu_2 \text{SiO}_4^{2-}$	498	$\nu_2 \text{SiO}_4^{2-}$
		548	
978	$\nu_1 \text{SiO}_4^{2-}$	860	
1005	$\nu_3 \text{SiO}_4^{2-}$	914	$\nu_1 \text{SiO}_4^{2-}$
		1036	$\nu_3 \text{SiO}_4^{2-}$

Tableau 8

Matrice, cm^{-1}

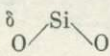
Béryl	Attribution
321	δ 
396	
422	
444	
684	ν Si—O—Si
772	
1007 } 1070 }	ν SiO

Tableau 9

Microcline inclusion (Karr, 1975), cm^{-1}

Microcline	Attribution
152	Modes externes
184	
252	
265	
288	
334	
460	
480	δ Si—O—Si
512	
806	ν Si—O—Si

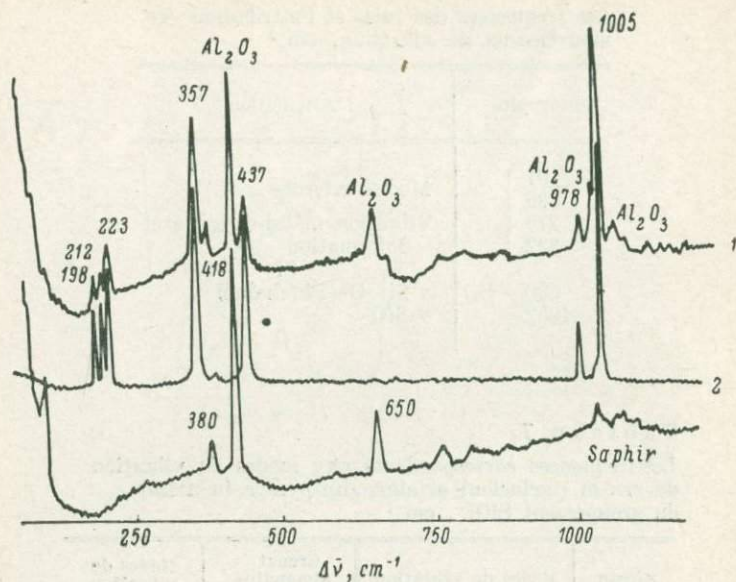


Fig. 9. Le spectre de zircon (minéral en inclusion 1 et minéral témoin 2),

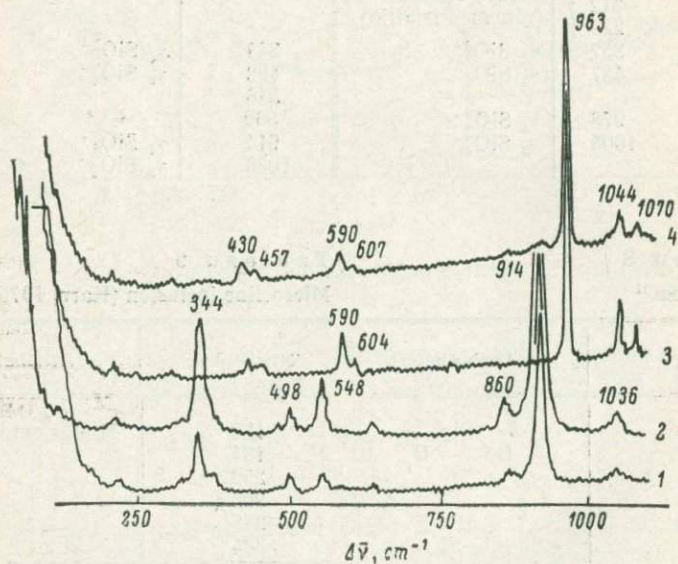


Fig. 10. Le spectre du grenat de Madagascar est comparé à celui d'un almandin témoin.

1 — grenat almandin; 2 — grenat; 3 — témoin apatite; 4 — inclusion apatite.

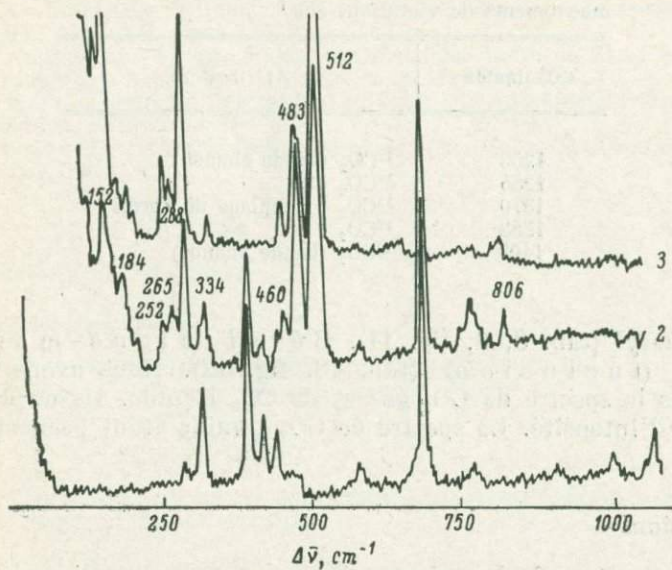


Fig. 11. Les spectres de béryl (aigue-marine).

— béryl (aigue-marine); 2 — inclusion microcline; 3 — témoin microcline.

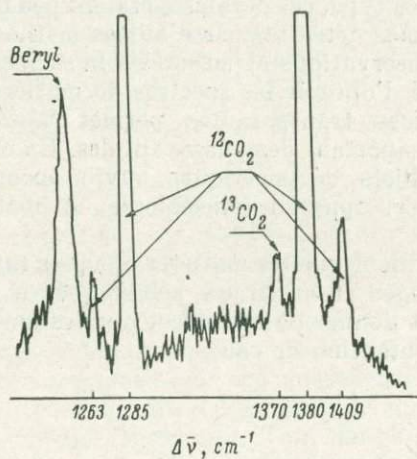


Fig. 12. Le spectre de CO_2 (inclusion fluide).

Tableau 10

Les fréquences des raies et l'attribution des mouvements de vibration, cm^{-1}

CO ₂ liquide	Attribution
1263	¹² CO ₂ (bande chaude)
1285	¹³ CO ₂ } couplage de Fermi
1370	¹³ CO ₂ }
1388	¹² CO ₂ }
1409	¹² CO ₂ (bande chaude)

C. Beryl (tab. 8, 9, fig. 11). B é r y l (a i g u e - m a r i n e).

CO₂ (i n c l u s i o n) (t a b . 1 0 , f i g . 1 2). Nous avons obtenu à la fois le spectre de CO₂ gaz et de CO₂ liquide. Ils ne diffèrent que par l'intensité. Le spectre de CO₂ liquide étant beaucoup plus intense.

Conclusions

Les résultats de la présente étude montrent que l'emploi de la microsonde laser-Raman est très commode et très adapté à l'étude des matières particulièrement précieuses que sont les gemmes.

Le travail à l'air libre et non dans une enceinte où le vide est très poussé, l'absence de détérioration des échantillons permettra de nombreuses études de ce type, ces dernières étaient peu fréquentes en raison du prix des gemmes détruites par d'autres méthodes qui ne permettaient que des observations et mesures à la surface des échantillons.

La possibilité d'obtenir les spectres de matières situées à l'intérieur des matrices transparentes permet aussi l'identification des inclusions comportant des phases fluides. En outre, la possibilité d'étudier des objets décimétriques ouvre encore plus l'éventail d'utilisation de cet appareil (muséologie, archéologie, cosmo-minéralogie etc.).

Il demeure évident que les matières opaques sur quelques microns d'épaisseur (alliages et minéraux métalliques à pouvoir réflecteur élevé) ne peuvent donner de spectre et que les matrices trop fluorescentes gênent l'obtention de ceux-ci.

References

- Balkanski. Light Scattering in Solids. International Conference, Paris, 1971.
- Delhaye M., Dhameincourt P. Raman microprobe and microscope with laser excitation. — Journal of Raman Spectroscopy, 1975, 3.
- Dhameincourt P. Laser Molecular Microprobe. — Lasers in Chemistry, Elsevier editor, 1977.

- D h a m e l i n c o u r t P., S c h u b n e l H. J. La microsonde moléculaire à laser et son application à la minéralogie et la gemmologie. — Revue de gemmologie A. F. G., 1977, N 52.
- K a r r C. Infrared and Raman Spectroscopy of Lunar and Terrestrial Minerals. Academic Press, 1975.
- K r a u z m a n M. Spectre Raman du deuxième ordre de ZnS. — Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 1968, 266.
- N a k a m o t o. Infrared Spectra of Inorganic and Coordination Compounds. London, Wiley, 1963.
- S c h u b n e l H. J. Piérrres précieuses dans le monde. — Horizons de France, Paris, 1972.

УДК 549.091/892.1/2 (47+57+44)

С. С. Савкевич (СССР)

НОВОЕ В МИНЕРАЛОГИЧЕСКОМ ИЗУЧЕНИИ ЯНТАРЯ И НЕКОТОРЫХ ДРУГИХ ИСКОПАЕМЫХ СМОЛ

S. S. Savkevich (USSR)

NEW DEVELOPMENTS IN AMBER AND OTHER FOSSIL RESINS
MINERALOGICAL STUDIES

2882
Museum samples and some recent finds of amber-like fossil resins in the USSR territory have been investigated with the help of modern physics methods (mainly IR-spectrometry). It has been found that many fossil resins, designated as amber proper (succinite) are not such. This concerns the finds in the North of Archangelsk area, the Far East, Kamchatka and the Urals. They are not of value for jewelry. At the same time fossil resins, possessing good mechanical and decorative properties, fit for jewelry occur in the Isle of Sakhalin and the Transcaucasus. These are rumanite analogues. Geochemical conditions of fossil resins fossilization responsible for formation of succinite, rumanite and schraufite are shown in the paper. Investigation of museum collections of amber and amber-like fossil resins will make it possible to revise the names given to them without thorough mineralogical study necessary for this purpose.

Более двух тысячелетий янтарь привлекает внимание ученых, которых интересует его происхождение, состав и свойства. Благодаря своему привлекательному цвету и блеску, способности легко поддаваться механической обработке он еще со времен мезолита стал излюбленным материалом для украшений. Эти качества делают его весьма популярным и в наши дни.

Однако еще Плиний Старший и даже некоторые из его предшественников обратили внимание на то, что добываемый в разных местах янтарь различается по своим свойствам, и на этом основании обозначали его разными терминами. Так, например, Филемон отмечал, что в Скифии янтарь добывается в разных местах: в одном — белый, похожий на воск, и желтый (electrum), в другом — красный (sualiternicum). И если литературные источники той эпохи не донесли до нас больше информации о различиях в других свойствах янтареподобных смол, то в известной работе аль-Бируни «Собрание

сведений для познания драгоценностей» уже содержатся сведения о различиях янтаря и других, внешне похожих на него смол как по органолептическим свойствам, так и по плотности и поведению при нагревании. Позже, уже в эпоху Великих географических открытий, когда в Европу стал поступать копал из Центральной и Южной Америки, стали известны его отличия от янтаря по запаху, различному отношению к механической обработке и различным лечебным свойствам.

Недостаточное развитие химических методов исследования минерального сырья вплоть до начала XIX в. было причиной того, что в течение многих столетий единственным методом анализа янтаря была его сухая перегонка. Она не давала достаточной информации о составе и химическом строении вещества. XIX в. приносит в минералогию химические методы и существенно меняет содержание и задачи этой науки в направлении исследования химических свойств и состава минералов. Новый, химический этап изучения янтаря и других ископаемых смол открывает монография Й. Ф. Йона (John, 1816). В ней автор широко использует новые методы химического анализа и на их основе дает характеристику известным к тому времени горючих ископаемых. Химические характеристики (элементарный состав и др.) в совокупности с изучением физических свойств дают основание автору производить классификацию изучаемых им веществ.

Впервые в литературе Й. Ф. Йон делает различие между вязкими и хрупкими ископаемыми смолами, называя первые «благородным янтарем», а вторые «ординарным янтарем». Отличительными чертами последнего являются: нахождение в бурогольных залежах, высокая хрупкость, легкоплавкость, слабоароматический вкус, пониженное содержание или отсутствие янтарной кислоты и повышенная растворимость в спирту. Перечень месторождений «ординарного янтаря», который приводит этот автор, позволяет заметить, что под этим названием он объединил ископаемые смолы, известные в наше время как геданит, валховит, ретинит, а также ряд других впоследствии недостаточно минералогически охарактеризованных объектов.

Развитие минералогии, с одной стороны, и большая доступность янтаря как материала для исследований вследствие заметного послабления, а затем и полной отмены «янтарной регалии» — государственной монополии Пруссии на добычу, скупку, продажу и обработку янтаря, с другой стороны, способствуют новым достижениям в области изучения янтаря и янтареподобных ископаемых смол. Поэтому в следующей монографии, посвященной янтарю (Ауске, 1835), изучение большой статистической выборки янтаря, добываемого на балтийском побережье, позволило автору заметить, что среди его облачной и прозрачной разновидностей попадаются куски, отличающиеся повышенной хрупкостью, сильным стекляннным блеском и белой пылеватой выветрелой коркой. Он отмечает, что

эти образцы по свойствам напоминают копал.* Наблюдаются также переходные разности от копаловидной смолы к янтарию.** Они, по мнению автора, являются «несовершенным янтарем» из-за пониженного содержания янтарной кислоты и отличия в физических свойствах. Одновременно он упоминает о находке темно-серых, коричневых и черных смол, не являющихся ни гагатом, ни каменным углем, отличающихся по свойствам и, следовательно, по составу от янтара. Таким образом, уже в первой трети XIX в. были отмечены существенные различия в свойствах и составе янтарепоподобных ископаемых смол, что легло в основу и во многом предопределило минералогическое направление изучения ископаемых смол в последней четверти XIX — начале XX в.

Интенсификация добычи янтара в конце 60-х, начале 70-х годов XIX в. дает новый толчок его всестороннему изучению. Однако минералогическое изучение янтара и янтарепоподобных ископаемых смол существенно стимулируется еще рядом факторов, важнейшим из которых явилось развитие топографической минералогии и, что довольно неожиданно, потребностями археологии в определении места добычи сырья для янтарных изделий, находимых при археологических раскопках в Средиземноморье, на что было обращено серьезное внимание еще на первых международных антропологических и археологических конгрессах в Копенгагене (1869), Болонье (1871), Стокгольме (1874), Будапеште (1876).

Развитие топографической минералогии способствовало новым находкам ископаемых смол на территории Центральной и Западной Европы, а их отличие по физическим (цвету, блеску, прозрачности, хрупкости, температуре плавления и др.) и химическим (растворимости в органических растворителях, элементарному составу, отсутствию янтарной кислоты) свойствам, условиям нахождения, морфологии и текстуре от балтийского янтара способствовало их выделению под самостоятельными минералогическими названиями, авторами которых были такие авторитетные исследователи, как Джонстон (миддлетонит),²¹ Гайдингер (валховит), Гаусманн (копалин, впоследствии копалит), Рейсс (пироретин), Цефарович (яулингит), Гюмбель (зусомит), Чермак (тринкерит), Шрекингер (шрауфит, мукит, нейдорфит), Дельтер (кёфлахит) и др. Однако оставалось большое число находок ископаемых смол, не отличающихся столь разительно от янтара, которые по разным причинам (недостаточный для проведения анализов объем находки, отсутствие у исследователя материала для сравнения, необходимой лабораторной базы или квалификации) не подвергались детальному изучению и, исходя из принципа «желтая, прозрачная (в большей или

²¹* Впоследствии (Helm, 1878) эта ископаемая смола была выделена как самостоятельный минеральный вид и получила название «геданит».

²²** Эти наблюдения были подтверждены последующими работами других исследователей.

меньшей мере) и горит», без достаточных оснований были отнесены к янтарю.

Таким образом создалась парадоксальная ситуация, породившая две логически взаимно исключающиеся тенденции: с одной стороны, серьезные ученые стремились к выделению доступными им в то время комплексами методов различных ископаемых смол, отличающихся как по физическим свойствам, так и по химизму и тем самым по молекулярному строению), с другой стороны, некоторые исследователи объединяли под названием янтарь любые внешне похожие ископаемые смолы, не определяя их сходство или различие по всем доступным изучению физическим и химическим свойствам.

Развитие первой из перечисленных тенденций мы находим в цикле работ О. Гельма, посвященном янтарю и янтареподобным ископаемым смолам. Исследуя доступным ему комплексом методов физические и химические свойства янтареподобных ископаемых смол в совокупности с их морфологическими особенностями, он выделяет среди них геданит (Helm, 1878), глессит (Helm, 1881), симетит (Helm, Conwentz, 1886), румэнит (Helm, 1891), бирмит (Helm, 1893). Как упомянутые здесь, так и другие не упомянутые минеральные виды ископаемых смол нашли свое место во всех серьезных справочниках и руководствах по минералогии (Dana, 1892; Doelter, 1931; Орлов, Успенский, 1936; Неу, 1955; Штрунц, 1962; Лазаренко, 1963, и др.).

Последняя тенденция по существу является антинаучной, так как по правилам научной терминологии, существующим как в химии, так и в минералогии (а также в других науках), недопустимо использование одного и того же термина для обозначения веществ (или объектов) различного химического строения. Тем более удивительно, что такое недостаточно ответственное отношение к терминологии ископаемых смол прослеживается и в наши дни. Это приводит к странным ситуациям, когда авторы чисто умозрительно без проведения специальных исследований, опровергающих обоснованность выделения известных ранее минеральных видов ископаемых смол, объединяют их под общим термином «янтарь»,* основываясь лишь на общности их растительного происхождения и свойстве горючести как основном признаке каустобиолитов (Трофимов, 1973). Это приводит не только к терминологической путанице, но

* Термин «янтарь» пришел в русский язык, по-видимому, через угорское слово «гиганта» и литовское «гинтарас» от племен балтов, заселявших юго-западное побережье Балтийского моря и впервые ознакомившихся там с интересующим нас объектом. Более 97% от веса ископаемых смол, выбрасываемых морем на балтийском побережье, составляет именно янтарь, обозначенный впоследствии международным минералогическим термином «сукцинит». Поэтому исходя из существующих правил научной терминологии термин «янтарь» имеет в русском языке право приоритета и является закрепленным, его использование применительно к другим ископаемым смолам, отличающимся по химической структуре, недопустимо.

и к искажению известных фактов, когда, например, параметры и свойства стантинита приписываются янтарию (Трофимов, 1974). Возможно, подобное игнорирование правил научной терминологии имеет место оттого, что В. С. Трофимов не относит янтарь к числу минералов, аргументируя это целой системой доводов. Главнейшим из них В. С. Трофимов считает растительное происхождение янтара. Однако если следовать предлагаемому им генетическому признаку, то из-за биогенного генезиса нельзя было бы считать минералом и кальцит, слагающий раковины и их обломки в ракушнях и органогенных известняках, а также различные минералы, возникшие в результате жизнедеятельности бактерий. По-видимому, биогенный генезис сам по себе еще недостаточный аргумент, чтобы исключать янтарь из числа минералов.

Следующим основным отличием янтара и прочих ископаемых смол от неорганических минералов В. С. Трофимов (1973, 1974, 1978) считает отсутствие стехиометрии и колебания в их элементарном составе. Справедливости ради следует отметить, что во второй половине XX в. уже никто (кроме, видимо, В. С. Трофимова) не считает точный стехиометрический состав основным условием отнесения физически индивидуализированных продуктов геохимических процессов к числу минералов, а значительные колебания состава и свойств в пределах одного индивида — поводом для исключения данного объекта из числа минералов. В этом нетрудно убедиться, взяв наугад несколько обзоров новейших анализов состава минералов. Поэтому декларируемый В. С. Трофимовым довод, будто бы «... не имеется ни одного минерала с такой изменчивостью состава и свойств, как у янтара» (1978, с. 130) не отвечает действительности, хотя именно этот вывод использован им для исключения янтара из числа объектов минералогии. Широко известны также колебания состава и свойств неорганических минералов в пределах одного кристалла (или зерна) и способность некоторых из них изменяться в атмосферных условиях. Таким образом, приводимые им доводы за исключение янтара из числа минералов не являются обоснованными.

Истины ради следует отметить, что выделение некоторых минеральных видов ископаемых смол было недостаточно корректным, поскольку оно имело место без достаточно полной характеристики исследуемых объектов исходя из аналитических возможностей того времени. Кроме того, давно было отмечено, что такие физические свойства, как плотность, показатель преломления, цвет, прозрачность, блеск, твердость, люминесценция, способность электризоваться при трении недостаточны для цели диагностики. Это же относится к таким химическим параметрам, как иодное число, число омыления, кислотное число и элементарный состав (С, Н, N). Углубленное изучение химизма ряда ископаемых смол, но главным образом янтара (Tschirch, 1923), методом дробного экстрагирования привело к выделению из его состава нескольких более или

менее индивидуализированных химических соединений,* использование которых для целей диагностики по ряду причин оказалось непригодным.

Развитие в последние десятилетия ряда физических и физико-химических методов и их приложение к изучению органического вещества открыло новые возможности в области изучения и диагностики янтаря и прочих ископаемых смол как минералов полимерного строения (Савкевич, 1970). Весьма полезным и перспективным оказался метод ИК-спектроскопии, позволяющий однозначно диагностировать внешне трудно различимые минеральные виды ископаемых смол и выявить некоторые особенности их химической структуры (Савкевич, Шахс, 1964; Савкевич, Попкова, 1973, 1978). Определенный интерес для этих целей представляет также масс-спектрометрия в варианте ионизации поля (Eichhoff, Mischer, 1972), однако вследствие уникальности и высокой стоимости необходимой аппаратуры его широкое использование для диагностики ископаемых смол существенно ограничено.

Необходимо напомнить, что далеко не все находки янтаря, известные из литературных источников, являются таковыми в действительности. Это обусловлено несколькими причинами и прежде всего отсутствием четких диагностических признаков, которые позволили бы тогда отличать визуально янтарь от янтареподобных ископаемых смол. Поэтому нами была предпринята ревизия ископаемых смол из ряда местонахождений СССР на предмет установления их минералогической принадлежности и степени пригодности для нужд ювелирной промышленности.

Использование ИК-спектроскопии в комплексе с другими современными физическими и физико-химическими, а также традиционными методами исследования позволило установить, что ископаемые смолы побережья Архангельской области идентичны образцам ископаемых смол меловых отложений Хатангского прогиба и вопреки существующим высказываниям не являются янтарем (сукцинитом) и не представляют интереса для ювелирной промышленности (рис. 1). Эти выводы подтверждаются изучением более 5000 образцов. К такому же выводу мы приходим, анализируя оригинальные образцы А. Миддендорфа, собранные в середине XIX в. в бассейне р. Хеты и определенные им как янтарь. То же было установлено в результате диагностики сотен образцов из меловых отложений бассейна рек Пясины и Вилюя, а также единичных образцов, найденных на Среднем Урале, мысе Тайганос (Магаданская область), Новосибирских островах.

* В этой связи необходимо отметить, что иногда отдельные авторы ошибочно трактуют янтарь как смесь выделенных из него при пиролизе или дробном экстрагировании продуктов, что недопустимо, поскольку эти продукты получены в процессе аналитических операций с разрывом химических связей высокомолекулярных соединений, которыми являются как янтарь, так и прочие ископаемые смолы.

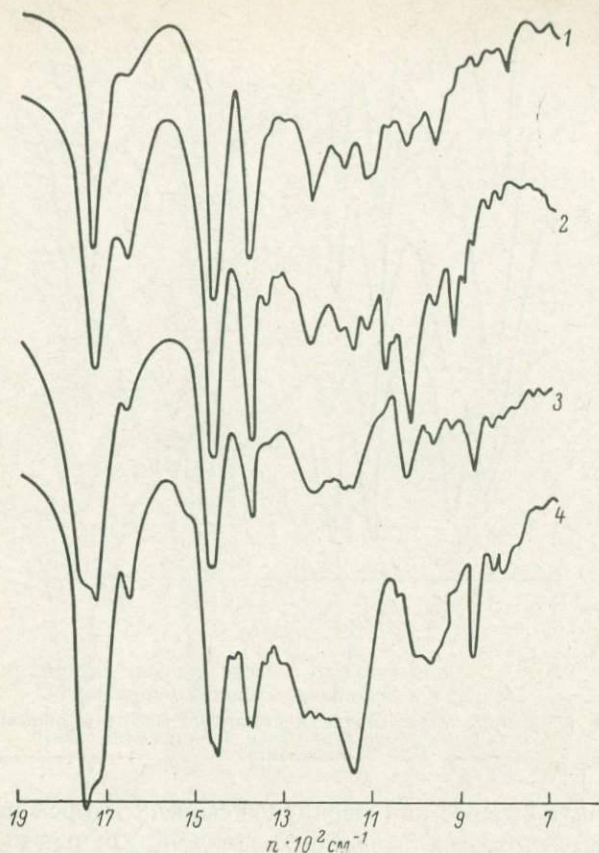


Рис. 1. Сопоставление типичных ИК-спектров ископаемых смол из разных местонахождений с ИК-спектром янтаря (сукцинита) 4.

1 — спектр специфического вида смол мелового возраста из Хатангской впадины, а также Архангельской области, Аляски и штата Вашингтон (США); 2 — спектр специфического вида смол мелового возраста из Хатангской впадины и Архангельской области; 3 — спектр геданита, идентичный для ископаемых смол Среднего Урала, мыса Тайганос, ископаемых смол Хатангской впадины.

Здесь и далее: по оси абсцисс — волновые числа $\nu \cdot 10^2 \text{ см}^{-1}$; по оси ординат — пропускание.

Изучение большой выборки (порядка 1 тыс.) образцов ископаемых смол из меловых отложений северо-восточного склона Малого Кавказа показало, что изученные образцы не являются янтарем. Среди них присутствуют по крайней мере два вида ископаемых смол, отличающихся как по химической структуре, так и по свойствам (рис. 2). Один из них, встречающийся преимущественно в местонахождении Горчу, является аналогом румэнита и может

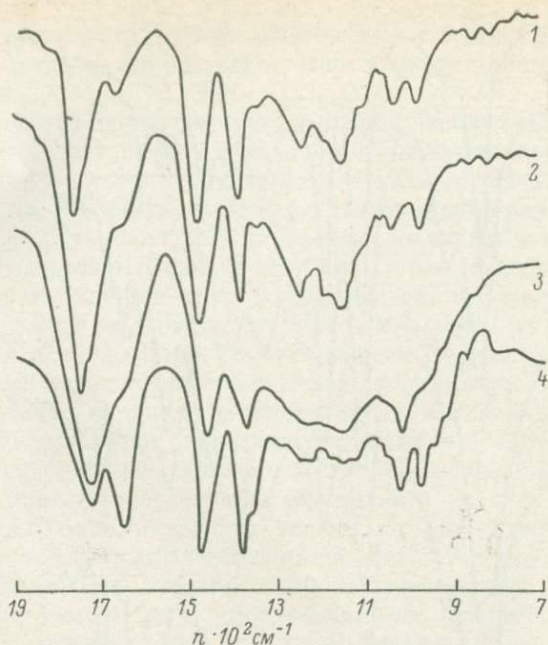


Рис. 2. Сопоставление ИК-спектров типичных образцов ископаемых смол Закавказья.

1 — месторождение Горчу; 2 — типичный спектр румэнита; 3 — месторождение Агджакед; 4 — типичный спектр копалита.

представлять интерес как ювелирное сырье.* Второй не представляет такого интереса вследствие высокой хрупкости и, скорее всего, относится к ряду валховита.

Поскольку ископаемые смолы из меловых отложений Закавказья известны в литературе под названием копалита (Гроссгейм, 1939) и копала (Эфендиев, 1957), мы провели их сравнение с копалитом, эталонный образец которого нам был любезно предоставлен Британским музеем (№ 60836). Различие в химической структуре, установленное, в частности, по ИК-спектрам (рис. 2), показывает, что использование терминов «копал» и «копалит» в отношении к ископаемым смолам Закавказья неправомерно.

Интересные результаты дало также минералогическое изучение ископаемых смол Сахалина. Оказалось, что они относятся преимущественно к румэнтиту (рис. 3) и могут быть использованы в ювелирных изделиях.

Для Карпатского ареала выявлена четкая приуроченность сукцинина лишь к спокойным платформенным условиям залегания

* Не исключено, что известный крупный обработанный образец коричневой ископаемой смолы из Ирана (Hunger, 1977) относится именно к этому минеральному виду.

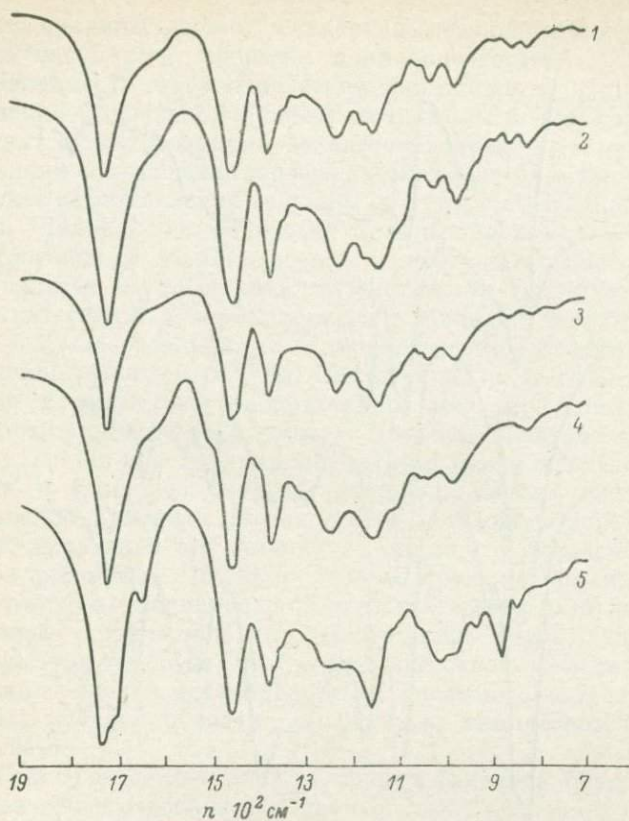


Рис. 3. Сопоставление ИК-спектров типичных образцов румэнита из Румынии (1), делиядинита (2), румэнита с о. Сахалин (3), шрауфита (4), сукцинита (5).

вмещающих пород. В складчатых зонах развиты преимущественно румэнит и шрауфит. Специальный анализ ископаемых смол Карпат показал, что выделенный ранее минеральный вид — делиядинит — по ИК-спектрам и другим свойствам является аналогом румэнита (рис. 3).

Весьма важное значение для минералогической систематики, топографической минералогии и поисков ценных для ювелирной промышленности ископаемых смол имеет выявленная нами закономерность, что, как правило, в пределах одного местонахождения совместно встречается несколько минеральных видов ископаемых смол. Наиболее наглядно это иллюстрирует Пальмникенское месторождение, где кроме янтаря (сукцинита) известно еще 5 минеральных видов ископаемых смол (рис. 4). Подобная ситуация наблюдается в местонахождениях Арктического ареала, хотя их число там несколько ниже, на о. Сахалине, ряде местонахождений США

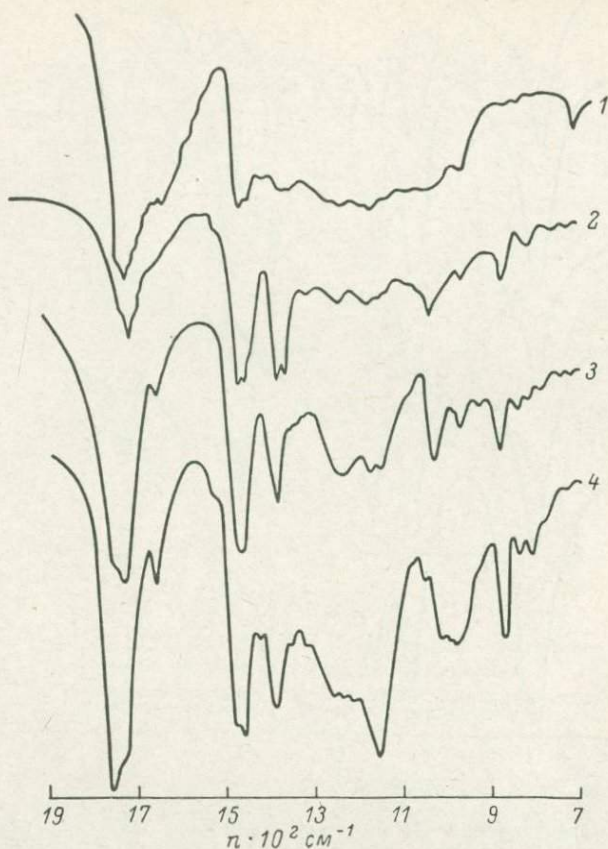


Рис. 4. Сопоставление ИК-спектров ископаемых смол Пальменикенского месторождения.

1 — стантинит, 2 — глессит; 3 — геданит; 4 — сукцинит.

и в других районах. Весьма примечательно, что ископаемые смолы, находимые в Бирме и известные в литературе как бирмит, по нашим данным, представлены по меньшей мере двумя минеральными видами, один из которых является аналогом румэнита.

Формирование различных минеральных видов ископаемых смол обусловлено (Савкевич, 1970; 1973) первичными палеоботаническими и вторичными литогенетическими факторами. Первые из них — биогенная специфика экскретов растений-производителей на уровне вида и различия физиологических и климатических условий, изменяющие, например, соотношение терпенов и смоляных кислот в смолах к моменту выделения живицы. Затем под действием солнечного тепла идут процессы, заметно нивелирующие химический состав экскретов: изомеризация, сокращающая раз-

нообразии смоляных кислот, и испарение легколетучих соединений. Попутно начинаются процессы поликонденсации.

В зависимости от геохимической обстановки на первых этапах захоронения (в почве «янтарного» леса) смолы подвергаются превращениям: от авторедукции до автоокисления, — в разной мере изменяющим соотношение периферических функциональных групп, а в случае автоокисления ведущим и к изменению полимерного каркаса. Дальнейшие различия, главным образом в текстуре, структуре, молекулярном строении и некоторых физических свойствах, зависят от различной интенсивности проявления таких агентов катагенеза, как температура и давление, что обусловлено, в свою очередь, различиями в геологических условиях областей захоронения ископаемых смол. Подтверждение этого вывода было получено в результате лабораторного моделирования процесса превращения сукцинита в румэнит. Наконец, заметное влияние на текстуру, состав и молекулярное строение оказывают гипергенные факторы, и в первую очередь кислород. Именно гипергенному превращению румэнита обязан своим появлением шрауфит, как показало сравнение его эталонного образца с окисленной зоной образцов румэнита. Частным случаем превращения ископаемых смол является их осернение на стадиях диагенеза и (или) катагенеза, приводящее к появлению их специфических видов. Обращает на себя внимание тот факт, что вследствие сходного сочетания геологических условий fossilization ископаемые смолы весьма разобщенных районов обладают идентичным химическим строением и свойствами.

Описанное выше сочетание различных факторов, обуславливающее химическое строение ископаемых смол, позволяет объяснить непрерывность в изменении структуры, состава и свойств, что было показано по комплексу свойств на примере ряда сукцинит — геданит (Савкевич, 1970) и по ИК-спектрам на примере ископаемых смол Франции (Савкевич, Попкова, 1978). Отсюда же следует, что выделенные ранее минеральные виды ископаемых смол в определенной части представляют собой крайние или промежуточные члены переходных рядов, которые могут отождествляться с минеральными видами, обладающими различными для конкретных случаев пределами изменчивости.

Список литературы

- Гроссгейм В. А. О находке копалита в северном Азербайджане. — «Природа», 1939, № 5.
- Лазаренко Е. К. Курс минералогии. М., Высшая школа, 1963.
- Орлов Н. А., Успенский В. А. Минералогия каустобиолитов. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Савкевич С. С. Янтарь. Л., Недра, 1970.
- Савкевич С. С. Янтарь и янтареподобные ископаемые смолы Украины. Тезисы докладов 1-го Украинского литологического совещания. Киев, 1973.
- Савкевич С. С., Попкова Т. Н. Новые данные о «янтябре» правобережья рек Хеты и Хатаги. — Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 2.

- Савкевич С. С., Попкова Т. Н. Новое в минералогическом изучении ископаемых смол Франции. — ЗВМО, 1978, т. 107, вып. 2.
- Савкевич С. С., Шахс И. А. Инфракрасные спектры поглощения балтийского янтаря (II). — ЖПХ, 1964, т. 37, № 5.
- Трофимов В. С. Янтарь и классификация ископаемых смол. — Литология и полезные ископаемые, 1973, № 1.
- Трофимов В. С. Янтарь. М., Недра, 1974.
- Трофимов В. С. Основные этапы образования янтаря и принципы его классификации. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1978, № 2.
- Штрунц Х. Минералогические таблицы. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Эфендиев Г. Х. Копал. — В кн.: Геология Азербайджана. Нерудные полезные ископаемые. Баку, Изд-во АН АзССР, 1957.
- Ауске J. C. Fragmente zur Naturgeschichte des Bernsteins. Danzig, 1835.
- Dana E. S. System of Mineralogy. 6-th ed. N. Y., 1892.
- Doelter C. Handbuch der Mineralchemie. Bd. IV. Dresden, 1931.
- Eichhoff H. J., Mischer G. Massenspektrometrische u. Emissionsspektroskopische Untersuchungen an Bernstein zur Herkunftsbestimmung. — Zeitschrift für Naturforschung, 1972, Bd. 27, H. 4.
- Helms O. Gedanit ein neues fossiles Harz. — Schr. Naturforsch. Ges. Danzig, 1878, Bd. IV, H. 3.
- Helms O. Glessit, ein neues in Gemeinschaft mit Bernstein vorkommendes fossiles Harz. — Schr. Naturforsch. Ges. Danzig, 1881, Bd. V, H. 1—2.
- Helms O. Über Rumänit, ein in Rumänien vorkommendes fossiles Harz. — Schr. Naturforsch. Ges. Danzig, 1891, Bd. VII, H. 4.
- Helms O. Further Note on Birmite. — Records of the Geol. Survey of India, 1893, v. 26, part 2.
- Helms O., Conwentz H. Sull'ambra di Sicilia. — Malpighia, 1886, v. 1.
- Hey M. H. Chemical Index of Minerals. London, 1955.
- Hunger R. The Magic of Amber. London, NAG Press, 1977.
- John J. E. Naturgeschichte des Succins. Köln, 1816.
- Tschirch A. Über den Bernstein. — Helvet. chim. acta, 1923, Bd. 6, H. 1.

УДК 549.091

В. С. Балицкий, Е. Е. Лисицына (СССР)

СИНТЕТИЧЕСКИЕ ЮВЕЛИРНО-ОГРАНОЧНЫЕ МАТЕРИАЛЫ И ИХ МЕСТО В МИРЕ ДРАГОЦЕННЫХ КАМНЕЙ

V. S. Balitsky, E. E. Lisitsina (USSR)

SYNTHETIC MATERIALS USED FOR JEWELLERY AND CARVING
AND THEIR PLACE AMONG GEMS

Among synthetic materials used for jewellery and carving the following two groups of monocrystalline, polycrystalline and amorphous compounds can be distinguished: 1) analogues of natural gems and stones used for jewellery and carving (synthetic ruby, sapphire, spinel, noble opal, turquoise, lazurite quartz, its coloured varieties etc.; and 2) new original materials, having no natural analogues (strontium titanate — fabulite, yttrium — aluminum and other garnets, zirconium and hafnium stabilized cubic dioxides — fianite, yttrium oxide, sodium aluminate and others). Along with synthetic gems, some natural gems, subjected to ennoblement, become popular. The review is made of the main methods of synthetic jewelry gems production and natural gems treatment.

Под синтетическими ювелирно-ограночными материалами нами понимаются искусственно полученные монокристалльные или поликристаллические и аморфные химические соединения, которые либо не отличаются по составу и структуре от природных драгоценных камней, либо при отсутствии общности состава и структуры имеют с ними только внешнее сходство, обусловленное близкими физическими свойствами. В первом случае синтетические ювелирные камни являются практически полными аналогами природных драгоценных камней, а во втором — используются в качестве их имитаций или оригинальных, не встречающихся в природе ограночных материалов. Такое определение синтетических ювелирных камней несколько формализовано и не дает полного представления об их соотношениях с природными драгоценными камнями. Эти соотношения носят сложный и во многом противоречивый характер, поскольку связаны с нарушением традиционных исторически сложившихся представлений о драгоценных камнях. К последним, как известно, относятся уникальные по красоте и относительно редко встречающиеся в природе минеральные индивиды (и в меньшей степени их агрегаты), обладающие, как правило, высокой прочностью и химической стойкостью. Сочетание таких качеств и свойств — явление довольно редкое в минеральном мире, поэтому среди великого множества минералов только у нескольких десятков минеральных видов встречаются индивиды, относимые к разряду драгоценных камней. К драгоценным и ювелирно-поделочным камням также относятся камни, подвергнутые так называемому облагораживанию или обработке.

С незапамятных времен было установлено (Бируни, 1963; Ферсман, 1961), что осторожным нагревом можно улучшить или изменить цвет многих драгоценных камней. Дымчатый кварц при этом превращается в желтый или бесцветный, фиолетовый аметист — в желто-оранжевый. Лазурит блеклых голубых тонов приобретает сочный синий цвет. Многие желтые сапфиры при нагревании могут стать бесцветными, а фиолетовые — розовыми. Желтые топазы приобретают розовый оттенок и могут быть также обесцвечены: темно-синие и темно-зеленые турмалины превращаются в светло-зеленые; красный или коричневый циркон становится синим или бесцветным. Бледнеют или полностью теряют окраску при нагревании розовые кунциты. Замечательные голубые аквамарины могут быть получены при отжиге зеленых бериллов.

После открытия радиоактивности и рентгеновских лучей была обнаружена еще одна особенность драгоценных и ювелирно-поделочных камней, выразившаяся в способности их изменять цвета под воздействием ионизирующего облучения (Industrial. . ., 1975). Этот метод нашел широкое применение для улучшения окраски очень многих драгоценных камней. Так, для окрашивания алмазов в черный, зеленый, желтый и коричневый цвета

их подвергают альфа-облучению, а также бомбардировке нейтронами и дейтронами, а голубые оттенки у них можно вызвать воздействием быстрых электронов или гамма-облучением. Первично бесцветные кварцы под воздействием различных видов ионизирующего облучения могут окрашиваться в дымчатый, цитриновый или аметистовый цвета, некоторые бериллы при этом приобретают глубокий сапфирово-синий цвет, а бесцветные или бледно-желтые топазы становятся вишневыми или коричневыми и реже голубыми. Однако последний эффект может быть достигнут только при последующем отжиге облученных топазов (Nassau, 1974). Значительное усиление окраски достигается при облучении бледноокрашенных турмалинов: из блеклых розовых удастся получить камни глубокого розового и желтого цветов. Первично голубой турмалин может стать пурпурным, а бледно-зеленый — двуцветным розовато-зеленым.

Многие разновидности криптокристаллического кварца, кальцита (или арагонита), а также низкосортной бирюзы подвергаются более грубому воздействию — окрашиванию с поверхности или в частичном и полном объеме различными растворами, иногда с последующей термообработкой. Таким способом могут быть получены «сердолики» различных оттенков, черные агаты, «хризопраз», ониксы и агаты с более контрастным рисунком и другие яркоокрашенные разновидности указанных минералов (Schloßmacher, 1969; Способ изменения. . ., 1977; Способ окрашивания. . ., 1977).

Все эти виды облагораживания (или обработки) камней улучшают их ювелирно-декоративные качества и во многих случаях (например, таких как термообработка и ионизирующее облучение) восполняют те процессы по преобразованию центров окраски в минералах, которые по тем или иным причинам не совершились в природных условиях.

Кроме естественных и облагороженных драгоценных и ювелирно-поделочных камней с древнейших времен в ювелирных изделиях и других украшениях используются различного рода подмены, подделки и имитации, изготавливаемые либо из менее дорогостоящих природных минералов, либо из стекол и керамики.

Синтетические аналоги природных драгоценных камней, пригодные для изготовления огранки, появились в конце XIX — начале XX вв. и связаны с именем французского ученого О. Вернейля. Применяв оригинальную методику и аппаратуру, он вырастил кристаллы рубина массой до 200 карат. Этими работами было положено начало промышленному выращиванию синтетических аналогов природных драгоценных камней и вообще монокристаллов.

Появление первых синтетических аналогов природных драгоценных камней привело ювелиров вначале в замешательство и существенно повлияло на конъюнктуру и цены природных рубинов и сапфиров (Webster, 1975). Но затем, когда стало ясно,

что синтетические рубины и сапфиры можно легко распознать с помощью простейших оптических приборов, конъюнктура и цены природных камней установились на прежнем уровне. Вскоре вслед за рубинами и сапфирами стали выращивать различно окрашенные шпинели (Webster, 1975). Однако этим небольшим перечнем и ограничивался список синтетических кристаллов, промышленное выращивание которых осуществлялось перед второй мировой войной и было сосредоточено главным образом во Франции, Германии и Швейцарии. Наиболее мощные промышленные предприятия в этих странах довели в то время суточную производительность главным образом синтетического рубина до нескольких тысяч карат. Но основное количество их шло не на производство ювелирных камней, а благодаря высокой прочности и устойчивости к истиранию в часовую и приборостроительную промышленности.

Дальнейший прогресс в области получения синтетических аналогов природных драгоценных камней неотделим от общей проблемы синтеза и выращивания монокристаллов различных соединений в связи с бурным развитием в послевоенное время радиотехники, электроники, оптики и металлообработки. Успехи, достигнутые за последние четверть века в этих отраслях науки и техники, стали возможны только благодаря наличию кристаллов, обладающих особо ценными физическими свойствами. Поэтому не удивительно, что в настоящее время во всех высоко развитых промышленных странах и особенно в СССР, США, Японии, ФРГ, Франции, ЧССР и других создана целая индустрия монокристаллов.

Однако, как и прежде, кристаллы продолжают поражать воображение человека своей красотой и совершенством форм, являясь незаменимым сырьем для изготовления ювелирных и других украшений. Поэтому наряду с широким развитием работ по выращиванию кристаллов для научных и технических целей не прекращаются исследования и по получению ювелирных синтетических кристаллов.

Таблица 1

Достижения в области синтеза и выращивания синтетических аналогов природных драгоценных камней

1. Ювелирные драгоценные камни

I порядок: алмаз, изумруд, рубин, синий сапфир

II порядок: александрит, благородный жадеит, оранжевый, желтый, фиолетовый и зеленый сапфир, благородный черный опал

III порядок: демантоид, благородная шпинель, благородный белый и огненный опал, аквамарин, топаз, родонит, лунный камень (адуляр), красный турмалин

IV порядок: синий, зеленый, розовый и полихромный турмалин, благородный сподумен (кунцит, гидденит), циркон, желтый, зеленый, золотистый и розовый берилл, бирюза, хризолит (перидот), аметист, хризопраз, пироп, альмандин, цитрин, рутил

2. Ювелирно-поделочные камни

I порядок: раухтопаз, гематит (кровавик), янтарь-сукцинит, горный хрусталь, жадеит, нефрит, лазурит, малахит, авантюрин

II порядок: агат, цветной халцедон, кахолонг, амазонит, родонит (орлец), гелиотроп, розовый кварц, иризирующий обсидиан, обыкновенный опал, лабрадор, беломорит и другие непрозрачные иризирующие полевые шпаты

Примечание. Подчеркнуто: сплошной чертой — синтез и выращивание кристаллов осуществляются в промышленных условиях; штриховой линией — имеются лабораторные разработки по получению достаточно крупных и совершенных кристаллов; точками — синтезированы в виде мелких кристаллов, не имеющих практического значения.

В табл. 1, которая составлена на основе классификации природных ювелирных и поделочных камней, предложенной Е. Я. Киевленко и др. (1974), отражен уровень достижений в области синтеза и выращивания их синтетических аналогов.

Эти достижения поразительны. Среди монокристалльных драгоценных камней I и II порядков в промышленных масштабах не выращивается только единственный алмаз, хотя уже разработаны лабораторные методы получения его кристаллов высокого ювелирного качества массой до 1 карата (General. . ., 1970). В сфере промышленного производства также находятся и многие другие ценные камни — благородная шпинель, благородный белый опал, бирюза, лазурит, кварц и такие его окрашенные разновидности, как аметист, цитрин, раухтопаз и др. Остальные аналоги природных драгоценных и ювелирно-поделочных камней получены в лабораторных условиях либо в виде достаточно крупных кристаллов (упомянутые выше алмаз, берилл и ряд окрашенных его разновидностей, турмалин), либо в виде мелких кристаллов, не имеющих пока практического значения (благородный жадеит, топаз, еремеевит, лунный камень, благородный сподумен, циркон, пироп, альмандин и др.).

Достижения в области выращивания монокристаллов для научных и технических целей привели к еще не менее важным для ювелирного дела обстоятельствам. Во-первых, в искусственных условиях стали выращивать монокристаллы таких аналогов природных минералов, которые ранее никогда не относились к драгоценным камням, но иногда использовались как оградочный материал. К ним относятся, например, рутил, анатаз, сфалерит, гринокит, цинкит, касситерит, муассонит и другие минералы, чрезвычайно редко встречающиеся в природе в виде кристаллов, размеры и качество которых удовлетворяли бы ювелирным целям (либо вообще не образующие такие кристаллы). А во-вторых, среди новых синтетических соединений, не имеющих аналогов в природе, получена достаточно большая группа монокристаллов, обладающих ярким блеском, разнообразной окраской, сильной дисперсией и довольно высокой (6—8.5 по Моосу) твердостью, т. е. физическими свойствами, характерными для драгоценных

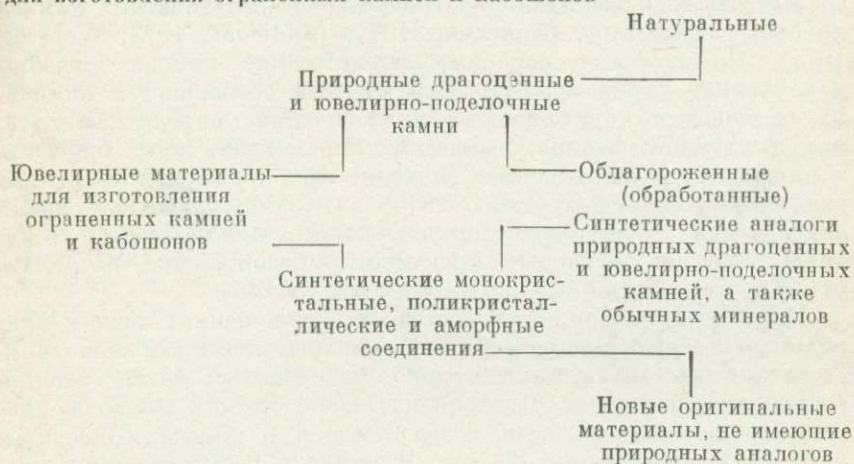
камней. К таким монокристалльным соединениям прежде всего относятся титанат стронция — фабулит (и в меньшей мере титанаты других щелочноземельных элементов), иттрий-алюминиевые и другие синтетические гранаты, стабилизированные кубические двуокиси циркония и гафния (фианиты), окись иттрия, алюминат иттрия, ниобаты щелочных и щелочноземельных металлов и др. И хотя искусственные монокристаллы в большинстве своем используются в научных и технических целях, синтетические аналоги природных драгоценных камней, а также соединения, не встречающиеся в природе, но обладающие основными свойствами драгоценных камней, находят в настоящее время широкое применение и в ювелирном деле.

Таким образом, в современных ювелирных изделиях помимо традиционных природных драгоценных камней (в их естественном виде и подверженных различным видам облагораживания) используются синтетические материалы, представленные либо аналогами природных камней и обычных минералов, либо соединениями, не встречающимися в природных условиях (табл. 2).

При получении синтетических аналогов природных драгоценных камней и новых оригинальных ограночных материалов

Таблица 2

Общая классификация материалов, используемых в ювелирных изделиях для изготовления ограненных камней и кабошонов



применяются обычные методы выращивания кристаллов. Метод Вернейля как наиболее экономичный все еще остается при производстве рубина и других окрашенных разновидностей корунда, а также шпинели, фабулита и рутила. Однако наиболее совершенные и крупные кристаллы бесцветных и окрашенных корундов получают методами Чохральского и зонной плавки. Кристаллы, наиболее близкие по структурно-морфологическим особенностям к природным, могут быть выращены из растворов методом флюса

или в гидротермальных условиях (Рубин. . ., 1974). Эти же методы являются основными при производстве синтетического изумруда (Diehl, 1977). При получении первых ювелирных алмазов был применен метод кристаллизации на затравку из раствора углерода в расплаве металлов под сверхвысоким (50—60 кбар) давлением (General. . ., 1970).

Аметист, цитрин и другие разновидности кварца выращиваются только гидротермальным методом. Иттрий-алюминиевые и другие синтетические гранаты получают в основном методами Чохральского и зонной плавки, хотя правильно ограненные кристаллы могут быть выращены методом флюса. Для целого ряда тугоплавких соединений в последнее время стали широко использовать метод гарнисажной плавки. Особо важное значение он приобрел при выращивании стабилизированных кубических окисей циркония и гафния (фианитов).

Специальные методы и приемы разработаны для синтеза благородного опала, бирюзы и лазурита (Nassau, 1977).

Между природными драгоценными камнями и их синтетическими аналогами как химическими соединениями практически нет никакой разницы. Постоянное совершенствование методов кристаллизации позволяет стирать между ними даже те невидимые невооруженным глазом различия, которые улавливаются только с помощью точных физических приборов.

Методы идентификации драгоценных и синтетических камней хорошо разработаны (Anderson, 1971; Liddicoat, 1972; Webster, 1975). По-прежнему основные методические приемы связаны с изучением структурно-морфологических особенностей камней, их оптических характеристик и включений, определением таких важнейших физико-химических параметров, как твердость и плотность. Весьма важное значение приобрели спектроскопические исследования (Webster, 1975) и в самое последнее время диагностика с помощью микронного анализатора (Dunn, 1977). Все это позволяет практически безошибочно различать природные драгоценные и синтетические камни.

Выше уже говорилось о сложных соотношениях между природными и драгоценными камнями и их синтетическими аналогами. Само понятие «драгоценные камни» складывалось на протяжении нескольких тысяч лет. История же синтетических аналогов природных драгоценных камней несопоставимо короче и насчитывает всего лишь около 80 лет. В природе не встречается двух одинаковых драгоценных камней. Каждый камень чем-то уникален. Эта уникальность может проявляться в его морфологии и внутреннем строении, условиях образования и местонахождении, истории добычи, обработки и нередко, особенно для наиболее крупных экземпляров, в сложной дальнейшей судьбе. В целом все это предопределяет весьма высокие, иногда баснословные, цены природных драгоценных камней.

Синтетические аналоги их, выпускаемые в заводских усло-

виях, не имеют индивидуальных черт и в историческом аспекте не обладают практически никакой ценностью. Стоимость их в десятки и сотни раз ниже, чем аналогичных природных камней таких же размеров, причем если для последних характерна постоянная тенденция к увеличению цен, то стоимость синтетических камней с течением времени падает.

Вместе с этим основное качество драгоценных камней — их красота — в синтетических камнях полностью сохранилась, но она оказалась в плену их относительно невысокой стоимости. Воспитанное тысячелетней историей чувство видеть в природном драгоценном камне не только красоту, но и его неповторимость и высокую стоимость — вот то основное, что предопределяет отношение многих людей к природным и синтетическим ювелирным камням.

В нашей стране синтетические ювелирные камни рассматриваются как самостоятельная ветвь ювелирно-ограночных камней со всеми присущими им особенностями, за исключением громадной стоимости — как раз того атрибута, который, по словам Ферсмана (1961), заслоняет порой истинную красоту и эстетическое воздействие камня. Социалистическая система ведения хозяйства с централизованным производством и реализацией ювелирных изделий обеспечивают покупателей твердые гарантии. Внедрение в ювелирную промышленность синтетических аналогов природных драгоценных камней, а также новых замечательных ограночных материалов дало возможность многим миллионам людей ежедневно любоваться красотой великолепных синтетических рубинов и сапфиров, которые уже многие годы широко используются в нашей стране при изготовлении ювелирных украшений из благородных металлов. Потребление их из года в год неуклонно возрастает. Освоен также выпуск синтетических аметистов и цитринов, не уступающих по ювелирным качествам лучшим природным образцам. Появились травяно-зеленый синтетический изумруд и нежно-голубая бирюза. Эти синтетические аналоги популярных природных драгоценных камней дополняются сверкающими иттрий-алюминиевыми гранатами и фианитами, которые хотя и не имеют аналогов в природе, но не уступают по красоте лучшим ее каменным творениям.

Список литературы

- Б и р у н и. Минералогия. Общие сведения для познания драгоценностей. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- К и е в л е н к о Е. Я., С е н к е в и ч Н. Н., Г а в р и л о в А. П. Геология месторождений драгоценных камней. М., «Недра», 1974.
- Р у б и н и сапфир. М., «Наука», 1974.
- С п о с о б и з м е н е н и я о к р а с к и а г а т о в и х а л ц е д о н о в. Авт. свид. № 562431. М., Кл.². В 28Д5/00, 28.2.1977. Авт. Е. И. Зубкова, В. С. Балицкий, В. М. Радянский, Е. Е. Лисицына.
- С п о с о б о к р а ш и в а н и я а г а т о в. Авт. свид. № 588213. М. Кл. С 04В 41/24, 21.9.1977. Авт. Е. И. Зубкова, В. С. Балицкий, Е. Е. Лисицына.
- Ф е р с м а н А. Е. Очерки по истории камня. М., Изд-во АН СССР, 1961.

- Anderson B. W. Gem testing. 8th ed. London, 1974.
- Diehl R. Neues zum Thema «Synthetischer Smaragd»: Besuch bei Pierre Gilson. — Z. Dtsch. Gemmol. Ges., 1977, Bd. 26, N 2.
- Dunn P. J. The use of the electron microprobe in gemmology. — J. Gemmology, 1977, v. 15, N 5.
- «General Electric» announces first man-made gem-quality diamonds. — Lapidary J., 1970, July.
- Industrial minerals and rocks. American Inst. of minerals and metals, New York, 1975.
- Liddicoat R. T. Handbook of gem identification. 9th ed. Gemmological Inst. of America, 1972.
- Nassau K. Natural, treated, synthetic and imitation gems. — Gem and gemmology, 1974, v. 14, N 11.
- Nassau K. The non-single-crystal synthetics: turquoise, opal, etc. — Lapidary J., 1977, v. 31, N 1.
- Schloßmacher K. Edelsteine und Perlen. Stuttgart, 1969.
- Webster R. Gems: their sources, description and identification. 3th ed. London, Butterworth, 1975.

УДК 549.07 : 549.091

Г. В. Букин, А. А. Годовиков, В. А. Кляхин, В. С. Соболев (СССР)

СИНТЕТИЧЕСКИЙ ИЗУМРУД

G. V. Bukin, A. A. Godovikov, V. A. Klyakhin,
V. S. Sobolev (USSR)

SYNTHETIC EMERALD

The paper deals with the conditions and the results obtained in growing jewel quality emeralds by means of wide temperature range in fluxes of $PbO-V_2O_5$ composition at temperatures 1000–1200° C. Chrome- and vanadium-containing emerald crystals attaining 10 grammes in weight have been obtained by hydrothermal method in acid solutions of complex composition. The description of beryl growth with the help of gas transport reactions is given. Dependence of N_o refractive index on Cr and Fe content and the difference between synthetic emerald and natural one in the character of inclusions, fluorescence, optical spectre are given. Correlation between N_o and density is noted. Parameter of el. cell a_0 is regularly increased with the increase of Cr, V, Fe content, while c_0 content is constant.

Наряду с алмазами изумруд сохраняет главенствующее положение среди драгоценных камней на мировом рынке. Кроме ювелирных целей изумруд может использоваться в лазерах (Ballman e. a., 1966). Поэтому выращиванию кристаллов изумруда посвящены усилия многих исследователей.

Синтез и рост кристаллов изумруда. Инконгруэнтный характер плавления изумруда выше 1450° C (Van Valkenburg, Weir, 1957) определяет выбор тех методов его получения, которые позволяют вести процесс ниже температуры плавления — это кристаллизация из раствора в расплаве, гидротермальный способ и газотранспортные реакции.

При синтезе и выращивании изумруда кристаллизацией из растворов в расплаве необходимы растворители, которые бы с минимальным отклонением от конгруэнтности и достаточно

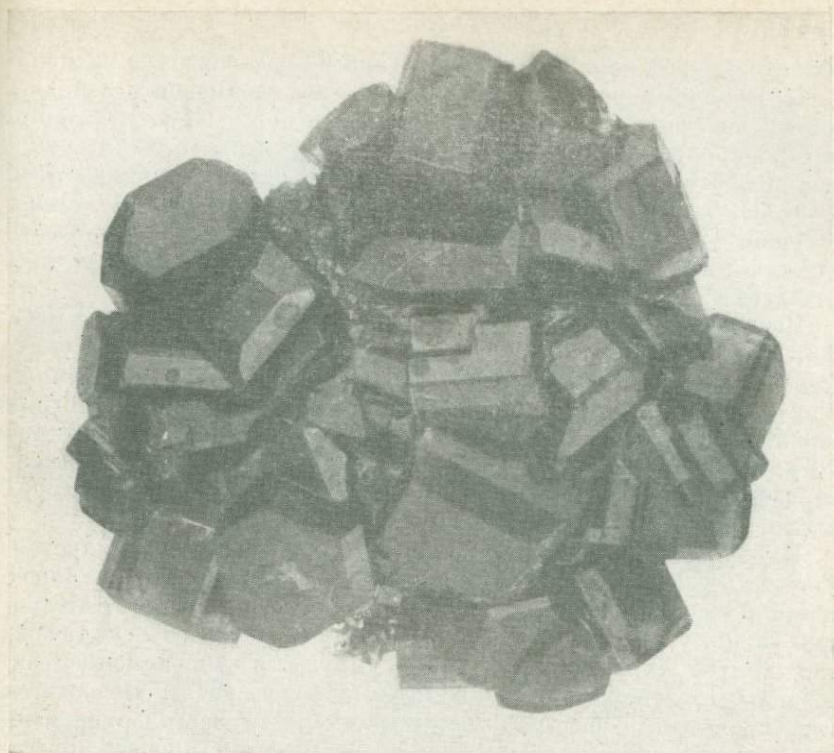


Рис. 1. Друза кристаллов изумруда.

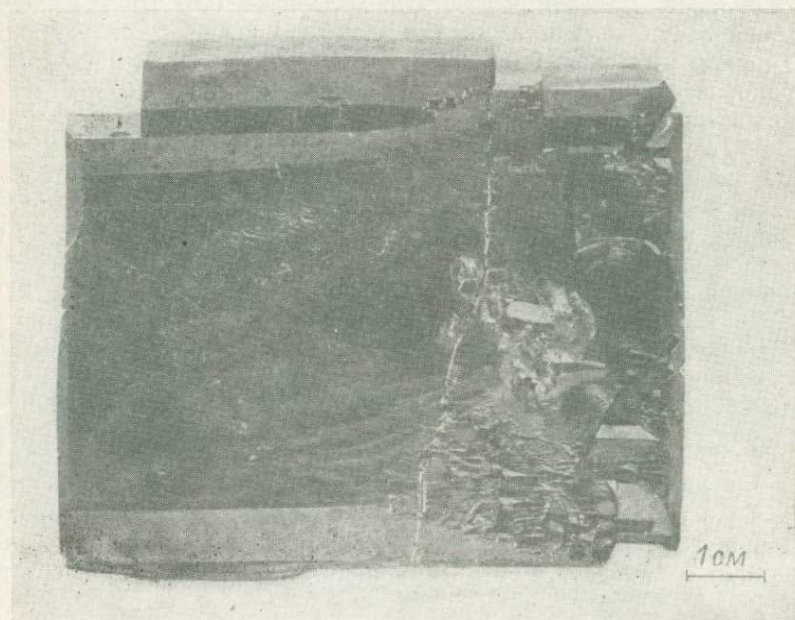


Рис. 2. Кристалл изумруда, выращенный методом температурного перепада.

эффективно растворяли изумруд. Такими растворителями являлись щелочные соли молибденовой, вольфрамовой, ванадиевой кислот, окислы молибдена, ванадия и бора. Кристаллизация изумруда осуществлялась либо за счет медленного охлаждения насыщенного раствора в интервале 1250—700° С со скоростями 10—3° С/ч, либо кристаллизацией на затравку методом температурного перепада. В обоих случаях температура эксперимента определялась составом раствора и зависела от температуры плавления и летучести растворителя.

В качестве исходных компонентов обычно использовали BeO , BeCO_3 , Al_2O_3 , SiO_2 или природный берилл. Хромофорами служили Cr_2O_3 или Li_2CrO_4 , а также Fe_2O_3 . Как правило, указанные реактивы применяли в соотношении, отвечающем стехиометрии берилла. Методом температурного перепада в флюсах состава $\text{PbO}-\text{V}_2\text{O}_5$ в интервале температур 1000—1200° С нам удалось вырастить друзы и отдельные крупные кристаллы изумруда ювелирного качества (рис. 1, 2).

Наибольшие трудности возникают при синтезе в гидротермальных условиях хромсодержащего изумруда. В настоящее время по синтезной схеме такие изумруды выращены (Емельянова и др., 1965; Taylor 1976). Лучшие результаты получены при синтезе хромсодержащего изумруда в высококонцентрированных растворах HCl и NH_4Cl (Yancey, 1973). Недостаток этих процессов — быстрое снижение скорости роста во времени из-за образования в шихте фенакита. Поэтому процесс придется повторять 2—3 раза, чтобы получить необходимую толщину слоя (5—6 мм).

Трудности получения изумруда связаны с тем, что его можно синтезировать только в кислой среде, так как в присутствии OH^- -ионов происходит гидролиз солей хрома с образованием труднорастворимой окиси хрома. Кроме того, в щелочной среде легко происходит окисление Cr^{3+} до иона Cr^{6+} , который не входит в структуру. Это исключает использование наиболее распространенных щелочных растворителей. Применение растворителей, содержащих фтор-ион и обеспечивающих высокую скорость переноса компонентов берилла, приводит к высаживанию хрома в виде труднорастворимого фторида хрома, а концентрации находящегося в растворе Cr^{3+} не хватает для вхождения его в структуру в необходимых количествах (0.2—0.5% вес.).

Проведенные исследования показали, что указанные трудности можно преодолеть, если использовать кислые растворы сложного состава. Таким путем на затравках из природного берилла или синтетического изумруда выращены кристаллы густо-зеленого цвета массой до 10 г (рис. 3).

Публикации по синтезу и росту кристаллов в газотранспортных условиях отсутствуют. Однако возможность транспортировки составных компонентов изумруда — бериллия, кремния, алюминия — в виде летучих компонентов (Соболев, Новоселова,

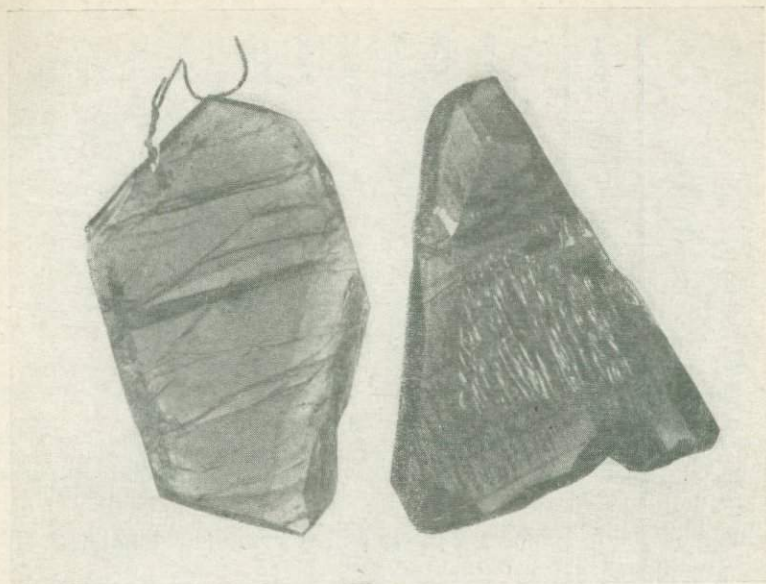


Рис. 3. Кристаллы изумруда, выращенные на затравку гидротермальным методом.

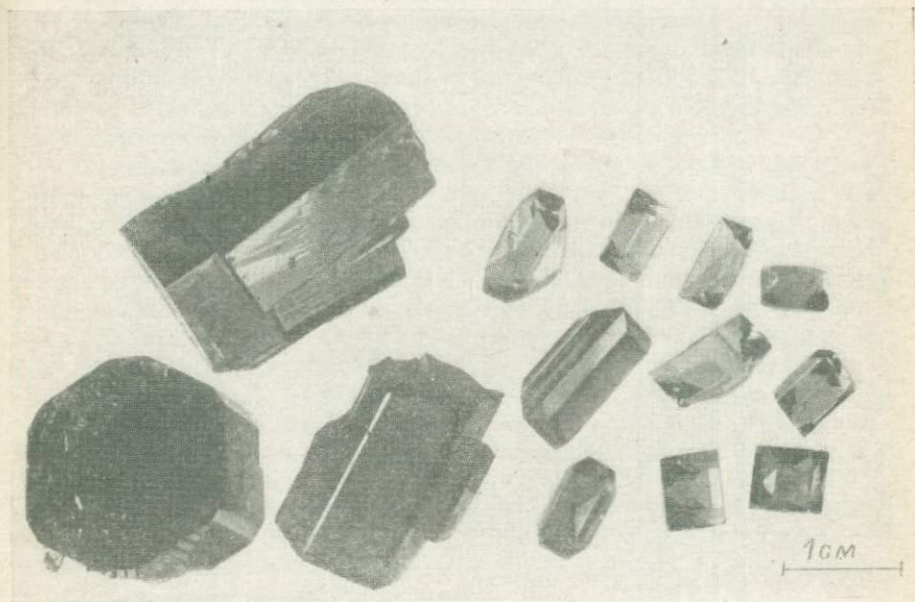


Рис. 4. Выращенные кристаллы изумруда и ограненные ювелирные вставки.

Результаты химических анализов синтетических изумрудов

Хромофор	Номер образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	BeO	Fe ₂ O ₃ общ.	FeO	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	П. п. п	Сумма
Гидротермальные													
Cr ³⁺	790	64.24	18.42	14.26	1.23	—	0.40	—	0.13	Следы	0.01	1.01	99.69
	A-27	65.43	16.22	14.16	1.24	—	0.73	—	0.62	»	0.01	0.94	99.34
	A-26	65.11	17.97	14.05	1.26	—	0.38	—	0.11	Не обн.	0.01	0.88	99.66
V ³⁺	287	65.18	15.33	14.25	2.32	0.003	—	1.56	0.38	—	—	1.05	100.07
	307	65.30	16.72	13.74	1.92	—	—	0.90	0.32	—	—	1.00	99.90
	322	65.05	15.41	14.21	3.41	0.081	—	0.16	0.41	—	0.23	1.32	100.20
Раствор-расплавные													
	12	65.30	17.86	13.20	0.16	—	0.31	—	0.29	0.07	Отсут.	—	—
	18	64.40	18.27	13.90	0.14	—	0.48	—	0.22	0.15	»	—	—

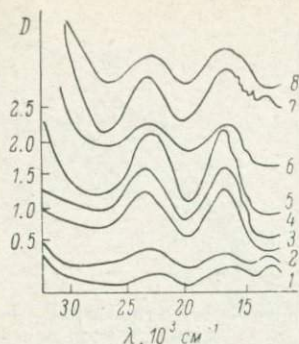


Рис. 5. Спектры оптического поглощения хромосодержащих изумрудов.

1 — Урал; 2—6 — синтетические изумруды: 2 — Линде, 3 — Перфасса, 4 — Чатама, 5 — Лехлейтнера, 6 — Гилсона (Schmetzer, Berdesinski, 1974); 7, 8 — синтезированный нами изумруд.

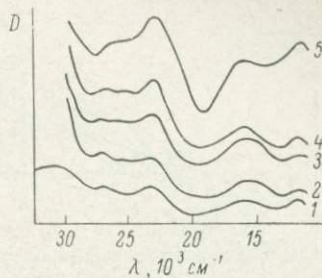


Рис. 6. Спектры оптического поглощения ванадийсодержащих изумрудов.

1—4 — природные изумруды из Бразилии (Schmetzer, Berdesinski, 1974); 5 — синтезированный нами изумруд.

1959) предопределили постановку исследований по синтезу и росту кристаллов изумруда методом газотранспортных реакций. Экспериментально изучена кристаллизация берилла из окислов BeO , Al_2O_3 , SiO_2 на затравку в газовой фазе при использовании комплексных соединений в качестве транспортирующих агентов.

Характеристика синтетических изумрудов. Содержания SiO_2 , Al_2O_3 , BeO в выращенных кристаллах колеблются в пределах 64.24—65.43, 15.33—18.42, 13.20—14.26% вес. соответственно (см. таблицу). Следует отметить лучшее соблюдение стехиометрии и малое содержание щелочей в синтетических кристаллах в сравнении с природными изумрудами.

Окраска выращенных кристаллов изумруда и других окрашенных разновидностей берилла определяется избирательным поглощением света в видимой части спектра, зависящим от присутствия, количеств и структурного положения ионов-хромофоров: хрома, железа, ванадия, никеля, марганца, кобальта. Подбор ионов-хромофоров и их соотношений позволил максимально приблизить цветовой тон синтетических изумрудов к природным образцам (Урал) в область 507—519 нм и получить камни ювелирного качества (рис. 4). Ярко-зеленая окраска изумрудов вызвана присутствием ионов трехвалентных хрома и ванадия. Лучший эстетически желаемый травяно-зеленый цвет получается при концентрациях Cr_2O_3 — 0.2) — 0.40 и V_2O_5 — 0.60—0.90% вес. Кривые абсорбции Cr-содержащего изумруда (рис. 5) характеризуются двумя широкими полосами поглощения с максимумами при 16 500 и 23 500 cm^{-1} , которые связаны с присутствием Cr^{3+} в октаэдрических позициях.

Анализ оптических спектров поглощения выращенного Cr-содержащего изумруда с искусственными изумрудами (зару-

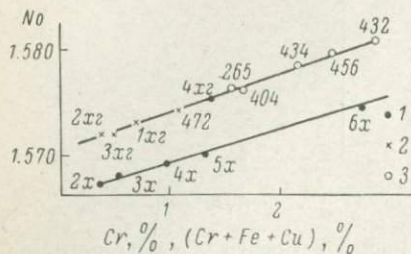


Рис. 7. Зависимость между показателем преломления N_o синтетического берилла и суммарным содержанием в нем Cr, Fe, Cu.

1 — хромсодержащие раствор-расплавные изумруды; 2 — хромсодержащие гидротермальные изумруды; 3 — гидротермальные бериллы, содержащие Cr, Fe и Cu.

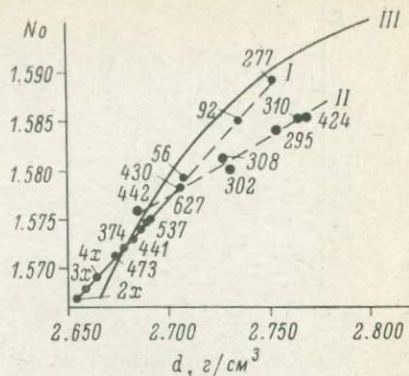


Рис. 8. Зависимость между показателем преломления и плотностью берилла.

I — синтетические бериллы, содержащие меньше 0.5% Na; II — синтетические бериллы, содержащие больше 1% Na; III — природные бериллы различного состава (Бусс, 1960).

бежными) и природными изумрудами с Урала показывают, что они отличаются в красной и фиолетовой областях спектра. Это связано со сдвигом края поглощения в длинноволновую область (спектры 5—7) и появлением полосы с максимумом при $12\,500\text{ см}^{-1}$, характерной для железа (Schmetzer, Berdesinski, 1974). Этот пик присутствует в природном изумруде (спектр I), изумруде, полученном нами в стальном автоклаве (спектр 7), и изумруде Линде (спектр 2), которые по оптическим свойствам наиболее близки к природным образцам. Спектры оптического поглощения ванадийсодержащих изумрудов (рис. 6) очень похожи на спектры изумрудов, окрашенных хромом. Интенсивные полосы поглощения с максимумами при $16\,000$ и $23\,500\text{ см}^{-1}$ связаны с V^{3+} в октаэдрических позициях.

Кристаллы изумруда, выращенные раствор-расплавным методом, при селективном фотовозбуждении обнаруживают умеренную люминесценцию в красной области спектра. Спектр свечения при 300 К представляет собой интенсивную широкую полосу ($625\text{—}900\text{ нм}$) с максимумом вблизи 730 нм .

Показатели преломления бесщелочных синтетических изумрудов линейно увеличиваются при повышении содержания в них хрома и железа, изоморфно замещающих алюминий в структуре (рис. 7). Изучение корреляции между плотностью d и показателями преломления бесщелочных изумрудов показало, что они связаны линейным уравнением: $N_o = 1 + 0.214d$, а для изумрудов, которые содержат более 1% натрия, это уравнение имеет вид $N_o = 1.307 + 0.1d$ (рис. 8).

Параметры элементарной ячейки зависят от содержания хрома, ванадия и железа в синтезированных изумрудах.

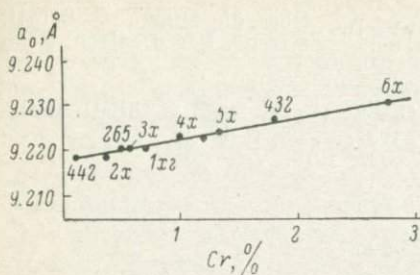


Рис. 9. Зависимость параметра a_0 элементарной ячейки изумруда от содержания в нем хрома.

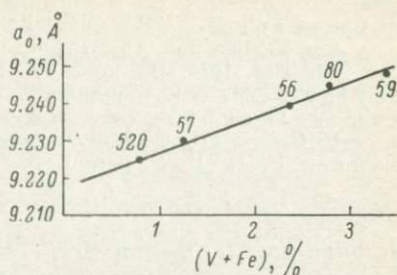


Рис. 10. Зависимость параметра a_0 элементарной ячейки изумруда от содержания в нем ванадия и железа.

Так, с повышением содержания их закономерно увеличивается параметр a_0 (рис. 9, 10); параметр c_0 при этом остается постоянным и равен $9.195 \pm 0.002 \text{ \AA}$.

Следует отметить, что показатели преломления, плотность и параметры элементарной ячейки синтетических изумрудов близки таковым для природных и не могут быть использованы при их диагностике. Необработанные кристаллы синтетического изумруда сравнительно легко отличаются от природных образцов более четким проявлением и более грубым рельефом граней. Для них также характерно ограничение комбинацией простых форм граней призмы $\{10\bar{1}0\}$ и базопинакоида $\{0001\}$, реже $\{11\bar{2}0\}$ и бипирамид $\{1011\}$, $\{11\bar{2}1\}$. На синтетических кристаллах могут присутствовать следы крепления затравки, включения флюса, фенакита, хризоберилла, отсутствуют включения слюды, тремо, лита, актинолита, кальцита, столь характерные для природных изумрудов.

Более трудно отличить ограненные ювелирные вставки из синтетических изумрудов от природных. Учитывая необходимость сохранности камня при диагностике, основными отличительными признаками синтетических изумрудов могут быть характер включений, тип флуоресценции и характер спектров отражения, отсутствие воды на ИКС-спектрах для изумрудов, выращенных раствор-расплавным методом.

Комплексное исследование перечисленных свойств обычно позволяет точно определить принадлежность ограненного камня к синтетическим либо природным изумрудам.

Список литературы

- Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М., Изд-во, АН СССР, 1960.
- Емельянова Е. Н., Грум-Гржимайло С. В., Бокша О. Н., Варина Т. М. Об искусственных бериллах, содержащих V, Mn, Co, Ni. — Кристаллография, 1965, 10, вып. 1.
- Соболев Б. П., Новоселова А. В. Роли фтористых соединений в переносе бериллия и образовании фенакита. — Геохимия, 1959, № 1.
- Ballman A. A., Linares E. S., van Uitert L. G. U. S. patent, N 3.234.135, 1966.

- Schmetzer K., Berdesinski W. Über die Mineralart Beryll, ihre Farben und Absorbition Spektren. — Zeitschr. Der Deutsch. Gemmol Ges. 1974, Bd 23, N 1.
- Taylor A. M. — J. Gemmology, 1967, v. 10.
- Van Valkenburg A. Weir C. E. Beryl studies $3BeO \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1957, v. 68, N 12.
- Yancey P. J. U. S. patent, N 3.723.337, 1973.

УДК 553.8 : 549.091 (497.1)

Б. Ваканяц, П. Зариц (СФР Югославия)

ДРАГОЦЕННЫЕ КАМНИ В ЮГОСЛАВИИ

B. Vakanyatz, P. Zarić (SFR of Yugoslavia)

GEM STONES IN YUGOSLAVIA

Presented in the paper is a short list of minerals of potential interest for jewelry, occurring under the following geological conditions: a) in pegmatites (beryl, aquamarine, triphane, zircon, amethyst, citrine, rock crystal, morion, pink quartz, amasonite and Jewish stone); b) in metamorphic complexes (ruby, garnet, amethyst, kyanite, citrine, marion, smoky quartz, rock crystal, jaspers); c) in volcanogenous complexes (precious opal, amethyst, chrysolite, agate, opal, jaspers); d) in ultrabasites (chrysoptase, precious serpentine); e) in individual crystals (ruby, sapphire, zircon, kyanite, beryl, garnet); f) in other types of occurrences (idiocrase, garnet, kleiophane hematite, epidote, rhodonite, mountain crystal, marble onyx, selenite and others).

Месторождения драгоценного камня в Югославии планомерно и систематически до настоящего времени не исследовались. Его добыча и обработка также не имеют традиций в стране, хотя в нескольких местах (г. Целе — Словения, Майданпек — Сербия, Крушево — Македония) имеются предприятия ювелирной промышленности. Обработанные самоцветы для их нужд ввозятся из-за границы.

Однако в Югославии есть целый ряд драгоценных камней, которые еще не получили широкой известности. Поэтому ниже приводится краткая информация о геологических условиях нахождения, минералогической характеристике, перспективах открытия и освоения месторождений драгоценного камня в Югославии. Алмазы до сих пор не известны в стране и перспектива их открытия очень ограничена, так как кимберлиты не найдены и нет геологических предпосылок их выявления. В настоящее время для Югославии можно прогнозировать освоение и добычу различного ассортимента иного, менее ценного, чем алмазы, ювелирного и ювелирно-поделочного сырья.

В Югославии широко распространены следующие формации пород, с которыми парагенетически могут быть связаны промышленные проявления драгоценного камня: 1) пегматиты в гранитах и метаморфических породах Сербско-Македонского и Пелагонского массивов; 2) метаморфические комплексы Сербско-Македонского массива, внутренних Динарид и Восточной Сербии; 3) вулканогенные комплексы в рамках зоны Сербско-Македонской неоальпийской автономной активизации и Динарид;

4) ультрабазиты внутренних Динарид и Вардарской зоны. Так же как и в других странах мира, в Югославии выделяются: 5) россыпи и 6) формации металлических и неметаллических полезных ископаемых, которые могут быть источником добычи некоторых видов драгоценного камня.

Пегматиты. Пегматиты и их переходные разновидности (кварц-пегматиты, силекситы и др.) широко распространены среди метаморфических образований Сербско-Македонского массива и в пределах материнских гранитных интрузий Желин, Букуля, Цер и Мотаида. В большинстве случаев пегматиты имеют жильную и линзовидную форму, иногда с отчетливым зональным строением. Они принадлежат к формации сплюснутых и редко-металльных бесплодных пегматитов (микроклиновидный берилл-мусковитовый и микроклин-альбитовый типы по А. И. Гинзбургу и др., 1960, 1964). К сожалению, типичных хрусталоносных миароловых (камерных) пегматитов на территории Югославии не обнаружено. Иногда в пегматитах находятся в переменных количествах ювелирные бериллы, сподумены, цирконы и амethystы, а также ювелирно-поделочные камни: письменный пегматит, амазонит, горный хрусталь, морион, дымчатый кварц, розовый кварц и цитрин.

В пегматитах метаморфических толщ Сербско-Македонского массива, особенно около городов Прокупле, Лесковац, Вранье, Буяновац встречаются в больших количествах обособленные кристаллы берилла, которые либо формируют мусковит-берилловые и кварц-берилловые зоны, либо образуют отдельные гнезда и линзы. Кроме полевого шпата, кварца и слюды в ассоциации с бериллом находятся: колумбит, циркон, турмалин, гранат, апатит и др. Величина кристаллов берилла варьирует от нескольких до 70 см, окраска бледно-зеленая, голубоватая и светло-желтая. Часть кристаллов изменена гипергенными процессами, они хрупкие и непрочные. Относятся к типам с минимальным содержанием щелочей. Чаще всего кристаллы непрозрачны или полупрозрачны и сильно трещиноваты. Однако иногда из крупных кристаллов можно выделить отдельные части, которые пригодны для ювелирных целей.

В пегматитах гранитных массивов встречаются относительно редкие удлиненные и красивые кристаллы аквамарина и почти бесцветного берилла. Они располагаются иногда в отдельных зонах пегматитовых тел, а иногда незакономерно рассеяны в породе. Размер кристаллов аквамарина и берилла 5—10 см.

Ювелирный сподумен (трифан) — бесцветный до светло-соломенно-желтого цвета представлен удлиненными кристаллами размером до 10 см находится в отдельных пегматитовых жилах литиевого типа. Подобные жилы развиты в центральной части гранитного массива Цера (Западная Сербия). Минеральный состав этих пегматитов следующий: кварц, альбит, клевеландит, реже микроклин, мусковит, берилл, сподумен, турмалин, рубелит,

колумбит, циркон, касситерит, окислы марганца (Nikolić, 1969).

Пегматитовые жилы и линзы метаморфических пород Пелагонского массива активно разрабатываются для получения качественного керамического сырья (месторождения Чаниште, Витолиште и др.). Они содержат кристаллы ювелирного циркона темно-коричневого цвета размером 1—3 см, а также красивые и крупные кристаллы амазонита.

В Мотайском гранитном массиве и вдоль его контактов (Северная Босния, особенно в районе Босанского Кобаша) имеются проявления аметиста в парагенезисе с горным хрусталем, морионом, дымчатым и розовым кварцем и цитрином (Varićak, 1976). Они приурочены к телам комплексных пегматитов, пегматит-аплитов и пегматитово-пневматолитовых жильных пород силекситового, эсмеральдаитового и бериллиевого состава.

Метаморфические комплексы. В пределах метаморфического комплекса Сербско-Македонского массива, внутренних Динарид и Восточной Сербии известно несколько проявлений ювелирного и ювелирно-поделочного камня, которые могут иметь экономическое значение. Учитывая широкое развитие данного комплекса в стране и разнообразие проявленных здесь фаций метаморфизма, следует отнести его к весьма перспективным.

Ювелирный кианит — абсолютно прозрачный, темно-синий и небесно-голубой размером до 10 см и более находится в слюдистых сланцах в парагенезисе с алмандином и ставролитом, а также в кварц-дистеновых жилах, которые залегают вдоль сланцеватости пород Пелагонского массива. Особенно красивые чистые и крупные кристаллы известны в районе Орле около г. Битола (Южная Македония) и в Сербии, в окрестности городов Прокупле, Светозарево и т. д.

В доломитовых мраморах (около г. Прилеп в Южной Македонии, месторождение Сивец), среди высокометаморфизованных докембрийских пород, интродуцированных гранитами, встречается рубин. Он представлен отдельными, часто очень крупными (до 1.5—2 кг), но непрозрачными кристаллами и зернистыми агрегатами. Кроме отмеченных значительно реже встречаются прозрачные, но мелкие (до нескольких миллиметров) кристаллы. Определенные перспективы обнаружения благородного корунда дают открытые недавно корунд-амфиболитовые сланцы на южной периферии Кривайско-Конюшского ультраосновного массива в Боснии (Pamić, Karer, 1970) и на южном фланге Златиборского ультраосновного массива в Сербии (Porević, Pamić, 1973). На обоих участках обнаружены отдельные полупрозрачные кристаллы рубина величиной до нескольких сантиметров.

Гранаты, главным образом алмандин, широко развиты в метаморфических породах (сланцеватые сланцы, гнейсы и амфиболиты). В районах Пелагонского и Сербско-Македонского массивов на многочисленных участках встречаются в элювии либо отдельные изолированные кристаллы, либо вместе с фрагментом

вмещающей метаморфической породы. Новым потенциальным источником гранатов являются гранатоносные амфиболитовые сланцы, которые развиты в ассоциации с ультрабазитовыми породами в пределах развития офиолитового комплекса внутренних Динарид. Известны проявления пироп-альмандинового граната красного цвета величиной 1—2, реже 3—5 см (Pamić, 1976), являющиеся порфиробластами в амфиболитовых сланцах из офиолитовой зоны Боснии (Скатавица, Борье и южная часть Коношского ультраосновного массива).

Аметист в парагенезисе с горным хрусталем, дымчатым кварцем, морионом, цитрином и гиалофаном встречается в гидротермальных кварцевых жилах альпийского типа, которые залегают в палеозойских сланцах в Среднебосанских горах (окрестности г. Крешево, Бусовача и др.). Дымчатый кварц, горный хрусталь и адуляр известны также в аналогичных жилах г. Кочани, Бкрово в Восточной Македонии. Крупные индивидуумы горного хрусталя массой более нескольких килограммов обнаружены при эксплуатации кварцевых жильных и линзовидных залежей, расположенных в метаморфических породах около г. Горни Милановец (Шумадия в Сербии).

Значительные массивы поделочных и декоративно-облицовочных материалов — яшм и яшмовидных пород находятся в парагенезисе с метаморфизованными породами вулканогенно-осадочной формации позднепалеозойского возраста во многих местах внутренних Динарид (палеозой Среднебосанских гор, юго-восточной Боснии, района р. Дрина, у г. Иваница и т. д.).

Вулканогенные комплексы. В отношении ювелирного и ювелирно-поделочного сырья наибольшее значение имеют палеоген-неогеновые эффузивно-пирокластические образования, менее важны юрская диабаз-кремнистая и триасовая диабаз-кремнистая формации.

Палеоген-неогеновые вулканогенные породы широко распространены в зоне Сербско-Македонской неоальпийской автономной активизации. На обширной территории этой зоны распространены кислые, среднекислые, основные и щелочные вулканогенные образования. В соответствии с характером общей рудоносности в пределах этой зоны отдельно выделяется Кратовско-Злетовская вулканическая область в Восточной Македонии и Лецкий андезитовый массив в южной Сербии с многочисленными проявлениями аметиста, агата, опала и реже благородного опала, а также лейцитовые базальты восточной периферии Вардарской зоны с проявлениями магматогенного хризолита.

Проявления благородного — огненного опала, сопровождаемого агатом и опалом, а также яшмами, известны в пределах Кратовско-Злетовского и Лецкого вулканогенных комплексов пород. Благородный опал встречается редко и в малых количествах. Обычно это тонкие прожилки и мелкие жеоды в обыкновенном опале. Такие образования развиты либо в форме страти-

фицированных слоев и прослоев между пирокластическими породами, либо выполняют трещины и пустоты в туфах и зонах интенсивного окремнения в вулканитах.

В пределах Лецкого андезитового массива во многих местах известны проявления аметиста и агата. Археологические данные и следы древних горных выработок свидетельствуют о том, что эти драгоценные камни добывались здесь еще в античное время. Аметист характеризуется различными оттенками фиолетового цвета и варьирующей степенью прозрачности: он часто трещиноват. Кристаллы, друзы и аметистовые щетки локализованы в тектонических зонах разломов, которые прослеживаются по простиранию на несколько километров. Отдельные из них содержат Pb—Zn—Au руды (месторождение Леце). Можно выделить не менее двух генераций аметиста и агата. Друзы аметиста с размером кристаллов до 5—7 см встречаются и в Pb—Zn рудных жилах месторождения Добрево в Кратовско-Злетовской вулканической области. Здесь они являются заключительной стадией гидротермальной деятельности. Отдельные жеоды с кристаллами аметиста встречаются и в дацит-андезитах Благодат-Сасе (Восточная Македония).

Магматогенный хризолит в форме фенокристаллов и зернистых агрегатов размером 1—1.5 см находится в щелочных базальтах на восточном фланге Вардарской зоны — в южной Сербии и Македонии до Демир Капия. Лейцитовые базальты формируют цепочки вулканических куполов диаметром несколько километров и лавовые покровы. Они принадлежат самой молодой — плиоцен-четвертичной фазе магматической активности на этой территории. Зерна и агрегаты хризолита прочно сцеплены с породой, и их выделение затруднено. Кристаллы хризолита свежие, прозрачные темно-зеленого цвета. Часто около крупного зерна расположены венчики мелких зерен. Рассмотренные проявления хризолита не представляют промышленного интереса, но могут служить источником для образования экономически интересных россыпей. С юрской диабаз-кремнистой и триасовой порфирит-кремнистой формациями, широко развитыми во внешних и внутренних Динаридах, связаны повсеместно значительные проявления окрашенного халцедона и опала, поделочных и декоративно-облицовочных яшм и яшмовидных пород.

Ультрабазиты. В пределах внутренних Динарид и Вардарской зоны ультрабазиты обнажаются на площади более 5000 км². Они принадлежат альпинотипным комплексам и представлены преимущественно гардбургитами в Вардарской зоне и лерцолитами во внутренних Динаридах (Karamata, Pamić, 1972). В обоих случаях мало дунитов и фельдшпатперидотитов. Ультрабазиты относятся к габбро-перидотитовой формации с участием габброидных пород менее 10%.

В связи с недостаточной изученностью в этих породах к настоящему времени обнаружены только проявления хризопраза

и благородного серпентинита (офита), хотя перспективы обнаружения других видов драгоценного камня безусловно существуют.

Хризопраз опалово-халцедонового и опалового состава обнаружен в никеленосной коре выветривания серпентинизированных ультраосновных пород в нескольких местах в Сербии (около Страгара и Лиг в Шумадии, около Върнячка Баня — месторождения Руджинцы и Велуче) и в Косове (Дреница и Голеша). Цвет отдельных разностей хризопраза варьирует от бледно-зеленого и серо-зеленого до яблочно-зеленого и желто-коричневого. Хризопраз в основном не прозрачен либо полупрозрачен и исключительно редко прозрачен.

Хризопраз наиболее высокого ювелирного качества обнаружен в коре выветривания Голешского ультраосновного массива (месторождение Главича) и в зоне Чикатово-Бакс (Дреница), где до настоящего времени сохранились старые, вероятно римские, горные выработки.

В разрезе юрско-меловой коры выветривания со средней мощностью 60 м на месторождении Главича отчетливо выделяются сверху вниз следующие зоны (Maksimović, 1977): охристо-силикатная; нонтронитовая с пимелитом в основании зоны; выщелоченных серпентинитов с прожилками и гнездами пимелита, керолита, сепиолита, халцедона, опала (хризопраза) и магнетита; неизмененных пород.

Благородный серпентинит известен во многих местах в гидротермально-серпентинизированных ультраосновных породах, отдельно в месторождениях хризотил-асбеста. Жилы плотного офита травяно-зеленого и яблочно-зеленого цвета мощностью до 30—40 см обнаружены на месторождении Босанско Петрово Село (баженовский подтип).

Россыши. В россыпях, которые образовались за счет обломочного материала коры выветривания гранитоидных массивов и кристаллических сланцев, попутно с поисками иного минерального сырья обнаружены повышенные концентрации отдельных видов самоцветного сырья, иногда ювелирного качества.

Так, например, рубин находится в элювиально-делювиальной россыпи вблизи его коренных проявлений в районе Сивец (Южная Македония). В подобных россыпях, возникших во многих участках развития метаморфического комплекса пород, находятся и гранаты (в основном красный альмандин).

В аллювиальных россыпях к настоящему времени обнаружены следующие драгоценные камни: циркон на р. Пек (Восточная Сербия) и р. Црнарека (Южная Македония); кристаллы сафира величиной до нескольких миллиметров в россыпях ручьев и рек горной системы Голия (юго-западная Сербия), коренной источник их здесь еще не известен; кианит на р. Волковска (Южная Македония); берилл на р. Лешничка (Западная Сербия) и в маленьких россыпях ручьев и рек Буяновацкого пегматитового поля (Южная Сербия); гранаты (в основном

альмандин, гроссуляр и реже пироп) на р. Црна река (Южная Македония), р. Лешничке (Западная Сербия) и во многих других местах.

Рудные формации. Некоторые виды драгоценного и полудрагоценного камня в форме рудных или жильных минералов находятся в рудных формациях металлических и неметаллических полезных ископаемых Югославии.

Самая перспективная — скарновая формация. В скарнах гранитоидных массивов Букуле, Копаоника и особенно Потой Чука (Восточная Сербия) имеются полупрозрачные и прозрачные идиоморфные кристаллы идокраза желто-зеленого и желто-коричневого цвета размером до 6 см по оси *c*. В скарнах свинцово-цинкового месторождения Сасе (Восточная Македония) находятся значительные концентрации мономинеральных агрегатов родонита. В скарнах магнетитового месторождения Рудна Глава (Восточная Сербия) обнаружены тонкозернистые плотные агрегаты эпидота пестрого желто-зеленого и розового цветов. В скарнах Копаоника, Букуле и во многих других местах имеются крупные идиоморфные кристаллы граната (желто-коричневого гроссуляра, красно-коричневого андрадита и др.).

Перспективными являются и некоторые типичные металлические рудные формации. Формация гидротермальных свинцово-цинковых руд на месторождении Црнац (Копаоник) и Pb—Zn—Au руд на месторождении Леце (Южная Сербия) содержит медово-желтые, прозрачные и достаточно крупные кристаллы клейофана. Горный хрусталь и родохрозит очень часто сопровождает Pb—Zn руды на месторождении Треча и на других месторождениях. Формация метаморфизованных месторождений марганца Западной Македонии в районе г. Бистре (месторождение Цер и др.) содержит в своем парагенезисе промышленные концентрации кристокристаллических плотных агрегатов родонита. Экстазиационно-осадочные месторождения и проявления железа, парагенетически связанные со среднетриасовой порфирит-кремнистой формацией, могут служить крупным источником гематита-кроволика (Варешский рудный район в центральной Боснии).

С неметаллическими формациями связаны следующие виды ювелирно-поделочного камня. Горный хрусталь находится в образованиях гидротермальной баритовой формации центральной Боснии (месторождение Крешево и др.). Высококачественный мраморный оникс ассоциирует с наиболее поздними травертиновыми карбонатными формациями и встречен во многих местах Македонии (Тетово), Сербии (Лозовик), Боснии (Крешево) и т. д. Скопления окаменелого дерева найдены в терригенных озерных формациях плиоценового возраста на Косове и в Шумадии, а также в окремненных пирокластических породах Кратовско-Злетовской вулканической области (Восточная Македония). Селенит и алебастр часто встречаются в месторождениях

гипса, связанных с верхнепалеозойскими и мезозойскими сульфатно-карбонатными формациями на многих участках Динарид.

Заключение. На территории Югославии широким развитием пользуются следующие перспективные на ювелирные и ювелирно-поделочные камни формации пород и руд:

1) пегматиты с известными проявлениями берилла, аквамарина, трифана, циркона и аметиста, кроме того, письменного пегматита, амазонита, горного хрусталя, дымчатого кварца, мориона, розового кварца и цитрина;

2) метаморфические комплексы с имеющимися проявлениями рубина, граната, аметиста и кианита, а также горного хрусталя, дымчатого кварца, мориона, цитрина и яшм;

3) вулканогенные комплексы с обнаруженными проявлениями благородного опала, аметиста и хризолита, а также агата, опала и яшм;

4) ультрабазиты, содержащие известные проявления хризопраза, также благородного серпентинита (офита);

5) россыпи с находками рубина, сапфира, циркона, кианита, берилла, граната;

6) рудные формации с обнаруженными проявлениями идокраза, граната, а также с гематитом-крававиком, эпидотом, родонитом, горным хрусталем, мраморным ониксом, селенитом и др.

Перспективы открытия в Югославии некоторых, наиболее дорогих ювелирных камней (алмазов, изумрудов, сапфиров и др.) очень ограничены. Однако нет сомнения, что систематические и планомерные поиски позволят выявить широкий ассортимент менее ценных, но также экономически важных драгоценных и полудрагоценных камней.

Список литературы

- Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. — Геол. рудн. месторождений, 1960, № 1, с. 45—54.
- Гинзбург А. И., Родионов Г. Г., Давиденко И. В. и др. Вопросы геологии и генезиса пегматитов. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 22, М., «Недра», 1964, с. 133.
- K a g a m a t a S., P a m i ć J. Razmatranje o genezi alpinotipnih ultrabazita Dinarida. — In: Referati VII Kongresa geol. SFRJ. Knj. II. Zagreb, 1972, s. 139—156.
- M a k s i m o v i ć Z. Fosilne kore raspadanja u Jugoslaviji i njihov značaj u rešavanju izvesnih geoloških problema. — Glas CCCII Srpske acad. nauka i umetnosti, Odeljenje prirodnomatematičkih nauka. Knj. 42. Beograd, 1977, s. 119—138.
- N i k o l i ć D. Spodumen iz pegmatita Cera (Srbija). — Zapisnici Srpskog geol. društva za 1964, 1965, 1966 i 1967 god. Beograd, 1969, s. 819—821.
- P a m i ć J. Granati. — In: Mineralne sirovine Bosne i Hercegovine. Tom I: ležišta uglja, ležišta nemetala. Sarajevo, Geoinženjering, 1976, s. 324—326.
- P a m i ć J., K a p e l e r I. Korundski amfiboliti na južnom obodu kri-vajsko-konjuškog ultramafitskog masiva. — Geološki anali Balk. poluostrva. Knj. XXXV. Beograd, 1970, s. 399—408.

- Popović A., Pamić J. Korund amfibolitski škriljci u amfibolitima Bistrice na južnom obodu zlatiborskog ultramafitskog masiva. — Glasnik priro. muz., ser. A, knj. 28, Beograd, 1973, s. 31—39.
- Varićak D. Kristalni kvarc. — In: Mineralne sirovine Bosne i Hercegovine. Tom I: ležišta uglja, ležišta nemetala. Sarajevo, Geoinženjering, 1976, s. 257—262.

УДК 549.091 : 553.8 (575.32+581+549)

Л. Н. Россовский, С. И. Коноваленко (СССР)

ДРАГОЦЕННЫЕ КАМНИ В ПЕГМАТИТАХ ГИНДУКУША, ЮЖНОГО ПАМИРА И ЗАПАДНЫХ ГИМАЛАЕВ

L. N. Rossovsky, S. I. Konovalenko (USSR)

GEM STONES IN THE PEGMATITES OF HINDUKUSH, SOUTHERN
PAMYRS AND WESTERN HIMALAYAS

The deposits of gemstones-bearing pegmatites, developed in the region of Hindukush, Southern Pamyrs and Western Himalayas constitute the largest Himalayan (Southern Asia) province. Distinguished among the pegmatites are rare-metal pegmatites of medium depths with kunzite, tourmaline, aquamarine, vorobievite and deep-seated desilicified pegmatites with sapphire, ruby and dravite. Gemstones of rare-metal pegmatites were formed at the final stages of pegmatite process by direct crystallization from pegmatite melt-solutions: sapphire and ruby and dravite were formed in the process of metamorphogenous transformation of granite pegmatites. Finds of deep-blue, violet and pink corundum crystals in the South-Western Pamyrs, great similarity of Pamyrian corundum plagioclases to the well-known sapphire deposits in the Himalayas permit regarding the South-Western Pamyrs as a promising region for prospecting jewelstone varieties of natural corundum.

В горных системах складчатого обрамления Индостанского щита широко распространены пегматиты, с давних пор служившие источниками драгоценных камней. В особенности большую известность снискали сапфиры и турмалины Кашмира, кунциты и турмалины Гиндукуша. Изучение пегматитов Центральной и Средней Азии позволило авторам выделить грандиозный Гималайский (Южно-Азиатский) пегматитовый пояс протяженностью более 3000 км. Характерная черта пояса — широкое развитие (по сравнению с другими регионами) пегматитов с драгоценными камнями. Последние встречаются здесь в пегматитах двух формаций: редкометалльных и глубинных. В редкометалльных пегматитах распространены кунцит, турмалины, аквамарин, воробьевит, в глубинных — сапфир и рубин (Россовский, Коноваленко, 1976).

Выделенные формации пегматитов резко различаются по своему геологическому положению, возрасту и условиям формирования, что, в свою очередь, и определяет пространственное размещение месторождений и проявлений драгоценного камня. Глубинные пегматиты распространены среди выступов докембрийского фун-

дамета, редкометалльные — главным образом в толщах палеозойского и мезозойского возраста в складчатом обрамлении этих выступов.

Редкометалльные пегматиты с драгоценными камнями изучались в Гиндукуше, где открыты уникальное месторождение кунцита Кулам, месторождения турмалина и кунцита Дарай-Пич, Ворадеш, Кантыва и ряд других объектов (Россовский и др., 1976).

Поля редкометалльных пегматитов распространены в киммерийско-альпийской складчатой области Гиндукуша. Они пространственно и генетически связаны с крупными массивами биотитовых и двуслюдистых гранитов мел-палеогенового возраста. Редкометалльные пегматиты залегают в кровле гранитных массивов преимущественно среди сланцевых толщ, метаморфизованных в условиях фации эпидотовых амфиболитов. Пегматиты по минеральному составу подразделяются на ряд типов, имеющих различную практическую ценность. В пегматитовых полях выявлены месторождения лития, бериллия, драгоценных камней, крупные проявления поллуцита и танталита (Россовский и др., 1975).

Драгоценные камни — кунцит, прозрачные турмалины, воробьевит — встречаются главным образом в толщах альбитизированных микроклиновых пегматитов с гнездами и зонами лепидолита, бело-розового сподумена, мусковита, полихромных турмалинов. Морфология и размеры пегматитовых тел, содержащих драгоценные камни, различаются в зависимости от характера вмещающих пород и структур пегматитовых полей. Так, например, месторождение Кулам представляет собой крупную пологую плитообразную жилу с апофизами, залегающую в габбро-поритах. Длина главной жилы около 3 км, мощность от 5 до 40 м. Месторождение Дарай-Пич представлено серией пологопадающих плитообразных тел, залегающих в габбро-диоритах. Мощность тел 1.5—5 м, длина сотни метров. Месторождение Ворадеш образуют одиночные круто- и пологопадающие жилы, залегающие в гранит-аплитах. Наиболее крупные и качественные драгоценные камни образуются при формировании пегматитов в стабильных тектонических условиях среди жестких структурных блоков, которыми являются массивы габброидов и гранит-аплитов.

Кунцит, прозрачные турмалины, воробьевит встречаются в пегматитах как совместно, так и обособленно друг от друга. Кунцит образуется, как правило, в более интенсивно минерализованных пегматитовых жилах. Зеленый и синий прозрачный турмалин встречается и в очень слабо альбитизированных микроклиновых пегматитах.

К у н ц и т образует кристаллы пластинчато-досковидной, толстотаблитчатой, реже изометричной формы. Наиболее интенсивно развиты грани {100}, {110}, {120}, {130}. Хорошо оформленные кристаллы имеют четко выраженную «головку» — грани

{021}, {111}, {221}. У большинства кристаллов развита вертикальная штриховка. В торцевых частях многих кристаллов отчетливо выражены весьма характерные конуса растворения. Светло-розовый прозрачный кунцит имеет $N_g=1.675$, $N_m=1.662$, $N_p=1.658$ (± 0.002), $N_g-N_p=0.017$, $+2V=56^\circ$.

Размер кристаллов кунцита, пригодных для ювелирных целей, варьирует от $1.0 \times 1.0 \times 2.0$ до $3 \times 15 \times 35$ см. В 1974 г. на месторождении Кулам добыт трещиноватый кристалл кунцита размером $4 \times 20 \times 45$ см. Цвет прозрачных кристаллов кунцита чрезвычайно разнообразен: розово-фиолетовый, красно-фиолетовый, зеленовато-сиреневый, сиреневый, сине-зеленый, голубой, голубовато-зеленый, зеленый, желто-зеленый, желтый. Часто встречаются полихромные кристаллы с любыми комбинациями упомянутых выше оттенков, а также прозрачные, совершенно бесцветные кристаллы, напоминающие по прозрачности горный хрусталь. У прозрачных окрашенных кристаллов сильно выражен дихроизм: по оси симметрии для них характерно резкое усиление окраски, а в перпендикулярном направлении они почти бесцветны. Содержание кунцита в минерализованных зонах крайне неравномерное. Одни из этих зон могут содержать 1—2 кристалла ювелирного качества, другие — десятки кристаллов. В 1973—1975 гг. на месторождении Кулам добыто более 1260 кг ювелирных разновидностей кунцита (Salach *et al.*, 1977).

Турмалины встречается в виде прозрачных длинно-, реже короткостолбчатых зеленых, синих и розовых кристаллов, обычно с характерной вертикальной штриховкой на гранях {1120}, {1010} и др. У кристаллов, выросших в пустотах, нередко хорошо выражены грани пирамиды {1011}, иногда вместо них развиты моноэдры. Размер прозрачных кристаллов ювелирного качества весьма широко варьирует: от 1 до 20 мм в поперечнике при длине 10—100 мм. Более редко встречаются крупные (до 15—30 см длиной при 3—13 см в поперечнике) розово-зеленые полупрозрачные кристаллы. В качестве драгоценного камня наиболее широко разрабатываются прозрачные зеленые турмалины, которые по красоте и цвету иногда могут соперничать с хорошими изумрудами.

Воробьевит (морганит) образует кристаллы изометрического или таблитчатого облика размером от 1×1 до 5×10 см. У хорошо образованных кристаллов развиты грани пинакоида {0001} и призмы {1010}, реже наблюдаются грани дипирамиды {1121} и др. Кристаллы нередко полупрозрачны и прозрачны и окрашены в очень красивый апельсиновый, кремовый или розовый цвета. Воробьевит высоко ценится в качестве драгоценного камня, однако он более редок по сравнению с кунцитом и турмалином.

Кунцит, прозрачные турмалины, воробьевит встречаются в пегматитах в пустотах и около пустот среди весьма характерного парагенезиса минералов, состоящего из голубого клевеландита,

лепидолита, мусковита, бело-розового сподумена, полихромного турмалина. Этот парагенезис образует гнезда и зоны, которые распространены в пегматитовых телах спорадически, без четкой закономерности. В субгоризонтальных и пологих телах зоны развиты в основном со стороны висячего бока жил.

На месторождении Кулам выделяются два типа минерализованных зон: первый — в альбитизированном блоковом мусковит-микроклиновом пегматите, второй — в биотит-микроклиновом блоковом пегматите.

Зоны первого типа представляют собой резко неравномернозернистую породу, состоящую из блоков микроклина, кварца и кристаллов бело-розового досковидного сподумена. Промежутки между микроклином, кварцем и сподуменом выполнены агрегатами голубого клевеландита и лепидолита. Размер выделений микроклина и кварца колеблется от 10 до 100 см в поперечнике, кристаллов сподумена — от $0.5 \times 1 \times 3$ до $4 \times 15 \times 70$ см. Для рассматриваемой породы характерно постоянное, хотя и очень неравномерное развитие пустот-занорышей различной величины. Размер занорышей широко варьирует от 2—10 см до $1.5 \times 1.5 \times 1.6$ м в поперечнике. В пустотах растут кристаллы горного хрусталя, микроклина, щетки кристаллов гребенчатого альбита-клевеландита, кунцит, поллуцит, воробьевит. В наиболее интенсивно минерализованных пустотах пространство между крупными кристаллами названных минералов вышлощено поздраватыми чешуйчатыми агрегатами лепидолита, тонковолокнистыми волосовидными агрегатами лепидолита, тонковолокнистыми волосовидными агрегатами светло-зеленого турмалина, белым глинистым веществом; реже встречаются касситерит, манганотанталит, микроклин (три разновидности), апатит (подолит), гердерит, ломонтит, десмин. Контакты минерализованных зон с окружающим их альбитизированным блоковым микроклиновым пегматитом и с агрегатами мелко-среднезернистого альбита и клевеландита постепенные.

Минерализованные зоны второго типа приурочены к занорышам среди биотит-микроклинового блокового пегматита со стороны висячего контакта жилы. Размер пустот варьирует от 0.5 до $2.6 \times 3.3 \times 3.3$ м в поперечнике. В области 0.5—0.7 м от пустот блоки микроклина не содержат графических и апографических вростков кварца и представлены хорошо оформленными кристаллами. Со стороны пустот многие кристаллы микроклина сильно выщелочены. Одновременно с микроклином внутрь пустот растут короткостолбчатые кристаллы горного хрусталя, достигающие 40 см в длину и 20 см в поперечнике. Агрегат минералов, состоящий из голубого тонкопластинчатого клевеландита, мусковита, лепидолита, розового сподумена, воробьевита, кунцита, а также иногда и поллуцита, развивается обычно изнутри пустот, интенсивно замещая микроклин и нарастая на него. Распространен этот минеральный агрегат очень неравномерно: в одних пустотах он

развивается незначительно, вокруг других — очень интенсивно. В последнем случае наблюдается зональное строение оторочек вокруг пустот: биотит-микроклиновый пегматит сменяется мусковит-клевеландитовой зоной мощностью 0.5—1.5 м, затем следует лепидолит-сподумен-клевеландитовая зона мощностью 0.2—0.7 м и затем уже полость с кристаллами горного хрусталя, гребенчатым альбитом, лепидолитом, кунцитом, воробьевитом, поллуцитом.

Распространение пустот со стороны висячего контакта жил среди массивного биотит-микроклинового пегматита графической и апографической структуры и постепенный переход блоков микроклина с графическими вростками кварца в хорошо ограниченные кристаллы внутри погребов свидетельствуют, по нашему мнению, о том, что это сингенетические пустоты остаточной кристаллизации.

В то же время в альбитизированном мусковит-микроклиновом пегматите (первый тип минерализованных зон) нередко наблюдается целая система полостей, соединяющихся между собой проводниками, и постепенные переходы гнезда вмещающих пород в друзовые агрегаты. Вполне возможно, что часть этих пустот образовалась в результате частичного перемещения остаточных растворов по трещинам в пегматитовом теле, возникшим вследствие явлений усадки после охлаждения уже сформировавшихся блоковых зон. Таким образом, этот вид пустот можно рассматривать как сингенетический—эпигенетический.

Образование минералов в пустотах и вокруг пустот представляет особый интерес, поскольку именно здесь распространены кунцит, турмалин, воробьевит, горный хрусталь, имеющие практическую ценность как драгоценные камни и пьезосырье. Наблюдается четкая последовательность в образовании минералов. Хорошо оформленные кристаллы микроклина обрастаются четко ограниченными, не несущими следов растворения кристаллами кунцита. Так, например, на одном кристалле микроклина размером $20 \times 25 \times 100$ см нарастали прозрачные кристаллы фиолетового кунцита размером до $2 \times 5 \times 12$ см. Все прочие минералы: гребенчатые кристаллы клеветандита, кристаллы горного хрусталя и воробьевита, агрегаты лепидолита, агрегаты и кристаллы поллуцита — по отношению к кунциту являются более поздними. Нередко можно наблюдать включения крупных кристаллов кунцита в горном хрустале, воробьевите, поллуците, причем на всех этих минералах остаются отпечатки штриховки граней кунцита. Таблитчатые кристаллы воробьевита, горный хрусталь и поллуцит являются более поздними по отношению к гребенчатому альбиту. Они нарастают на друзы этого минерала. В ряде случаев, возможно, ранние розовые воробьевиты изометрического облика образуются одновременно с гребенчатым альбитом.

Температуры образования минералов в пустотах, судя по данным измерения температур гомогенизации газовой-жидких

включений, колеблются в основном в пределах 280—120° С. Более высокие температуры гомогенизации (405—390 и 350—335° С) установлены только в кристаллах поллукцита. В других минералах (горном хрустале, прозрачных разновидностях турмалина, кунците) наиболее высокотемпературные включения гомогенизируются при 280—250, а низкотемпературные — при 130—120° С (Россовский и др., 1978).

Таким образом, морфогенетические особенности минералов и низкие температуры образования свидетельствуют о свободной кристаллизации их в пустотах из гидротермальных растворов.

Второй чрезвычайно интенсивный и важный в практическом отношении процесс образования (и преобразования) минералов — регенерация сподумена, поллукцита, турмалина, кварца — отмечается преимущественно в минерализованных зонах около пустот и частично внутри пустот. Именно в связи с этим процессом образуется основная масса ювелирных разновидностей кунцита.

Процесс регенерации охватывает значительный температурный интервал. Температуры образования регенерированного кунцита составляют 270—160° С, а нижняя граница гомогенизации включений в сильно регенерированном поллукците колеблется от 120 до 100° С.

Регенерация минералов свидетельствует о том, что остаточный гидротермальный раствор, из которого происходит образование минералов в пустотах, содержал, по-видимому, значительные концентрации активных минерализаторов (бора, уголекислоты, фтора), чем и объясняется его высокая агрессивность даже в условиях низких температур.

Помимо охарактеризованных драгоценных камней с фформацией редкометалльных пегматитов связаны проявления изумрудов в долине р. Кунар (Восточный Афганистан). Изумруды распространены во ффлогопитовых оторочках на контакте мелких жил десилицированных пегматитов с телами ультраосновных пород, замещенных актинолитом и тальком. Эти проявления (Бадель, Чавки) невелики по масштабу и большого практического значения не имеют. Значительно более крупные проявления и месторождения изумрудов известны в долинах рек Пандшер (Афганистан) и Сват (Пакистан), где они пространственно и генетически связаны с альбитовыми и кварц-анкерит-альбитовыми прожилками пневматолит-гидротермального происхождения (Salach e. a., 1977).¹

Глубинные пегматиты с драгоценными камнями распространены среди выступов докембрийского фундамента, породы которых метаморфизованы в условиях гранулитовой или низов амфиболитовой фации с последующим, часто неоднократным диафторезом. Пегматиты этой фформации обычно не обнаруживают четкой генетической связи с конкретными массивами гранитов. Образование пегматитов обусловлено процессами региональной мигматизации и гранитизации. Возраст их преимущественно докембрийский.

Примером рассматриваемых пегматитов являются знаменитые месторождения сапфира, открытые в 1882 г. на южных склонах хр. Занскер в Гималаях Кашмира. Сапфиросные пегматиты группируются в серии крутопадающих жил, приуроченных к тектоническим зонам в известняках и доломитах, которые образуют прослой среди гранат-роговообманковых гнейсов и биотитовых сланцев. Мощность отдельных жил достигает 1, длина 5 м. Жилы состоят из снежно-белого полевого шпата с включенными в него кристаллами корунда; они обрамляются мощными оторочками актинолит-тремолитовых пород с примесью форстерита и талька.

Сапфир встречается главным образом в агрегатах полевого шпата в виде неравномерной вкрапленности, реже он отмечается в актинолит-тремолитовых зонах на контакте с известняками. Длина кристаллов сапфира измеряется первыми сантиметрами, а наиболее крупные из них достигают 12.5 см по длинной оси при поперечном сечении 7.5 см. Цвет кристаллов лазурно-синий, фиолетовый, зеленовато-оранжевый, желтый. Встречаются зонально окрашенные кристаллы. Для сапфиров Кашмира характерны чистота и густые тона окраски (Mallet, 1882; Brown, 1956; Juerg, 1961; Киевленко и др., 1974).

В последние годы сходные в генетическом отношении проявления глубинных десилицированных пегматитов с цветными корундами обнаружены на Юго-Западном Памире (Россовский, Коноваленко, 1977). Эти проявления расположены в долинах рек Дарай-Стаж, Авдж, Сумджин, Гондарв на западном склоне Шахдаринского хребта, где обнажается полиметаморфический комплекс Юго-Западного Памира. Десилицированные пегматиты распространены только в нижней (горанской) серии комплекса, имеющей, по данным Б. Я. Хоревой и Б. А. Блюмана (1974), архейский возраст. Участки развития пегматитов сложены мигматизированными гранат-силлиманит-биотитовыми гнейсами, в которых заключены прослой и линзы магнетитовых мраморов, интенсивно минерализованных форстеритом, клиногумитом, флогопитом, шпинелью. Нередко магнетитовые мраморы превращены в почти мономинеральные форстерититы. Тела пегматитов залегают в форстерититах, магнетитовых кальцифирах, на контакте форстерититов с гнейсами или в тех, и в других породах одновременно. Форма тел: жилы, жилы с апофизами и раздувами, линзы. Мощность жил большей частью колеблется от 0.5 до 6.0 м, длина — от первых метров до десятков метров. Более редко встречаются крупные тела мощностью до 20 м при протяженности до 140 м. По отношению к гнейсоватости вмещающих пород жилы подразделяются на согласные и секущие. В пределах отдельных проявлений обычно встречаются одна—две жилы, реже их число достигает 10—12.

Жилы десилицированных пегматитов Памира сложены плагиоклазитами массивной или такситовой текстуры. На контакте их с вмещающими породами всегда присутствуют оторочки зонального

строения. Плаггиоклазит представляет собой средне- и крупнокристаллическую породу серовато-белого цвета. Размер выделений минералов колеблется от 0.5 до 15.0 см. Главный породообразующий минерал — плаггиоклаз — представлен двумя генерациями: ранним (№ 20—25) и поздним (№ 30—80). Более кислый плаггиоклаз всегда отчетливо замещается более основным. В участках с наибольшей концентрацией корунда основность позднего плаггиоклаза достигает № 70—80. Типоморфные минералы плаггиоклазитов — корунд и дравит. Их содержание варьирует от 1—2 до 30% и резко возрастает в эндоконтактных зонах жил. Более редки минеральные ассоциации, близкие по составу к кыштымиту и содержащие 60—75% корунда. Второстепенные минералы — флогопит, кальций-магниевый амфибол, шпинель, диаспор, корундофиллит, клиноцоизит. Акцессорные минералы: графит, рутил, циркон, апатит.

Корунд образует в пегматитах сливные массы, отдельные дигипирамидальные и веретенообразные кристаллы длиной до 2—5 см. Наиболее развиты грани {2243}, {1121}, реже встречается {0001}. Штриховка не характерна, но иногда наблюдается параллельно {0001}. Окраска минерала неравномерная от бело-серой до густо-синей — сапфирово-подобной. Самые яркоокрашенные разности встречаются в плотном белом плаггиоклазите в ассоциации с флогопитом и шпинелью. В контактовых оторочках окраска корунда более неравномерная, но там попадаются кроме синих и серо-белых розово-серые и рубино-подобные разновидности.

Вещественный состав и парагенезисы минералов корундовых плаггиоклазитов отражают условия их формирования и влияние магниезальных вмещающих пород. Своеобразие минерального состава заключается прежде всего в присутствии корунда и других высокоглиноземистых минералов (шпинели, диаспора, корундофиллита). Влияние вмещающих пород выразилось в образовании дравита, флогопита, шпинели, амфибола.

Изменения минерального и химического состава десицированных пегматитов наиболее сильно выражены в эндоконтактных частях жил, где всегда присутствуют одна или несколько минеральных оторочек (зон). По направлению от пегматитов к вмещающим породам (форстерититам) выделяются следующие зоны: 1) плаггиоклазовая (с дравитом, флогопитом, корундом), 2) флогопит-плаггиоклазовая (с дравитом, корундом), 3) амфиболовая (с дравитом, корундом, реликтами плаггиоклаза), 4) корунд-флогопитовая (с дравитом, шпинелью), 5) флогопитовая (с корундом, дравитом, амфиболом, шпинелью). Мощность зон варьирует от первых сантиметров до десятков сантиметров, изредка достигая 2.5 м.

Особенности изменения вещественного состава пегматитов существенно отличаются в зависимости от интенсивности процессов их замещения и условий залегания жил. Можно наблюдать непосредственный переход нормальных кварц-микроклин-плаггиоклазовых пегматитов в корундовые плаггиоклазиты в пределах одного

и того же тела. По мере приближения к контакту с вмещающими породами в пегматите уменьшается содержание кварца, исчезают шерл и биотит. Наиболее существенные изменения минерального состава наблюдаются на выклинивании таких жил, где на протяжении 1.5—2.0 м пегматит полностью теряет свободный кремнезем и переходит в плагиоклазит, содержащий 2—3% корунда, а вместо типоморфного для пегматита шерла появляется зеленый дравит. При этом происходит последовательная смена минеральных ассоциаций: 1) кварц-олигоклазовый пегматит, 2) мелкозернистый плагиоклазит (№ 35—45) с дравитом, 3) сливной плагиоклазит (№ 70—100) с дравитом и корундом, 4) плагиоклаз-амфиболовая зона с дравитом и корундом, 5) флогопитовая (с корундом) оторочка. Аналогичные явления установлены при залегании одних и тех же жил и в гнейсах, и в форстерититах: кварц-микроклин-плагиоклазовые пегматиты из гнейсов постепенно переходят по простиранию жил в корундовые плагиоклазиты в форстерититах.

Формирование корундовых плагиоклазитов неразрывно связано с процессами метаморфизма полиметаморфического комплекса Юго-Западного Памира. Первыми в условиях гранулитовой фации образуются тела кальцифиров и магнезиальных скарнов. Затем во второй этап метаморфизма проявляется диафторез гранулитового субстрата в условиях амфиболитовой фации (Буданов, Буданова, 1971; Буданова, Буданов, 1976). Развившиеся процессы мигматизации гнейсовых толщ генерировали расплавы гранитоидного состава, которые наряду с послойными телами в мигматитах образовали секущие жилы пегматитов, гранит-пегматитов, аплитов в гнейсах, кальцифирах, форстерититах. Существенного взаимодействия пегматитовых расплавов с форстерититами не происходило, о чем свидетельствуют случаи нахождения практически неизмененных микроклиновых и микроклин-плагиоклазовых пегматитов среди форстерититов.

Непосредственное формирование корундовых плагиоклазитов обусловлено воздействием как на пегматиты, так и на вмещающие их породы гидротермальных растворов метаморфогенного происхождения, очевидно также связанных с процессами диафтореза в условиях амфиболитовой фации. Температура образования корундовых плагиоклазитов, судя по ассоциации анортит+корунд и отсутствию маргарита, не опускалась ниже 500—600° C (Storre, Nitch, 1974). Деятельность растворов вызвала взаимодействие резко неравновесных сред пегматит (гранит, аплит)—вмещающая порода (магнетитовый мрамор, кальцифир, форстеритит), развитие процессов десиликации в пегматитовых телах, образование мощных контактовых оторочек, выделение свободного глинозема в виде корунда и тому подобные явления. Наложенный характер процесса подчеркивается крайне неравномерной десиликацией сходных по минеральному составу пегматитов даже в пределах одного и того же участка, а также различной интенсивностью развития контактовых оторочек.

Сам процесс взаимодействия между пегматитами и вмещающими породами, обменные реакции между ними мы рассматриваем вслед за Д. С. Коржинским (1955) как инфильтрационно-диффузионный метасоматоз (биметасоматоз).

Анализ характера изменения химического и минерального состава пегматитов показывает, что наиболее активными подвижными компонентами системы наряду с водой и углекислотой являлись калий, натрий, кальций, а в качестве инертных компонентов выступали магний, кремний, алюминий. В ходе преобразования пегматитов происходило перераспределение главных породообразующих элементов и образование различных реакционных зон, главным образом би- и мономинерального состава.

Процесс десиликации выразился в закономерном уменьшении содержания SiO_2 , увеличении отношения $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$ по направлению от осевых частей жил к вмещающим породам или в тех случаях, когда жилы залегают на контакте гнейсов с форстерититами по направлению от первых ко вторым. Интенсивное развитие десиликации приводит к повышению основности плагиоклаза (до № 60—80) и увеличению содержания корунда (до 75%). В дальнейшем на уже сформировавшиеся корундовые плагиоклазиты местами наложился поздние гидротермальные растворы. Они образовали низкотемпературную минеральную ассоциацию: корундофиллит, диаспор, жемчужные и розовые слюды, рутил. Температура образования диаспора по данным гомогенизации газовой-жидких включений с учетом поправки на давление составляла 290—310° С.

Выводы. 1. Гиндукуш, Южный Памир, Западные Гималаи представляют собой крупнейшую провинцию пегматитов с драгоценными камнями. По масштабу проявлений пегматитов и набору драгоценных камней эта провинция является уникальной и значительно превосходит другие регионы. Открытие в последние годы месторождения кунцита Кулам, месторождений турмалинов и кунцита Дарай-Пич и Ворадеш в Афганистане, новые проявления изумрудов и рубина в Афганистане и Пакистане свидетельствуют о больших перспективах провинции на драгоценные камни. Находки на Юго-Западном Памире густоокрашенных синих, фиолетовых и розовых кристаллов корунда, большое сходство памирских корундовых плагиоклазитов с известными месторождениями сапфира в Гималаях позволяют рассматривать Юго-Западный Памир как перспективный район для поисков ювелирных разновидностей природного корунда.

2. Выделяются две формации пегматитов, содержащих драгоценные камни: а) редкометалльные пегматиты средних глубин с кунцитом, турмалином, аквамаринном, воробьевитом, б) глубинные десилицированные пегматиты с сапфиром, рубином и дравитом. Драгоценные камни редкометалльных пегматитов образуются в конечные этапы пегматитового процесса путем непосредственной

кристаллизации из пегматитовых расплавов-растворов; сапфиры и рубины формируются в процессе метаморфогенного преобразования гранитных пегматитов.

Список литературы

- Буданов В. И., Буданова К. Т. Петрологические особенности метаморфических пород и проблемы изучения фаций метаморфизма Юго-Западного Памира. — В кн.: Материалы II Среднеазиатского регионального петрографического совещания. Душанбе, 1971.
- Буданова К. Т., Буданов В. И. Термодинамический режим высокотемпературного диафореза гранулитовой фации на примере метapelитов и metabазитов Юго-Западного Памира. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1976.
- Киевленко Е. Я., Сенкевич Н. Н., Гаврилов А. П. Геология месторождений драгоценных камней. М., «Недра», 1974.
- Колесник Ю. Н. Высокотемпературный метасоматоз в ультраосновных породах. — Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1976, вып. 261.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Россовский Л. Н., Коноваленко С. И. О Южно-Азиатском пегматитовом поясе. Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 3.
- Россовский Л. Н., Коноваленко С. И. Корундовые плагиоклазиты Юго-Западного Памира. — Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 3.
- Россовский Л. Н., Чмырев В. М., Салах А. С. О новых полях и поясах редкометальных пегматитов Гиндукуша (Восточный Афганистан). — ГРМ, 1975, № 5.
- Россовский Л. Н., Чмырев В. М., Салах А. С. Месторождения кунцита в Афганистане. — «Сов. геология», 1976, № 12.
- Россовский Л. Н., Макагон В. М., Кузьмина Т. М. Особенности формирования месторождений кунцита в Афганистане. — «Геология и геофизика», 1978, № 11.
- Хорева Б. Я., Блюман Б. А. Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента палеозойских и мезозойских складчатых областей Средней Азии. Л., «Недра», 1974.
- Brown J. C. Sapphires of India and Kashmir. — The Gemmologist, 1956, v. 25, N 299.
- Juerg L. A. N. Indian precious stones. — Bull. of the India, Ser. A — Economic geology, 1961, N 18.
- Mallet F. R. On sapphires recently discovered in North-West Himalayas. — Rec. Y. S. J., 1882, v. XI, pt. Z.
- Salach A. S., Chmirev V. M., Dronov V. J., Rossovskiy L. N. Mineral Resources of Afghanistan. Kabul, 1977.
- Storre B., Nitch K. H. Zur Stabilität von Margarit in System. — Contr. Min. Petrol., 1974, v. 43, N 1.

М. Т. Геруволь (Демократическая Республика Афганистан),
В. Ю. Алхазов, Г. А. Юргенсон (СССР)

**МИНЕРАЛОГИЯ ПРОДУКТИВНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ
 ПЕГМАТИТОВ С ДРАГОЦЕННЫМИ КАМНЯМИ НУРИСТАНА
 (ДЕМОКРАТИЧЕСКАЯ РЕСПУБЛИКА АФГАНИСТАН)**

M. T. Geruvol (Democratic Republic of Afghanistan),
V. Yu. Alkhazov, G. A. Yurgenson (USSR)

**MINERALOGY OF PEGMATITE PRODUCTIVE MINERAL COMPLEXES
 WITH PRECIOUS STONES IN NURISTAN (DEMOCRATIC REPUBLIC
 OF AFGHANISTAN)**

In the Eastern Afghanistan the precious stones-bearing pegmatite bodies of various mineral types were formed in succession from magmatic to hydrothermal stages, including pneumatolite greysen and pneumatolite-hydrothermal stages. Characteristic is given of the following precious stones: beryl (aquamarine, vorobievite), tourmaline (schorl, indigolite, verdelite, achroite, dravite, uvite) and spodumene (kunzite, triphane, giddenite, nuristanite). Wide development of clevelandite complex (pneumatolite-hydrothermal stage) and occurrence of clots, veins and crusts of pink cockeite with spodumene and green tourmaline imply the presence of spodumene and tourmaline jewel varieties in the pegmatites.

Драгоценные камни в пегматитах Нуристана в Восточном Афганистане известны с древнейших времен. Здесь добывали ювелирные разновидности турмалина, сподумена, берилла, граната. Однако специальное изучение минералогии этих пегматитов предпринято лишь в последние годы афганскими и советскими геологами.

Пегматитовые жилы в Нуристане образуют крупные пегматитовые поля, включающие гигантские (до 60 м мощности при длине в несколько километров) зонально построенные пегматитовые жилы. Таковы Нилау-Куламское, Друмгальское, Дарай-Пичское, Парунское и другие поля. В наиболее изученных пегматитовых полях в пространственном распределении пегматитов наблюдается вертикальная и горизонтальная зональность, в принципе отражающая зональность самих пегматитовых тел. Она выражается в том, что простые олигоклаз-микроклиновые с биотитом пегматиты по мере удаления от материнских гранитов сменяются все более дифференцированными, при этом в преобладающем числе случаев крупные пегматитовые поля с редкометальным оруденением и драгоценными камнями чаще встречаются на более высоких гипсометрических уровнях. Кроме того, нередко пегматитовые поля с нарушенной зональностью, что, по-видимому, обусловлено тектоническими условиями их формирования.

В целом на примере пегматитовых полей Друмгал, Яригул, Дарай-Пич (Кондаро-Канакан-Гурсалак), Нилау-Кулам и дру-

гих намечается следующий ряд минеральных типов пегматитов* (снизу вверх, от ранних к поздним): а) олигоклаз-микроклиновый с биотитом, мусковитом; б) кварц-микроклиновый слабо альбитизированный с мусковитом, шерлом, бериллом, апатитом; в) кварц-микроклин-альбитовый со сподуменом, поллуцитом, колумбит-танталитом и поздними кунцитом, полихромным турмалином и др.; г) кварц-микроклин-сподумен-альбитовый с колумбит-танталитом, апатитом и фосфатами лития; д) альбитовый со сподуменом (или без него), лепидолитом, жильбертитом, бериллом, колумбит-танталитом; е) кварц-альбитовый (клевеландитовый) с турмалином, сподуменом (или без него), поллуцитом, монтебразитом, трифилином, литиофиллитом, кунцитом, воробьевитом, полихромными ювелирными разновидностями турмалина, лепидолитом, поздним микроклином, марганцо-танталитом.

В пределах отдельных полей при интенсивном развитии пегматитов сподумен-микроклин-альбитового типа микроклин-альбитовый с лепидолитом и рубеллитом развит, как правило, ограниченно (и наоборот). Это связано, по-видимому, с изменением концентрации лития в пегматитовом флюиде. В случае его высокого содержания в начале пегматитового процесса вероятность образования собственных литиевых минералов (сподумена) уже в магматическую стадию достаточно велика, и он расходуется преимущественно в это время. При этом в продуктах поздних процессов литиевых минералов образуется мало, и они возникают при условии растворения и переотложения ранних продуктов кристаллизации. В случае изначальной относительной обедненности флюида литием он накапливается, по-видимому, к концу пегматитового процесса, когда появляется вероятность кристаллизации кунцита, рубеллита, монтебразита, лепидолита и позднейшего куккеита.

Анализ зональности и взаимоотношений пегматитовых жил разных минеральных типов и минеральных комплексов в них позволил наметить следующую последовательность их формирования.

1. Кварц-полевошпатовый с шерлом и мусковитом, бериллом, апатитом или кварц-сподумен-полевошпатовый комплекс с графической и субграфической пегматоидной неравномернозернистой или блоковой структурой (стадия магматическая).

2. Альбитовый, кварц-альбитовый комплекс с железистым танталит-колумбитом, бериллом, апатитом, турмалином, мусковитом с зернистой мелкопластинчатой структурой (стадия пневматолитовая);

3. Кварц-мусковитовый комплекс с касситеритом, железистым колумбит-танталитом, бериллом, редко и турмалином (стадия пневматолитово-грейзеновая);

* Алхазов В. Ю., Россовский Л. Н., Ильменев Е. С., Саид-Ишан, Масуд-Рахим. Геолого-минералогическая характеристика пегматитового месторождения драгоценных камней Канакан. — В кн.: Доклады V научно-методической конференции КПИ. Кабул, 1977.

4. Кварц-альбитовый (клевеландитовый) комплекс с поллуцитом, монтебразитом, кунцитом, полихромным турмалином, лешидолитом, воробьевитом, микролитом, мангано-танталитом (стадия пневматолитово-гидротермальная);

5. Литиофиллит-трифилин-сиклерит-кукеитовый с цеолитами и кальцитом (стадия гидротермальная).

Ниже на основе отмеченной минеральной зональности и последовательности минералообразования приведена характеристика драгоценных камней и включающих их минеральных комплексов.

Б е р и л л. Зеленовато-голубые и голубовато-зеленые короткостолбчатые аквамарины находятся в шерлово-мусковитово-микроклиновых агрегатах апографической структуры. Они нарастают на стенки пустот совместно с кристаллами дымчато-серого кварца, горного хрусталя и мусковита. Размеры кристаллов берилла от 1—2 до 7—10 см по оси *c* и от 0.4—0.6 до 6 см по *a*. Участки с ювелирными областями достигают 3—4 см. Кристаллы обыкновенно имеют простую огранку: комбинации гексагональной призмы, дипирамиды и пинакоида. Небесно-голубые или голубовато-зеленые шестоватые или столбчатые кристаллы аквамарина образуются уже в более поздних минеральных парагенезисах с белым клевеландитом, жемчужно-белым веерным мусковитом и дымчатым кварцем. Они развиты преимущественно в верхних частях микроклин-сподуменовых пегматитов, содержащих также железистый танталит, апатит и реже монтебразит. В кристаллах ювелирные монообласти находятся в концевых частях, но иногда слагают их целиком. Грани призмы часто покрыты пирамидальными положительными вициналями роста и ступенчатыми углублениями зарастания.

Воробьевиты характерны только для поздних существенно альбит-лепидолитовых минеральных комплексов, которые развиты в кварц-микроклин-альбитовых пегматитах со сподуменом, кунцитом и полихромными турмалинами. В кварц-микроклиновом и микроклин-сподумен-альбитовом типах пегматитов, где преимущественно образуются аквамарины, ювелирные воробьевиты обычно не встречаются. Присутствие аквамаринов и воробьевитов в единой жиле наблюдается лишь в случаях наложения поздних альбит-лепидолитовых комплексов на кварц-микроклин-альбитовые.

Среди воробьевитов наблюдались две разности: кремовые и светло-розовые. Кремовый толстотаблитчатый или короткостолбчатый воробьевит встречается в ассоциации с кунцитом, трифаном, светло-голубым или белым веерным клевеландитом, зелеными турмалинами, ахритом, бледно-розовым рубеллитом, светло-сиреневым лепидолитом. Розовые и бледно-розовые таблитчатые и толстотаблитчатые воробьевиты чаще встречаются в ассоциации с ярко-розовым до рубинового рубеллитом, розово-зеленым полихромным турмалином, зеленовато-голубым клевеландитом, ярко-розовым лепидолитом и уплощенными по призме регенированными кристаллами кварца. Наблюдались теснейшие сростания клевеландита, турмалина и воробьевита.

Абсолютное большинство кристаллов воробьевита характеризуется резко подчиненным развитием граней призмы. Отношение c/a варьирует от 0.9 до 0.5. Наиболее часто встречаются простые формы: базопинакоид $\{0001\}$ и гексагональная призма $\{10\bar{1}0\}$, гексагональные дипирамиды $\{11\bar{2}1\}$, $\{10\bar{1}1\}$, $\{10\bar{2}1\}$, дигексагональная дипирамида $\{121\bar{2}\}$. На гранях пинакоида $\{0001\}$ отмечаются трехгранные отрицательные пирамиды, а также конусы растворения. Кроме того, на гранях пинакоида наблюдались положительный гексагональный конус роста и отрицательные пирамиды растворения, параллельные граням дипирамиды $\{10\bar{1}1\}$. Грани дипирамиды $\{10\bar{1}1\}$ обычно покрыты следами растворения, распределение которых и формы соответствуют геометрии пространственного расположения поздних кристаллов турмалина и клевеландита, нараставших на фронте растворения граней кристаллов воробьевита. При регенерации кристаллы его зарастали гранями дипирамид.

Элементы-примеси и оптические свойства минералов группы берилла

Номер образца	Цвет	Mg	Ca	Fe	Na	Li	No	Ne
1	Изумрудно-зеленый	1.0	2.0	0.3	0.8	—		
2	Зеленовато-голубой	0.5	0.1	0.5	0.6	0.5	1.589	1.583
3	Голубовато-зеленый	0.4	0.06	0.5	0.8	0.8	1.592	1.583
4	Небесно-голубой	0.2	0.08	0.3	0.8	1.0	1.592	1.584
5	Мутный желтовато-зеленый	0.05	0.2	0.3	0.8	0.8	1.598	1.588
6	Бледно-кремовый	0.04	0.1	0.08	1.2	1.0	1.598	1.589
7	Розовый	0.06	0.08	0.02	1.0	1.2	1.596	1.588

Примечание. Обр. 2—4 — аквамарины из кварц-микроклин-шерла-альбитовых пегматитов; обр. 5 — ранняя генерация из кварц-шерл-микроклин-апатит-альбитового пегматита со сподуменом и поздним лепидолитом и рубеллитом; обр. 6—7 — из позднего кварц-клевеландитового комплекса. Показатели преломления определены с точностью ± 0.002 .

Распределение окраски в бериллах равномерное. Как видно из таблицы, изумрудно-зеленые бериллы содержат много магния, кальция и железа. Только в них определены никель, кобальт (до 0.005%) и до 0.5% хрома. В аквамаринах от ранних зеленых к поздним голубым уменьшается содержание магния, кальция и железа и возрастают содержания натрия и особенно более подвижного лития. В воробьевитах (обр. № 6 и 7) резко уменьшается содержание магния и железа, а возрастает — натрия и лития.

Турмалин. Среди турмалинов выделяется три группы по последовательности изменения окраски от ранних генераций к поздним.

а. Ряд шерла—индиголита—верделита—ахроита с очень редко встречающимися рубеллитами. Типичными представителями пег-

матитов с таким порядком изменения разновидностей турмалина являются пегматиты безлепидолитовых участков месторождений Канакан и Кулам. Вся гамма изменений может быть проявлена в одном зональном кристалле или в агрегате. Ранние турмалины I — черные, дымчато-синие или (в иммерсионном препарате) лилово-дымчатые ($N_o=1.664 \pm 0.002$; $N_e=1.634 \pm 0.002$) обычно заключены в альбитизированном кварц-мусковит-микроклиновом агрегате. Турмалин II выделяется одновременно или несколько ранее клевеландита. Это синие, лилово-синие, или сине-зеленые кристаллы индиголита размером от 0.3 до 10 см или поздние зоны роста ранее образовавшихся шерлов ($N_o=1.661 \pm 0.002$; $N_e=1.631 \pm 0.002$). В ассоциации с индиголитом — кунцит, монтебразит, поллуцит. Турмалин III — зеленые, травяно-зеленые или сине-зеленые верделиты, нарастающие на индиголит или образующие периферические и концевые зоны его роста ($N_o=1.656 \div 1.648$; $N_e=1.630 \div 1.618$). Этот турмалин нередко хорошо огранен. Головка его часто окристаллизована. Кристаллы, срастаясь по призме, образуют тройники. Турмалин находится в теснейшем сростании и прорастании с клевеландитом и выделяется после мусковита второй генерации.

Турмалин IV — бледно-зеленые или совершенно бесцветные тонкоигольчатые верделиты и ахроиты, нарастающие на клевеландит, поздний микроклин, образующие прожилки в поллуците. $N_o=1.647 \div 1.643$, $N_e=1.622 \div 1.618$. От ранних генераций к поздним в этом ряду происходит уменьшение содержания магния (от 0.5 до 0.06%) и железа (от 3 до 0.5%), увеличение кальция (от 0.5 до 0.8%), марганца (от 0.4 до 2%) и лития до 1.0—1.5%. В участках развития лепидолита наблюдались переходы от индиголита к рубеллиту и далее к бледно-зеленому верделиту или ахроиту.

б. Ряд дравита—рубеллита—увита. Он наблюдался на Канакане в участках обильного развития литиевых минералов поздних альбитсодержащих комплексов и на Галангале (пегматитовое поле Дарай-Пич). В раннем кварц-микроклин-мусковитовом комплексе развит темно-бурый до оливково-зеленого и коричнево-розового короткостолбчатый дравит ($N_o=1.665 \div 1.652$; $N_e=1.638 \div 1.626$) с содержанием магния до 3%. В участках развития клевеландит-сподумен-монтебразит-лепидолитового комплекса появляется желтый, медово-желтый, зеленовато-желтый дравит, образующий внешние зоны на раннем буром дравите ($N_o=1.652 \pm 0.002$, $N_e=1.6261 \pm 0.002$). В парагенезисе с голубым клевеландитом и ярко-розовым лепидолитом на дравите появляются ярко-розовые, а затем бледно-розовые зоны роста или желтоватые до бесцветных шестоватые или длинностолбчатые самостоятельные выделения рубеллита и увита ($N_o=1.648 \div 1.650$, $N_e=1.624 \div 1.626$).

В этих турмалинах уменьшаются содержания магния, железа и титана и увеличиваются содержания кальция, натрия, магния и марганца в поздних генерациях по сравнению с ранними. Все

разности турмалина этого ряда образуют самостоятельные кристаллы.

в. Ряд шерла—индиголита—верделита—увита изучен в пегматитах Ландей-Джой (поле Дарай-Пич).

Шерл (турмалин I) развит в краевых зонах пегматитового тела, сложенного кварц-микроклин-шерловым агрегатом. Шерл в иммерсионном препарате оказывается грязно-синим и дымчато-синим ($N_o=1.666 \pm 0.002$, $N_e=1.635 \pm 0.002$).

Во внутренней зоне пегматитового тела, сложенной клеветандитовым комплексом со светло-сиреневым лепидолитом, розоватым микроклином II, поллуцитом и мутным воробьевитом, крупными кристаллами сподумена, микролитом, танталитом и касситеритом, обычны зональные турмалины II. Размеры их 0.5—15 см.

Поздний турмалин II — это продукт переработки уже существовавших синих турмалинов за счет их перекристаллизации с очищением на месте или в результате кристаллизации из растворов в трещиноватых зонах и в пустотах. Среди турмалинов II совершенно отчетливо выделяются: а) индиголиты внешних зон и самостоятельные кристаллы в пустотах и трещинах на микроклине II; б) эпидотово-зеленые (фисташково-зеленые) ювелирные разности, образующие концевые части или оболочки ранних грязно-синих турмалинов I, а также корки и гнезда из мелких кристаллов; в) золотисто-желтые ювелирные кристаллы. В отличие от раннего поздние турмалины содержат значительно меньше ниобия и тантала, но в них увеличены содержания железа, хрома, кальция и натрия.

Рубеллиты присутствуют в различных количествах во всех пегматитах с полихромными турмалинами, но преобладают в обогащенных лепидолитом, поллуцитом и монтебразитом. Обычно выделение его предшествует образованию верделита.

С п о д у м е н. Ювелирные разности сподумена — кунцит, трифан, гидденит и голубой нуристанит (термин Л. И. Россовского) — развиты также в позднем существенно клеветандитовом минеральном комплексе.

Выделяется три морфолого-генетические разности сподумена. Ранние породообразующие непрозрачные железистые сподумены встречаются в субграфической, пегматоидной или блоковой зонах кварц-микроклин-сподуменовых и альбит-сподуменовых пегматитов. Селенитоподобные параллельно-шестоватые агрегаты образуют прожилки в альбит-турмалин-поллуцитовых зонах альбитизированных пегматитов. Самые поздние прозрачные сподумены встречаются в верхних частях кварц-микроклин-альбитовых пегматитов со сподуменом и в кварц-альбитовых (клеветандитовых) с полихромным турмалином, поллуцитом, лепидолитом, воробьевитом.

Прозрачные сподумены обычно находятся в друзовых участках, занорышах, погребках, где нарастают на микроклин. Нередко они погружены в розовую глину. Ювелирные сподумены и турмалины наблюдаются также в мелкопластинчатом, рыхлом мелкодруж-

зовом альбите, из которого они довольно легко извлекаются. На сподумен нарастают белый или голубой клевеландит, кристаллы кварца, жильбертит, лешидолит. Часто кристаллы сподумена и турмалина заключены в кукееитовые и жильбертитовые рубашки.

Среди кристаллов ювелирных сподуменов можно выделить следующие морфологические типы.

1. Изометрично-столбчатые кристаллы с хорошо развитыми гранями $\{100\}$, $\{010\}$, менее $\{110\}$. Это типичный пироксеновый тип. Такие кристаллы имеют полихромную окраску: чаще всего внутренние зоны их окрашены в желтый, желто-зеленый или голубовато-зеленый цвет, а периферические — в серо-синий или лилово-фиолетовый. Встречаются ярко-зеленые индивиды.

2. Длинностолбчатые, уплощенные кристаллы, сложенные гранями $\{100\}$, $\{110\}$, $\{010\}$. Окраска различна: лиловая, лилово-серая, желто-серая, редко — голубоватая.

3. Призматически-пинакоидальные кристаллы с асимметричным развитием пинакоидов и призмы. Такие кристаллы имеют сечение прямоугольного треугольника. Грань $\{010\}$ обычно продольно иштрихована. Чаще всего встречаются комбинации граней (100) , (110) ; (100) , (010) , (110) , $(\bar{1}\bar{1}0)$; (100) , (110) , $(\bar{1}\bar{1}0)$, $(\bar{1}\bar{1}0)$; (100) , (010) , (110) , $(\bar{1}\bar{1}0)$. Окраска различна.

4. Уплощенные досчатые кристаллы с интенсивно развитыми гранями $\{010\}$ или $\{010\}$, покрытыми голубой продольной штриховкой.

Размеры кристаллов варьируют очень широко. Непрозрачные зеленовато-желтые кристаллы в собственно микроклин-сподуменовых пегматитах достигают 1.5—2 м в длину при толщине до 0.3—0.5 м (Друмгальское рудное поле). На месторождении Кулам наблюдались досчатые лиловые сподумены длиной более 1 м, кристаллы размером 10 см и более обычны.

Цвет ювелирных сподуменов варьирует в широких пределах — фиолетовый, лиловый, сиреневый, серый, серо-голубой, серо-зеленый, ярко-голубой, ярко-зеленый, желтый, желто-зеленый. Четкой зависимости показателей преломления ($N_p=1.654\div 1.662$, $N_g=1.676\div 1.682$) от цвета не обнаружено. Спектральным анализом во всех образцах установлены сотые доли магния, кальция, марганца, галлия (0.008—0.04%), тысячные — титана и германия, содержание натрия находится в пределах 0.3—0.6%. Отмечена тенденция к накоплению магния (до 0.08—0.1%) и железа в зеленовато-желтых ранних генерациях сподумена, а галлия — в поздних (до 0.03—0.04%). Желтые и зеленовато-желтые имеют также относительно высокий $N_p=1.662$.

Голубые сподумены на солнце под действием ультрафиолетовых лучей превращаются в бледно-лиловые кунциты. Это свидетельствует о том, что характер голубой и лиловой окраски обусловлен электронно-дырочными центрами, возникающими при облучении. Известная изменчивость окраски сподуменов при термовысвечивании подтверждает это.

Приведенные данные о связи драгоценных камней с определенными продуктивными минеральными комплексами в пегматитах определенных минеральных типов могут быть критериями для их промышленной оценки. Признаком возможного присутствия драгоценных ювелирных разновидностей сподумена и турмалина в пегматитах являются широкое развитие клевеландитового комплекса, особенно с пластинчатым голубым клевеландитом, а также наличие гнезд, прожилков и корок розового кукейта в сочетании со сподуменом и зеленым турмалином.

УДК 553.8 : 549.091 (437)

Й. Станек (ЧССР)

ДВА ТИПА БЕРИЛЛИЕВЫХ ПЕГМАТИТОВ
С ДРАГОЦЕННЫМИ КАМНЯМИ В СЕВЕРНОЙ МОРАВИИ
(ЧЕХОСЛОВАКИЯ)

Stanek J. (ČSSR)

TWO TYPES OF BERILLIUM PEGMATITES WITH GEM STONES IN
NORTHERN MORAVIA, CZECHOSLOVAKIA

Characteristic of two different pegmatite bodies, containing berillium mineralisation has been given. The description has been presented of paragenesis, finds forms and properties of chrysoberyl and beryl, containing crystals fit for jewelry.

К известным месторождениям минералов в северной Моравии (ЧССР) принадлежит месторождение Маршиков. Оно известно прежде всего благодаря находкам хризоберилла и берилла-акварина ювелирного качества, которые, однако, встречаются отдельно в разных типах пегматитов.

Хризоберилл найден в зональной пегматитовой жиле мощностью менее 1 м, залегающей среди биотитовых гнейсов. В ее эндоконтакте прослеживается аплитовидная зона шириной около 1 см. За аплитовидной зоной следует зона среднезернистого агрегата, состоящего из параллельно ориентированных кварца, плагиоклаза, мусковита и силлиманита. Эта зона охватывает почти всю толщу жилы. В центре жилы обычно находится кварцевое ядро. В это ядро и кварц-плагиоклаз-мусковитовый агрегат проникает более молодой мелкозернистый сахаровидный метасоматический альбит (Ab_{98-92}) и в меньшем количестве кварц. В жиле полностью отсутствует калиевый полевой шпат. Пегматит синтетектонический (Dostál, 1966).

Хризоберилл в этом пегматите был обнаружен в 1819 г. Боле-славским и в 1824 г. впервые описан Грушкой (Hruschka, 1824). Длительное время он оставался единственным местонахождением хризоберилла в Европе.

Хризоберилл образует таблитчатые, реже призматические желтовато-зеленые разной степени прозрачности кристаллы или, наиболее часто, сростки кристаллов длиной до нескольких и толщиной до 0.5 см. Кристаллы часто трещиноваты и лишь небольшое количество из них ювелирного качества.

Морфология кристаллов описана ранее (Hruschka, 1824; Kole-nati, 1854; Zepharovich, 1859; Schrauf, 1877; Slavik, 1902; Kretschmer, 1911; Goldschmidt, 1913). У кристаллов хризоберилла были обнаружены следующие формы: {100}, {010}, {001}, {120}, {130}, {011}, {111}, {133}, {101}, {110}, {230}. Двойники бывают чаще всего по (031) и обладают треугольной или сердцевидной формой. Более редки сростания по (001) или почти псевдогексагональные циклические сростки. Отмечено также (Kretschmer, 1911) сростание двух двойников по (011). Зеленовато-желтая окраска хризоберилла, как показывает спектральный анализ, обусловлена, по-видимому, примесью железа.

Возникновение хризоберилла, вероятно, связано с более поздним альбитовым метасоматозом. Хризоберилл сопровождается игольчатым и тонковолокнистым силлиманитом, далее гранатом (спессартин-альмандином), мусковитом, редко апатитом, ганитом, колумбит-танталитом, цирконом, магнетитом, очень редко бериллом, висмутом и висмутином.

Хризоберилл старше игольчатого силлиманита. Интерес вызывает его появление с кварцем. Следовательно, образование хризоберилла здесь вызвано не дефицитом SiO_2 , а скорее сильным давлением (Nemes, 1976). Об этом свидетельствует параллельная текстура пегматита и наличие стрессового силлиманита. Сильное тектоническое воздействие характерно и для других хризоберилловых пегматитов, на что указывал еще Ферсман (1960).

В этом пегматите мусковит часто замещается тонковолокнистым силлиманитом (Dostál, 1966), более поздним, чем игольчатый силлиманит. Он возник, вероятно, при процессах перекристаллизации, последовавших после альбитизации. Его сопровождает мелкозернистый кварц.

Месторождение с аквамаринном связано с совершенно другим типом пегматита. Пегматитовое тело мощностью около 10 м проникает в амфиболовый гнейс, имеет форму неправильной линзы зонального строения. Зона графического пегматита располагается по периферии тела, блоковая зона — вблизи его центра. Они замещаются, особенно в центре тела, параллельно ориентированными вростками мелкозернистого сахаровидного альбита. Кварц-мусковитовые гнезда образовались в результате гидролиза калиевых полевых шпатов несколько раньше, чем собственно метасоматический альбит. Контакт пегматита с вмещающей породой довольно четкий. В этом теле встречено много акцессорных минералов. Некоторые из них — в двух генерациях: в сочетании с более ранними калиевыми полевыми шпатами и с более поздним метасоматическим альбитом. Кроме того, опре-

деленная ассоциация минералов встречается с клевеландитом, другая — с сахаровидным альбитом. Характерна также ассоциация минералов в миаролах калиевых полевых шпатов, специфичная ассоциация в пустотках, возникших в результате изменения аквамарина в сахаровидном альбите (Pokorný, Staněk, 1951).

Берилл встречается в двух генерациях. Берилл I (по Гинзбургу) залегает в кварце и калиевом полевопшпате совместно с мусковитом, турмалином-шерлом и колумбитом. Он образует толстопризматические кристаллы, ограниченные формами {1010} и {0001}, длиной до 6 и шириной 2 см. Кристаллы часто трещиноватые светло-зеленые или желтовато-зеленые, непрозрачные, просвечивающие на ребрах. Показатели преломления ($N_o=1.582$, $N_e=1.577$), плотность (2.699) свидетельствуют о берилле, бедном щелочами. Это подтверждается и спектральным анализом: Li и Na были обнаружены лишь в сотых долях процента. Желтый или желтовато-зеленый цвет вызван, вероятно, железом. Следы хрома, по-видимому, не оказали влияния на окраску.

К второй генерации относится берилл II — аквамарин, встречающийся всегда в белоснежном мелкозернистом метасоматическом альбите. Длина его кристаллов обычно не превышает 3 см, в единичных случаях достигает 6 см, ширина — до 1 см. Кристаллы ограничены, как и берилл I, призмой {1010}, реже базисом {0001}. Они имеют, как правило, зеленовато-голубой цвет, частично или совершенно прозрачны, на поверхности корродированы вмещающим альбитом. Показатели преломления и плотность аквамарина близки к таковым берилла I: $N_o=1.581$, $N_e=1.576$, плотность 2.702. Аналогично и содержание щелочей (Li, Na). Спектральный анализ аквамарина отличается от такового берилла I повышенным содержанием магния и хрома, а также наличием следов скандия и ванадия. Железо и хром обуславливают зеленовато-голубую окраску аквамарина. Кристаллы содержат большое количество микроскопических удлиненных каналов, ориентированных параллельно их главной оси. Наблюдаются также мелкие трещинки, снижающие ювелирные достоинства индивидов.

Аквамарин образовался в более поздней метасоматической зоне при замещении блоковой зоны альбитом. Он, вероятно, старше альбита, о чем свидетельствует коррозия его граней альбитом, и возник, по-видимому, в результате перекристаллизации более раннего берилла I. Об этом может свидетельствовать близкий химизм и сходные физические свойства обоих типов берилла.

В этом пегматитовом теле наряду с калиевыми полевыми шпатами появляются гранат I (спессартин-альмандин в непрозрачных кристаллах величиной до 1 см), турмалин-шерл, циркон, колумбит, висмут, висмутин, а в ассоциации с бериллом — только турмалин и колумбит. Все эти минералы, за исключением берилла I и граната I, моложе калиевого полевого шпата и кварца, связанных с возникновением метасоматического альбита.

В миаролах калиевых полевых шпатов находятся мелкие

кристаллы К-полевого шпата, горного хрусталя и более поздних минералов — альбита, шерла, апатита, редко бертрандита и эвклаза. Их часто сопровождает гидромусковит.

Альбит представлен двумя формами: ранним мелкопластинчатым клевеландитом и поздним мелкозернистым альбитом. Первый из них встречается довольно редко, второй резко преобладает. Вместе с клевеландитом встречаются шерл, редко топаз, триплит, микролит и марганцовистый тапиолит. Сахаровидный альбит имеет состав Ab_{93-92} . Наряду с аквамаринном встречаются кварц, мусковит, гранат II (хорошо развитые прозрачные кристаллы спессартин-альмандина величиной около 1 см), апатит и колумбит. В пустотках и сахаровидном альбите, возникших при более позднем гидротермальном изменении аквамарина, часто встречаются бертрандит, адуляр, редко бавенит и гематит.

В тонкой пегматитовой апофизе на трещинке с альбитом, шерлом, адуляром и бертрандитом отмечен редкий миларит.

Этот пегматит принадлежит к посттектоническим пегматитам, которые секут варисцийские структуры. В нем никогда не встречался хризоберилл. Чаще, чем в хризоберилл-силлиманитовом пегматите, в нем встречается кварц, характерны гнезда мусковита и кварца.

Пегматит с хризобериллом и пегматит с аквамаринном отличаются друг от друга возрастом, строением и парагенезисом минералов. Сходными признаками являются альбитизация, наличие некоторых одинаковых для обоих типов аксессуарных минералов и содержание редких элементов — Be, Nb, Ta, Zr, Bi, Zn.

Первый тип пегматита беднее редкими минералами, а из минералов бериллия содержит только хризоберилл и очень редко берилл, второй тип обладает более богатой ассоциацией аксессуарных минералов, в том числе бериллиевых — берилл I, берилл II — аквамарин, бертрандит, эвклаз, бавенит и миларит. Оба пегматита являются пока единственными источниками драгоценных камней в северной Моравии.

Список литературы

- Гинзбург А. И. Атлас минералов и руд редких элементов. М., «Недра», 1977.
- Ферсман А. Е. Избранные труды. VI. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Dostál J. Mineralogische und petrographische Verhältnisse des Chrysoberyll-Sillimanit-Pegmatites von Maršikov. — Acta Univ. Carolinae. Geol., 1966.
- Goldschmidt V. Atlas der Krystallformen. Bd. 2. Heidelberg, 1913.
- Hruschka W. Vorkommen und Krystallization einiger mähr. Fossilien. I. Chrysoberyll. — Mitt. der mähr.-schles. Gesell. für Ackerbau etc., 1824, Nr. 52.
- Kolenati F. Die Mineralien Mährens und Österr.-Schlesiens. Brno, 1854.
- Kretschmer F. Über den Chrysoberyll von Marschendorf und seine Begleiter. — Tscherm. Min. Petr. Mitt., 1911. Bd. XXX.
- Нѣмец D. Versuch einer paragenetischen Analyse der Pegmatite Böhmens und Mährens. — Chem. Erde, 1976, Bd. 35.

- Pokorný J., Stanek J. Berylový pegmatit ze Scheibengraben u Maršikova. — Acta Acad. Sci. Nat. mor. sil., 1951, t. XXIII.
Schräuf A. Atlas der Krystall-Formen. Wien, 1877.
Slavík F. Drobnosti mineralogické a petrografické z Moravy. — Věst. Klubu prir. v Prostějově, 1902, sv. 5.
Zepharovich V. Mineralogisches Lexicon für das Kaiserthum Österreich. 1. Bd. Wien, 1859.

УДК 549.091 : 553.8 (497.2)

С. Петрусенко, В. Арnaudов (Болгария)

ИЗУМРУДЫ ИЗ ДЕСИЛИЦИРОВАННЫХ ПЕГМАТИТОВ БОЛГАРИИ

S. Petrusenko, V. Arnaudov (Bulgaria)

EMERALDS FROM DESILICIFIED PEGMATITES IN BULGARIA

Detailed description is given of paragenesis as well as finds and properties of beryls, including emeralds of various pegmatites of north-western Rhodope Massif.

Месторождение изумрудов расположено на Риле-Планине, в северо-западной части Родопского массива (Петрусенко и др., 1966). Район сложен биотитовыми, двуслюдными, амфибол-биотитовыми и кордиеритсодержащими гнейсами, амфиболитами и мраморами, принадлежащими метаморфическому комплексу предположительно протерозойского возраста. Среди метаморфических пород залегают небольшие, преимущественно послонные ультраосновные тела дунитового или перидотитового состава. Преобладающая часть ультрабазитов серпентинизирована или превращена в роговообманково-хлоритовые и тальк-хлоритовые сланцы. В метаморфические породы внедрились разновозрастные гранитные пегматиты, относящиеся к нескольким парагенетическим типам: 1) олигоклазовым и микроклин-олигоклазовым слюдоносным и керамическим пегматитам; 2) микроклиновым и микроклин-альбитовым редкометальным пегматитам. Гибридными производными редкометальных пегматитов являются пегматиты, секущие мраморные прослойки метаморфического комплекса, и десилицированные пегматиты, секущие метаморфизованные ультрабазиты (Арnaudов, 1975, 1976). Возраст плагиоклазовых пегматитов, залегающих среди кордиеритсодержащих гнейсов, 240 ± 10 млн лет; микроклин-олигоклазовых пегматитов 130 ± 10 млн лет; редкометальных и гибридных пегматитов, генетически связанных с гранитным магматизмом района, 50 ± 10 млн лет (Арnaudов и др., 1974).

Изумруды найдены в некоторых десилицированных пегматитах в районе Урдиных озер. По степени десилификации выделены слабо десилицированные пегматиты. Они, по существу, представляют

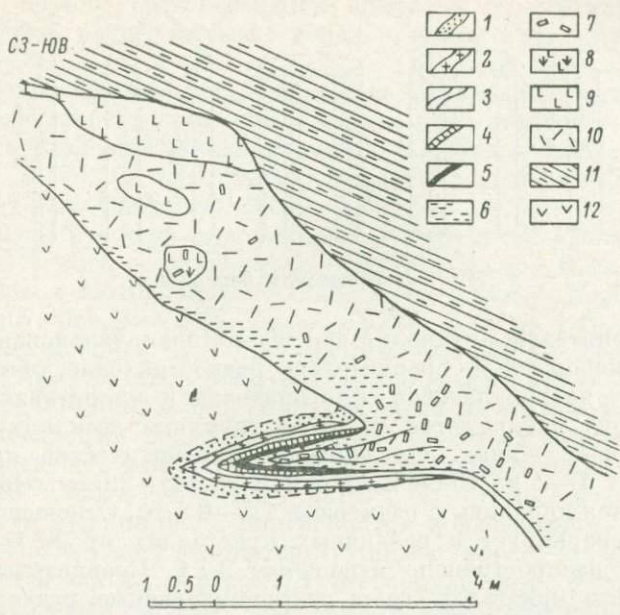


Рис. 1. Обнажение пегматита с изумрудами.

1 — тальк; 2 — антофиллит; 3 — хлорит; 4 — актинолит; 5 — роговая обманка—флогопит; 6 — флогопит; 7 — берилл; 8 — кварц с мусковитом; 9 — кварц; 10 — пегматит; 11 — гнейс; 12 — ультрабазит.

собой нормальные микроклин-альбитовые пегматиты, которые на контакте с ультрабазитами образуют маломощные (1—10 см), преимущественно мономинеральные зоны флогопита, актинолита и хлорита. Внутренние же части жил сохраняют строение и минеральный состав микроклин-альбитовых пегматитов, залегающих среди гнейсов и амфиболитов.

Десилицированные пегматиты отличаются от слабо десилицированных более сложным зональным строением, возникшим в результате более интенсивных гибридных процессов между двумя различными по химизму средами. Характерными чертами всех десилицированных пегматитов являются присутствие плагиоклаза и флогопита, отсутствие калиевого полевого шпата и подчиненная роль кварца. Наиболее просто построенные десилицированные пегматиты состоят из олигоклаза (до 90% общей массы жил) и флогопита. В строении более сложных жил принимают участие различные мономинеральные или биминеральные зоны из плагиоклаза, флогопита, роговой обманки, актинолита, антофиллита, хлорита, талька. Чаще всего наблюдается следующая последовательность в расположении зон от центра десилицированных пегматитов к метаморфизованным ультрабазитам: плагиоклазовая, плагиоклаз-флогопитовая, флогопитовая, роговообманко-

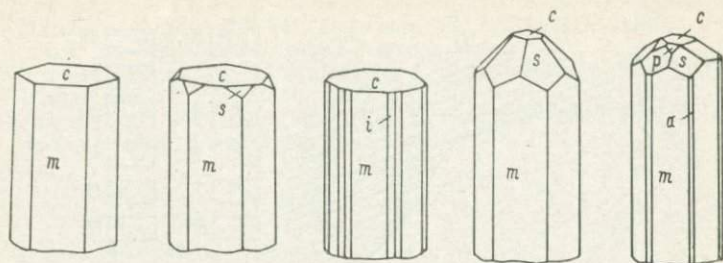


Рис. 2. Кристаллы бериллов.

вая-флогопитовая, актинолитовая, хлоритовая, тальковая (рис. 1). Полный набор зон — сравнительно редкое явление; обычно присутствуют плагиоклазовая, флогопитовая и хлоритовая зоны.

Изумруд наблюдается только в типичных десицированных пегматитовых жилах. Он образует призматические кристаллы длиной от 1—2 до 15 см и шириной до 1.5—2.0 см. Чаще всего встречаются индивиды с размерами 1.5—0.4 см. Отношение длина/толщина варьирует в различных кристаллах от 2 : 1 до 6 : 1; наиболее распространено отношение 3 : 1. Сравнительно более удлиненные кристаллы дают светлоокрашенные разновидности, особенно это относится к более поздним генерациям берилла. Кроме единичных призматических до тонкоигольчатых кристаллов изумруд образует субпараллельные сростки, радиально-лучистые агрегаты, сложенные длиннопризматическими индивидами, или зерна неправильной формы. Встречаются и скипетровидные, и штоковидные агрегаты. Они характерны для новообразований, которые имеют такую же ориентировку, как и кристаллы, на которых они образовались (Петрусенко и др., 1971).

Самые распространенные простые формы кристаллов изумруда — m $\{10\bar{1}0\}$ и c $\{0001\}$. Большое разнообразие форм характерно для кристаллов, образовавшихся в пустотах крупных индивидов изумруда. Кроме m и c здесь встречаются s $\{11\bar{2}1\}$, r $\{10\bar{1}1\}$, a $\{11\bar{2}0\}$ и i $\{21\bar{3}0\}$ (рис. 2). Сравнительно небольшая часть кристаллов изумрудов имеет гладкие, блестящие грани; преобладают индивиды со штриховкой вдоль оси c . Часто изумруды пересечены трещинами со смещением перпендикулярно к оси c и с цементацией более поздним мелкозернистым альбитом.

Цвет бериллов из десицированных пегматитов Рилы-Планины — от светло-голубого и голубовато-зеленого до зеленого, изумрудно-зеленого. Найдены также почти бесцветные, водно-прозрачные бериллы, явно образовавшиеся позднее в пустотах выщелачивания кристаллов изумрудов. Наблюдаются случаи зональной окраски, в основном вдоль $[0001]$, реже вдоль $[1010]$. Окраска бериллов меняется в зависимости от места расположения индивидов в жилах. Например, в редких кварцевых ядрах при-

существует берилл светло-зеленого цвета, а в плагиоклаз-флогопитовой и флогопитовой зонах — чистого изумрудно-зеленого.

Различно окрашенные бериллы не отличаются существенно друг от друга по физическим свойствам. У голубовато-зеленых и зеленых разностей N_o варьирует от 1.579 до 1.583, N_e — от 1.574 до 1.579; у изумрудно-зеленых $N_o=1.572\div 1.580$, $N_e=1.572\div 1.575$. Плотность 2.690—2.694.

Химический состав одной пробы изумруда из Рилы следующий, вес. %: SiO_2 — 66.63, Al_2O_3 — 15.95, Cr_2O_3 — 0.04, Fe_2O_3 — 0.48, BeO — 13.10, MgO — 1.00, CaO — 1.53, Na_2O — 0.90, K_2O — 0.07; Rb_2O — 0.02, Cs_2O — 0.06, H_2O^+ — 1.16, H_2O^- — 0.21, п. п. п. (900°C) — 1.39, сумма — 99.54. По содержанию щелочей (Na_2O — 0.90—0.97, K_2O — 0.07—0.12, Rb_2O — 0.020—0.033, Cs_2O — 0.055—0.077) исследуемые изумруды можно отнести к щелочным бериллам. Для изумрудов из десицированных пегматитов Рилы характерно повышенное содержание Cr — $n\cdot 10^{-2}$ — 10^{-1} , Cu — 10^{-3} , Ni — $n\cdot 10^{-3}$, V — $n\cdot 10^{-3}$ %.

Изумруд ассоциирует с плагиоклазом и флогопитом. В характерных плагиоклаз-флогопитовых линзах вместе с изумрудом наблюдаются апатит, маргарит, хризоберилл, ортит, реже фуксит, мелкочешуйчатый желтый мусковит и мелкозернистый кварц. Показательным является пространственное распределение в теле пегматита бериллов разного цвета. Например, в жиле, залегающей между биотитовыми гнейсами и оталькованным ультрабазитом, в плагиоклазе у контакта с гнейсами образуются удлиненно-призматические, хорошо оформленные гладкими гранями кристаллы берилла светло-зеленого, зеленого цвета. Еще более светлые индивиды включены в линзы дымчатого кварца, встречающиеся в плагиоклазе в непосредственной близости к контакту жилы с гнейсами. Бериллы в зональной десицированной апофизе, исходящей из той же жилы и проникающей глубоко в ультраосновное тело, имеют интенсивный изумрудно-зеленый цвет. Эти изумруды ассоциируют здесь с флогопитом, плагиоклазом, апатитом, рутилом, висмутином, хризобериллом, маргаритом.

Бериллы найдены также в пегматитах, секущих мраморные прослой, и в микроклин-альбитовых пегматитах. Они обычно непрозрачны, бледно-зеленого, серо-зеленого, светло-голубого до темно-синего цвета. По морфологии и физическим свойствам они не отличаются от изумрудов. Основные формы кристаллов m и c . Показатели преломления варьируют незначительно: $N_o=1.573\div 1.575$, $N_e=1.568\div 1.570$. Плотность 2.661—2.665. Бериллы из редкометальных пегматитов сходны с изумрудами из десицированных жил и по химизму. Молочно-голубой берилл из микроклин-альбитового пегматита имеет следующий состав, вес. %: SiO_2 — 64.39, Al_2O_3 — 16.72, Fe_2O_3 — 0.64, BeO — 12.85, CaO — 1.67, Na_2O — 0.99, K_2O — 0.29, Rb_2O — 0.02, Cs_2O — 0.10, H_2O^+ —

0.77, H_2O — 0.13, потери при $900^\circ C$ — 0.96, сумма — 99.53. Анализы щелочных элементов в бериллах из различных микроклин-альбитовых жил района показывают полную аналогию с изумрудами из десилицированных пегматитов, %: Na_2O — 0.90—1.14, K_2O — 0.10—0.29, Li_2O — 0.0001, Rb_2O — 0.022—0.033, Ca_2O — 0.055—0.100. С другой стороны, бериллы из микроклин-альбитовых пегматитов отличаются значительно более низким содержанием некоторых элементов-примесей ($Cr < 10^{-3}$, $Ni < 10^{-4}$, $Mg < 10^{-2}\%$) по сравнению с изумрудами, которые образовались в среде, благоприятствующей включению элементов, нехарактерных для нормальных пегматитообразующих растворов.

Очевидно, носителем бериллия являются пегматитовые растворы, которые в эндоконтактных зонах гранитов образуют микроклиновые пегматиты, в гнейсах и амфиболитах — микроклин-альбитовые пегматиты, а в ультрабазитах — гибридные десилицированные пегматиты в мраморах — особый тип пегматитов.

Содержание бериллия в гранитах и метаморфитах района ниже соответствующего кларка для этих пород; граниты содержат в среднем 3.3, гнейсы — 1.2, амфиболиты — 0.5, метаморфизованные ультрабазиты — 0.5 г/т бериллия. Среднее содержание бериллия в анализируемых микроклиновых пегматитах равно 5.5, в микроклин-альбитовых пегматитах, не содержащих берилла, — 9.2, в микроклин-альбитовых пегматитах с бериллом — 33, в слабо десилицированных пегматитах — 7.1, в аплитах — 5.3 г/т. Содержание бериллия в десилицированных пегматитах колеблется от 13.5 до 275 г/т в зависимости от присутствия самостоятельной бериллиевой минерализации. В десилицированных пегматитах с бериллом, хризобериллом и маргаритом содержание бериллия уменьшается почти равномерно от внутренней плагиоклазовой зоны (среднее 35 г/т) к следующим по направлению к контакту с ультрабазитами зонам — плагиоклаз-флогопитовой (17—19), флогопитовой (10—13), роговообманково-флогопитовой (7.5—13), актинолитовой (3.5—4.2), хлоритовой (3.5—4.2), тальковой (0.5 г/т). Содержание бериллия в породообразующих минералах десилицированных пегматитов следующее: в плагиоклазе — 32—258, в флогопите — 4—11, в роговой обманке — 0.5—4.5, в клинохлоре — 1—3 г/т.

На родственную связь десилицированных пегматитов с редкометальными пегматитами в районе указывает не только аналогия в морфологии и химизме минералов бериллия в них, но и наличие переходов между нормальными гранитными пегматитами, слабо десилицированными гранитными пегматитами и десилицированными жилами. Присутствие таких минералов, как гранат, ганит, апатит, циркон, берилл, монацит, ксенотим, ортит, уранинит, колумбит, самарскит, висмутит, халькопирит, молибденит и др., как в микроклин-альбитовых, так и в десилицированных пегматитах также является указанием общего источника пегматитовых

растворов, из которых формировались разнотипные пегматиты в результате их проникновения в различные по химизму вмещающие породы (Арнаулов, 1976). Не только характерные для этого типа гибридных образований черты, но и особенности строения и состава десилицированных пегматитов Рила, по которым они отличаются в некоторых отношениях, например, от десилицированных пегматитов с изумрудами Хабахталя (Австрия) и Изумрудных копей (Урал), являются новым подтверждением мнения Дю Тоа, Ферсмана и Власова (Власов, Кутукова, 1960) о генетической связи между гранитными и десилицированными пегматитами.

Список литературы

- Арнаулов В. Строение и минерален състав на гранитните пегматити от Северозападна Рила. — Геох., минер., и петрол., 1975, № 2.
- Арнаулов В. Десилицирани пегматити от Рила планина. — Год. Соф. универ., 1976, т. 68, № 1.
- Арнаулов В., Павлова М., Амов Б., Балджиева Ц. Возраст и генезис на гранитните пегматити от Южна България по данни от изотопния състав на словото във фелдшпатите. — В кн.: Минерогенезис. Изд. БАН, 1974.
- Власов К. А., Кутукова Е. В. Изумрудные копи. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Петрусенко Св., Арнаулов Б., Костов Ив. Смарагдов пегматит от Урдините езера, Рила планина. — Год. Сов. универ., 1966, т. 69, № 1.
- Петрусенко Св., Арнаулов Б., Костов Ив. Сравнительно изучаване на берилите в България. — Изв. Геол. инст., 1971, № 2.

УДК 553.81 : 549.091 (571.5)

В. П. Рогова (СССР)

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЧАРОИТОВОЙ ПОРОДЫ — НОВОГО ЮВЕЛИРНО-ПОДЕЛОЧНОГО КАМНЯ

V. P. Rogova (USSR)

FORMATION CONDITIONS OF CHAROITE ROCK — NEW STONES
FOR JEWELLERY AND CARVING

The Murun massif, situated at the boundary of the Siberian platform and Aldan shield, has been formed in some phases. The massif is composed of trachytes, phonolites, pseudoleucite trachytes, pseudoleucitites, pseudoleucite, nepheline, calsilite and aegirine syenites and pegmatoid varieties of these rocks. Both the intrusive massifs and host rocks have been subjected to metasomatism. Three stages of metasomatic transformations have been distinguished: potassium metasomatism, sodium metasomatism, potassium-calcium metasomatism. The last stage resulted in the formation of charoite rock, which comprises, besides kali feldspar, quartz, aegirine and other minerals, considerable amounts of rare minerals such as charoite, canasite, tinaxite, pectolite.

Месторождение чароитовой породы открыто геологом Ю. Г. Роговым в 1960 г. В том же году было начато его минералого-петрографическое изучение, а в 1973 г. оно передано в эксплуатацию. Месторождение локализуется в пределах Мурунского массива, находящегося на сочленении Алданского кристаллического щита и Сибирской платформы. Мурунский массив представляет собой многофазный интрузив трещинного типа общей площадью около 150—160 км²; он имеет форму сложного неправильного лакколитообразного тела, осложненного серией послойных инъекций, и объединяет две примерно равные по размерам системы гольцов, соответствующих Маломурунскому и Большемурунскому блокам, разобщенным узкой полосой протерозойских пород, в пределах которой и находится месторождение чароита.

Вмещающими породами Западного (Большемурунского) блока являются кварциты нижних свит верхнего протерозоя и гнейсограниты архея, слагающие ксенолиты в пределах массива. Восточный (Маломурунский) блок находится среди кристаллических известняков палеозоя и протерозоя. Абсолютный возраст пород массива 115—130 млн лет. Массив приурочен к узлу пересечения двух систем долгоживущих глубинных разломов: северо-восточных, параллельных границе Чарской глыбы и Сибирской платформы, и северо-западных, секущих эту границу.

Становление массива происходило в несколько фаз (от древних к молодым): образование пластовых эффузивных тел трахитов, фонолитов, псевдолейцитовых трахитов; внедрение основной массы псевдолейцититов, псевдолейцитовых, нефелиновых кальсилитовых и эгириновых сиенитов; образование пород жильного комплекса и трубок взрыва.

Пластовые тела эффузивов вытягиваются узкой полосой северо-восточного простирания в пределах северо-западной части Малого Муруна. Эффузивные тела сложены плотными массивными, часто порфировой структуры, состоящими из калиевого полевого шпата, переменного количества нефелина, редкого эгирина. Порфировые выделения размером от 2—3 до 10 мм представлены калишпатом или идиоморфными выделениями эпилейцита. Количество порфировых выделений колеблется в широких пределах, лейцит полностью замещен калишпатом, образующим гранофировые сростки с нефелином, по которому развиваются либнерит, карбонат, цеолит, канкринит.

Наиболее широко в пределах массива проявлены интрузивные образования: пуласкиты — в Большом Муруне; шонкиниты, псевдолейцититы, нефелиновые, кальсилитовые, псевдолейцитовые сиениты — преимущественно в Маломурунском блоке.

Породы интрузивной фазы мелко-, средне-, крупнозернистые и состоят из калишпата, переменного количества кальсилита, нефелина и темноцветных минералов. Среди псевдолейцитовых интрузивных пород выделены лейкократовые и меланократовые разновидности (Рогова, 1966). Для пород лейкократовой группы харак-

терны меланит и лепидомелан, для меланократовой — эгирин, эгирин-авгит. Количество псевдолейцитовых обособлений колеблется в широких пределах: выделяются существенно псевдолейцитовые породы — псевдолейцититы, псевдолейцитовые сиениты и сиениты с редкими овоидами псевдолейцита.

Псевдолейцитовые выделения сложены калишпатом, образующим пегматитовые срастания с нефелином и кальсилитом. Нефелин и кальсилит большей частью замещается мелкочешуйчатым агрегатом серицита, цеолита, карбоната, иногда с включениями гематита. Акцессорные минералы: апатит, сфен, вадейт (Рогова, Сидоренко, 1964). Нефелиновые и кальселиновые сиениты состоят из калишпата (60—70%), нефелина или кальсилита (15—20%), эгирина, эгирин-авгита (15—20%), реже меланита, биотита.

Эгириновые сиениты по составу соответствуют пуласкитам и состоят из калишпата (80—90%) и эгирина, эгирин-авгита (10—20%). Изредка в них отмечаются единичные выделения биотита и меланита. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, магнетитом. В эгириновых сиенитах Большого Муруна в результате слабого проявления натрового метасоматоза по калишпату развивается ленточный альбит, иногда скопления щелочного амфибола.

Породы, завершающие магматический этап, представлены серией даек, жил и неправильной формы тел пегматоидных псевдолейцититов, псевдолейцитовых, нефелиновых и эгириновых пегматитов, трахитов, фонолитов, псевдолейцитовых тингуаитов, сельвсбергитов, грорудитов, эгириновых гранитов и эруптивных брекчий. Мощность даек варьирует от нескольких сантиметров до 40 м, длина достигает первых километров. Простираение наиболее ранних даек (пегматоидных псевдолейцититов) северо-восточное, поздних (псевдолейцитовых тингуаитов) — меридиональное.

В распределении жильных пород обнаружена строгая закономерность: в полях развития псевдолейцитовых интрузивных пород распространены соответствующие им по составу псевдолейцитовые пегматиты (Рогова, 1976а), псевдолейцитовые тингуаиты; в нефелиновых сиенитах — нефелиновые пегматиты, фонолиты; в эгириновых сиенитах — сельвсбергиты, грорудиты, изредка эгириновые граниты. Минеральный состав жильных пород в основном соответствует составу их интрузивных аналогов, за исключением нефелиновых и эгириновых пегматитов. В нефелиновых пегматитах кроме перечисленных выше акцессорных минералов присутствуют лампрофиллит, лопарит. В пустотах эгириновых пегматитов отмечаются скопления анатаза, барита, лабундовита (Рогова, 1976б).

Петрохимические особенности пород Мурунского массива сходны с таковыми пород щелочных массивов Центрального Алдана (Билибин, 1959) и определяются высокой ролью щелочей, резким преобладанием в них калия над натрием при постоянной недосыщенности глиноземом, кремнеземом и недостатке кальция.

Содержание окиси калия колеблется от 6.4 в эгириновом сиените до 15.6% в псевдолейцитите, окиси натрия — от 0.08 в псевдолейцитите до 5.30% в нефелиновом сиените. В концентрациях несколько выше кларковых для щелочных пород встречаются такие элементы, как барий, стронций, ванадий, титан, свинец, медь, в то время как содержания циркония, тантала, ниобия, редких земель ниже кларковых.

Контактовое воздействие интрузии на вмещающие породы проявлено неравномерно и различно выражено в архейских гнейсах и карбонатных отложениях кембрия. В гнейсах, кристаллических сланцах, песчаниках и кварцитах интенсивно проявлены процессы фенитизации, сопровождающиеся образованием тонкоигольчатых агрегатов эгирина, щелочного амфибола, хондродита, калишпата. Последний развивается в промежутках между кристаллами кварца, микроклина, часто корродирует их. Эгирин и щелочной амфибол в виде призматических кристаллов включены в скопления калишпата, количество их заметно увеличивается вокруг выделений кварца и калиевого полевого шпата в кварцитах и кристаллических сланцах. Фенитизированные гранито-гнейсы в виде полосы шириной до 1.5—2 км окаймляют южную часть Мурунского массива, а также отмечаются в пределах месторождения чароитовой породы.

Карбонатные породы на контакте с массивом перекристаллизованы в мраморы. Метасоматические изменения доломитов выражаются в образовании вкрапленности флогопита, диопсида или форстерита. Непосредственно на контакте с интрузивом содержание диопсида резко возрастает — образуются почти мономинеральные диопсидовые породы с небольшим количеством форстерита и темно-зеленой шпинели; на некотором удалении от контакта встречаются своеобразные диопсид-флогопитовые шонкиниты, диопсид-тремолитовые или мономинеральные тремолитовые породы с включениями галенита и пирита.

Почти все разновидности пород Мурунского массива, а также гнейсы и кристаллические сланцы подвергнуты интенсивным и неоднократным метасоматическим изменениям, особенно в пределах месторождения чароита. Выделяются три основные стадии метасоматоза: калиевый, натриевый, калиево-кальциевый (Рогова, Завьялова, 1977).

Калиевый метасоматоз особенно интенсивно проявился в местах сочленения крупных тектонических нарушений, имеет площадное распространение и выражается в биотитизации пород, в замещении гипидиоморфных кристаллов ортоклаза и эгирин-авгита аплитовидным прозрачным калишпатом с микроклиновой решеткой, нефелина — либнеритом, реже калишпатом. В метасоматических образованиях часто отмечаются реликты первичной породы, калишпат в которых в отличие от новообразованного замутнен пелитоморфным веществом. Биотит образует тонкопластинчатые чешуйки, сгруппированные в агрегаты, корродирующие цветные

минералы. Иногда процесс калишпатизации проявлен настолько интенсивно, что образуются мономинеральные микроклиниты. Структура метасоматически измененных пород аплитовидная, участками пятнистая, порфиробластовая и всегда коррозионная. Акцессорные минералы — апатит, сфен, галенит, халькопирит. В калишпатовых метасоматитах, развившихся по кварц-полевошпатовым кристаллическим сланцам, часто отмечаются реликты кварца, количество которого непостоянно и зависит от степени проявления калишпатизации.

Натровый метасоматоз в отличие от калиевого не имеет площадного распространения, а отмечается вдоль тектонических нарушений. Растворы, вызвавшие преобразование пород в эту стадию, проникли в массив по ослабленным зонам крутого или пологого падения и вдоль контактов пород.

В эту стадию происходила сильная эгиринизация как измененных сиенитов, так и калишпатизированных метасоматитов с широким развитием тонкоигольчатого радиально-лучистого эгирина, реже рихтерита (натрового тремолита). В некоторых случаях образовывались своеобразные породы, состоящие существенно из эгирина, — эгириниты. В анхимономинеральной эгириновой породе отмечаются выделения лампрофиллита, радиально-лучистого сфена, кубических кристаллов лопарита и единичных кристаллов эканита, хаттонита. В интерстициях присутствует крупнокристаллический кальцит, реже кварц. Характерным для этих пород является повышенное содержание свинца и меди, концентрирующихся в галените, халькопирите, борните, которые присутствуют в виде неравномерной мелкой вкрапленности и гнездобразных выделений.

Калиево-кальциевый метасоматоз проявился широко в пределах месторождения. В калишпатитах, вблизи контакта с ксенолитами кристаллических карбонатных пород, создавалась благоприятная геохимическая обстановка для возникновения калиево-кальциевых метасоматитов — чароитовой породы. Развитие чароита отмечается также в фенитизированных кристаллических сланцах, карбонатных породах и кварцитах, но основная масса его образуется в результате замещения калишпатитов, развивающихся по сиенитам, сиенит-порфирам, щелочным пегматитам. Близкими по времени образования чароиту являются канасит, тинаксит, калиевый рихтерит. Минералого-петрографическим картированием выявлена горизонтальная зональность в распределении минералов. Наиболее широко развиты тинаксит, канасит, калиевый рихтерит, скопления которых отмечаются в фенитизированных кристаллических сланцах, кварцитах, калишпатитах, развитым по щелочным породам массива. Ореол распространения чароита значительно меньше и вписывается в контуры развития тинаксита, канасита, калиевого рихтерита. Во внешних частях ореола отмечаются отдельные чешуйчатые агрегаты чароита во вмещающей породе, количество его колеблется от 5 до 10%. Во внутренних

частях, особенно вдоль тектонических нарушений, в зонах микро-трещиноватости и пустотах, количество чароита возрастает до 50—90%; в этом случае происходит образование почти мономинеральной чароитовой породы — чароитита. Температура гомогенизации газовой-жидких включений в тинаксите 400° С.

В пределах чароитового месторождения в метасоматически измененных породах отмечаются в небольшом количестве прожилки, брекчии, отдельные зоны дробления и выделения гидротермальных минералов: кварца, флюорита, стронцианита, кальцита, барита с вкрапленностью анатаза, брукита, пирита, галенита, халькопирита, борнита, халькозина, сульванита. Участками кварц и кальцит не только образуют прожилки, но и метасоматически замещают цветные минералы в породе. Температура гомогенизации газовой-жидких включений в кварце 350° С.

В зонах дробления с поверхности развиваются гипергенные минералы: гидроокислы железа и марганца, малахит, азурит, фольбортит, ярозит, а также минералы из группы глины — монтмориллонит, каолинит, по чароиту и рихтериту — антофиллит.

Состав чароитовой породы зависит от состава и характера проявления раннего метасоматического преобразования замещаемой чароитом породы, а также от интенсивности в степени проявления поздних процессов (Рогова, Завьялова, 1977).

В большинстве случаев чароит развивается по сиенитам, сиенит-порфирам, сельвсбергитам, сиенит-пегматитам, иногда превращенным в белые сахаровидные породы — микроклишты, в меньшей мере по кварц-полевошпатовым кристаллическим сланцам, карбонатным породам и кварцитам. В зонах дробления и гидротермального воздействия чароитовая порода окварцована, карбонатизирована.

Кроме обычных породообразующих минералов — калишпата, кварца, эгирина, калиевого рихтерита, лампрофиллита, лепидомелана, флогопита, хондродита — и аксессуарных — сфена, рутила, лопарита, лабунцовита, анатаза, брукита, единичных кристаллов эканита, галенита, борнита, халькопирита, сульванита, канфильдита — отмечаются новые и редкие минералы. Наиболее распространенным из них является чароит (Рогова и др., 1978). Он образует агрегаты сиреневого цвета сноповидной, звездчатой, спутанно-волоконистой и параллельно-волоконистой структур. Размер волокон чароита в длину от долей миллиметра до 16—20 см и более. В составе чароита отмечаются повышенные содержания бария и стронция. Химический состав и расчет формул чароита, тинаксита и канасита приведен в таблице.

Исследование чароита на рентгеновском микроанализаторе MS-46 фирмы «КАМЕКА» показало, что барий и стронций распространены в нем равномерно.

Изредка в чароитовой породе отмечаются серые пластинчатые, груширующиеся в радиально-лучистые агрегаты кристаллы канасита, впервые установленного в Хибинском массиве (Дорфман и

Компонент	Чароит			Тинаксит	Канасит
SiO ₂	56.30	56.88	56.38	55.82	54.21
TiO ₂	—	—	—	10.12	—
Al ₂ O ₃	1.85	—	1.07	Следы	—
Fe ₂ O ₃	—	0.12	Следы	0.91	—
FeO	—	—	—	0.92	—
MgO	—	—	—	0.04	—
CaO	20.44	20.95	20.70	14.20	20.92
BaO	3.30	2.52	3.12	—	—
SrO	0.90	0.90	2.20	—	0.60
MnO	—	—	—	0.40	—
Na ₂ O	2.45	3.77	2.44	4.30	7.08
K ₂ O	10.50	10.36	8.26	12.55	10.62
H ₂ O ⁺	3.80	4.40	—	1.20	4.58
H ₂ O ⁻	—	—	5.13	0.08	—
F	—	0.92	0.75	—	3.72
Cl	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—
С у м м а	99.54	100.22	100.05	100.54	101.73
—O=F ₂	—	0.39	0.32	—	1.56
С у м м а	—	100.43	99.73	—	100.17
Аналитики	Г. П. Глебова	Н. Н. Кузнецова	А. В. Быкова	В. А. Молева	Н. Н. Кузнецова

Примечание. Чароит (Ca, Na, K, Sr, Ba)₃[Si₄O₁₀](OH, F)·H₂O; тинаксит NaK₂Ca₂TiSi₇O₁₉(OH); канасит (Ca, Na, K, Sr)₂[Si₄O₁₀](OH, F)·H₂O.

др., 1959). Находка канасита в чароитовой породе является второй в мире. Канасит из чароитовой породы отличается от Хибинского большим содержанием воды, фтора, присутствием стронция (см. таблицу). Чароит корродирует, замещает канасит. Участки шлифов, где отмечалось замещение, исследовались на рентгеновском микроанализаторе MS-46. Снимки в рентгеновских лучах показывают, что барий входит в состав чароита, в канасите его не обнаружено.

Значительным распространением в породе пользуется тинаксит, образующий неравномерно рассеянные медово-желтые кристаллы размером от долей миллиметра до 10 см, иногда группирующиеся в радиально-лучистые агрегаты. Изредка в пустотах отмечаются друзы кристаллов тинаксит. Тинаксит впервые был открыт в чароитовой породе в Мурунском массиве (Рогов и др., 1965), а в 1970 г. он установлен также в Хибинском массиве (Соколова и др., 1975). Пектолит является довольно распространенным минералом, он образует радиально-лучистые или гнездообразные выделения белого или зеленоватого цвета в пустотах чароитовой породы. Иногда полосы чароита чередуются с прожилковидными выделениями темно-зеленого нефритоподобного агрегата,

состоящего из спутанно-волокнистых выделений рихтерита (натрового тремолита).

Новые месторождения чароитовой породы могут быть открыты в пределах Мурунского массива, в щелочных породах Алданского кристаллического щита, Кольского полуострова и в других щелочных провинциях.

Список литературы

- Билибин Ю. А. Послеюрские интрузии Алданского района. — В кн.: Избр. тр. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Дорфман Н. Д., Рогачев Д. Л., Горошенко З. И., Успенская Е. И. Канасит — новый минерал. — Тр. Минер. музея АН СССР, 1959, вып. 9.
- Рогов Ю. П., Рогова В. П., Воронков А. А., Молева В. А. Тинаксит — $\text{NaK}_3\text{Ca}_2\text{TiSi}_7\text{O}_{19}(\text{OH})$ — новый минерал. — ДАН СССР, 1965, т. 162, № 3.
- Рогова В. П. Псевдолейцитовые породы Мурунского щелочного массива. — ДАН СССР, 1966, т. 169, № 2.
- Рогова В. П. Минералого-геохимические особенности псевдолейцитовых и калиевых щелочных пегматитов Мурунского массива. — В кн.: Вопросы минерализации и геохимии пегматитов Восточной Сибири. Иркутск, 1976а.
- Рогова В. П. О лабунцовите Мурунского массива. — В кн.: Вопросы минералогии и геохимии изверженных пород Восточной Сибири. Иркутск, 1976б.
- Рогова В. П., Завьялова Л. Л. Минеральный состав чароитовой породы — нового ювелирно-поделочного камня. — В кн.: Минералы и минеральные ассоциации Восточной Сибири. Иркутск, 1977.
- Рогова В. П., Рогов Ю. Г., Дриц В. А., Кузнецова Н. И. Чароит — новый минерал и новый ювелирно-поделочный камень. — ЗВМО, 1978, ч. 107, вып. 1.
- Рогова В. П., Сидоренко Г. А. О находке вадеита в интрузивных псевдолейцитовых породах Мурунского массива. — Тр. Минер. музея им. А. Е. Ферсмана, 1964, вып. 15.
- Соколова М. Н., Забавникова Н. И., Яковлевская Т. А., Рудницкая Е. С. Тинаксит из пегматитов апатитового месторождения Расвумчорр (Хибинский массив). — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Л., «Наука», 1975.

А. Н. Сутурин, Р. С. Замалетдинов, Ф. А. Летников,
 А. П. Секерин, Г. В. Бурмакина, Т. А. Сутурина,
 А. Н. Платонов, В. П. Величенко, А. Я. Вохменцев

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС НЕФРИТОВ СССР

A. N. Suturein, R. S. Zamaletdinov, F. A. Letnikov,
 A. P. Sekerin, G. V. Burmakina, T. A. Suturaia, A. N. Platonov,
 V. P. Belitchenko, A. Ya. Vokhmentsev (USSR)

MINERALOGY AND GENESIS OF NEPHRITES IN THE USSR

The nature of colouring and quantitative estimate of the colour (in *xyz* CIE coordinates) of nephrite from the wide range of Soviet localities are investigated by means of the optical transition and reflection spectra, Mössbauer, infrared and EPR spectroscopy. Concentrations of the main additional (chromophores of iron group) chemical elements are given and discussed. The mineral composition of nephrite is investigated, as well as the physical-chemical conditions of the formation.

Месторождения нефрита Сибири были описаны детально в ряде работ (Колесник, 1965). В последние годы в различных регионах СССР открыты месторождения нефрита. Их изучение позволило по-новому рассмотреть минералогию и условия образования нефрита (Замалетдинов, Якшин, 1971; Замалетдинов, Сутурин, 1974; Секерин, 1977; Сутурин и др., 1973, и др.).

Нефрит — скрытокристаллическая модификация тонковолокнистых моноклинных амфиболов изоморфной серии тремолит—актинолит—роговая обманка с характерной спутноволокнистой микроструктурой. Окраска нефритов СССР варьирует от снежно-белой и серой до травяно-зеленой и черной.

С целью выяснения природы окраски нефритов и объективной оценки их колориметрических характеристик были получены оптические спектры пропускания и отражения образцов нефритов из различных месторождений СССР (месторождения Восточного Саяна, Казахстана, Полярного Урала и других районов). Для уточнения природы и особенностей окраски нефритов некоторые образцы были исследованы методами мессбауэровской и инфракрасной спектроскопии, электронного парамагнитного резонанса. Основными хромофорными элементами нефритов являются ионы Cr^{3+} (для ярко-зеленых разновидностей) и Fe^{2+} (серо-зеленые, яблочно-зеленые и другие разновидности), входящие в искаженные октаэдрические позиции на место ионов магния (Mg^{2+}). В большинстве случаев на окраску нефритов влияют оба вышеназванных хромофорных иона, а также ионы Fe^{3+} ; относительная концентрация ионов Cr^{3+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} обуславливает широкую цветовую гамму нефритов (Платонов и др., 1975).

Спектры поглощения отдельных образцов высококачественного нефрита идентичны спектрам хромдиоксида, что позволяет пред-

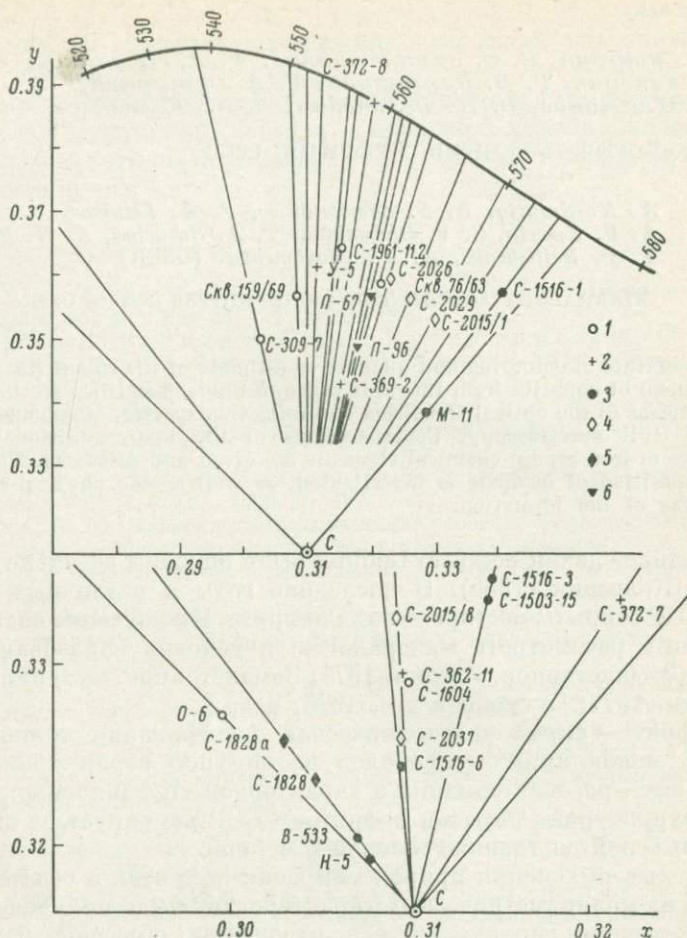


Рис. 1. Цветовые координаты нефритов из месторождений СССР.

1 — Оспинское; 2 — Улан-Ходинское; 3 — Джидинское; 4 — Витимское; 5 — Казахстан; 6 — Полярный Урал.

полагать определенную роль в окраске нефрита рассеянных в его массе волокнистых и веретенообразных кристаллов хромдиоксида.

Исследованные образцы нефритов характеризуются колебанием цветового тона (λ_K) от 507 до 576 нм, светлоты (y') — от 1.922 (темно-серый нефрит) до 11.642% (белый со слабым зеленоватым оттенком нефрит). Колебания цветового тона зависят в основном от соотношения Fe_2O_3 и FeO в нефритах: повышение концентрации ионов Fe^{3+} приводит к возникновению желтых оттенков в окраске нефритов: $\lambda_K=570$ нм (зеленовато-желтые, желтовато-болотные нефриты) (табл. 1, рис. 1).

Таблица 1

Колориметрические характеристики нефритов из месторождений СССР

Номер образца	Цвет образца	Цветовые координаты		Светлота $y', \%$	Цветовой тон $\lambda_N, \text{нм}$
		x	y		
Улан-Ходинское месторождение					
С-362-11	Темно-зеленый неоднородный	0.3097	0.3294	2.424	552
С-372-7	Темно-зеленовато-желтый	0.3217	0.3335	2.452	572
С-369-2	Зеленовато-серый неоднородный	0.3158	0.3429	3.626	561
У-5	Ярко-зеленый	0.3121	0.3611	4.205	554
С-372-8	Светло-зеленоватый	0.3210	0.3868	4.863	559
Витимское месторождение					
С-2037	Зеленовато-серый, темный	0.3096	0.3258	2.995	551
С-2015/8	То же	0.3093	0.3325	3.130	549
С-2026	Зеленовато-серый неоднородный	0.3233	0.3590	5.211	564
С-2029	Серый с зеленоватым оттенком	0.3267	0.3564	7.336	567
С-2015/1	Белый с зеленоватым оттенком	0.3303	0.3533	11.642	570
Хамар-Худинское месторождение					
С-1516-6	Зеленый с неравномерной окраской	0.3096	0.3243	2.226	547
М-11	Зеленовато-желтый темный	0.3291	0.3384	2.285	576
С-1503-15	Зеленовато-серый темный, неравномерно окрашенный	0.3143	0.3334	2.445	561
Н-5	Темно-зеленоватый	0.3077	0.3192	2.603	510
С-1516-3	Зеленый с сероватым оттенком	0.3146	0.3346	3.000	561

Таблица 1 (продолжение)

Номер образца	Цвет образца	Цветовые координаты		Светлота $Y', \%$	Цветовой тон $\lambda_K, \text{нм}$
		x	y		

Оспинское месторождение

О-6	Ярко-зеленый темный	0.2996	0.3271	2.082	504
С-309-7	Ярко-зеленый	0.3031	0.3497	2.127	539
С-1604	Темно-зеленый	0.3099	0.3292	2.549	549
С-1961-11.2	Зеленый, неравномерно окрашенный	0.3159	0.3640	4.407	557
Скв. 76/63	Зеленовато-серый	0.3220	0.3584	4.588	563
Скв. 159/69	Яблочко-зеленый (перекристаллиз.)	0.3090	0.3565	5.088	550

Другие месторождения

С-1828	Казахстан	Темно-зеленый пятнистый	0.3047	0.3237	3.162	510
С-1828а	»	Участок с рудными включениями	0.3029	0.3258	1.922	507
П-96	Полярный Урал	Зеленовато-серый	0.3182	0.3482	2.925	562
П-87	»	Зеленовато-желтоватый, неравномерно окрашенный	0.3206	0.3568	3.092	562
Н-4	Борто-Гол	Зеленый	0.3110	0.3376	3.232	553
С-1323-10	»	»	0.3151	0.3652	3.677	556
В-533	Джида	»	0.3070	0.3204	2.522	509
С-1516-1	Джида, Хамар-Худинское	Серый со слабым зеленоватым оттенком	0.3408	0.3573	5.454	574

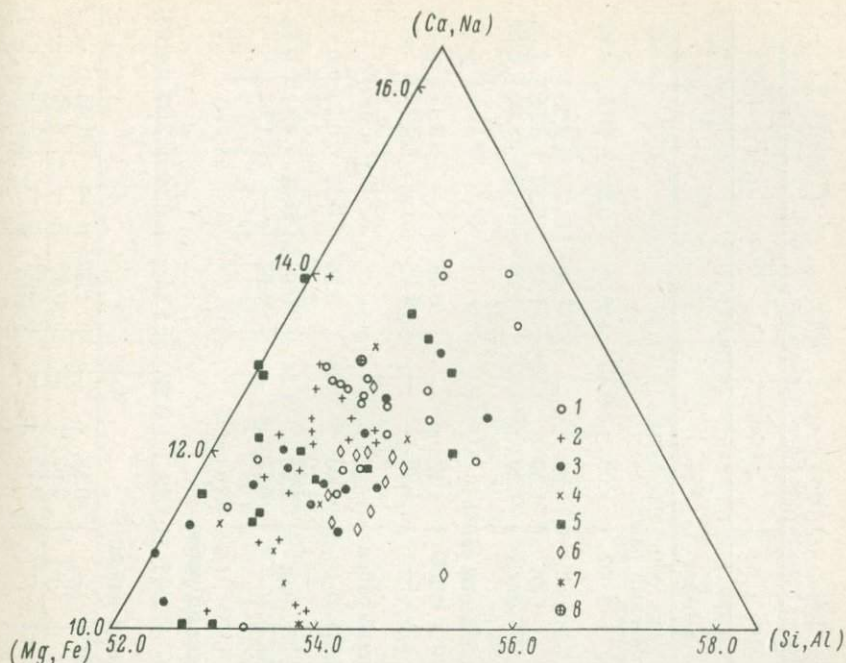


Рис. 2. Состав нефритов месторождений СССР.

1 — Оспинское; 2 — Улан-Ходинское; 3 — Хамар-Худинское; 4 — Горлык-Гольское; 5 — Парамское; 6 — Витимское; 7 — Шаманское; 8 — теоретический состав тремолита.

Большая часть исследованных образцов нефритов характеризуется значениями цветового тона в пределах 545—565 нм, светлоты — 2.5—4%. Наиболее широкой цветовой гаммой отличаются нефриты Хамар-Худинского месторождения ($\lambda_k=510\div576$ нм). Для нефритов Улан-Ходинского месторождения характерен более узкий диапазон значений цветового тона ($\lambda_k=552\div572$ нм). Нефриты Оспинского месторождения характеризуются зеленовато-голубоватыми оттенками ($\lambda_k=504\div563$ нм) в отличие от нефритов Витимского месторождения, в цветовом тоне которых ($\lambda_k=549\div570$ нм) желтые оттенки играют существенную роль. Спутанноволокнистая микроструктура — основная причина поразительной вязкости нефрита. Отдельные образцы зеленых нефритов с «пуховой» структурой выдерживают, по нашим данным, давление до 10 000 кгс/см².

Анализ химизма нефритов СССР показал, что все они близки по составу к маложелезистым тремолитам (табл. 2, рис. 2). Отклонения от стехиометрии в реальных нефритах обусловлены в первую очередь тем, что нефриты в той или иной степени содержат примеси других минералов.

Содержание СаО в нефритах варьирует в пределах 10.92—13.49%. Минимальные содержания элемента характерны для не-

Таблица 2

Химический состав нефритов месторождений СССР (вес. %)

Месторождение	Число проб	SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃		FeO	
		\bar{X}	S ²	\bar{X}	S ²	\bar{X}	S ²	\bar{X}	S ²	\bar{X}	S ²
Восточно-Саянский нефритоносный район											
Оспинское	23	56.22	0.27	0.04 (22)	0.002	1.09	0.45	0.96	0.30	4.12	0.82
Борто-Гольское	2	57.06	—	0	—	0.62	—	1.50	—	2.58	—
Горлык-Гольское	8	55.68	0.62	0.05	0.01	1.39	0.34	1.43	0.39	3.28	1.34
Улан-Ходинское	22	55.58	1.43	0.03	0.002	1.20	0.69	1.28	0.40	3.30	0.59
Западно-Саянский нефритоносный район											
Куртушибинское	3	57.36	—	0.05	—	1.23	—	0.78	—	3.17	—
Агардаг (Тува)	1	55.12	—	Сл.	—	1.76	—	1.94	—	3.59	—
Витимский нефритоносный район											
Витимское	12	57.06	0.22	0.01	0	1.03	0.04	0.76	0.12	0.59	0.17
Шаманское	1	56.88	—	0.01	—	1.10	—	1.20	—	3.77	—
Парамское	18	54.49	2.15	0.07	0.01	2.09	1.54	0.98	0.34	4.12	0.73
Келянское (Северное Прибайкалье)	1	56.40	—	Не обн.	—	0.72	—	1.67	—	1.62	—
Джидинский нефритоносный район											
Хамар-Худинское	16	55.99	0.64	0.10	0.05	1.19	0.21	1.14	0.11	3.27	0.99
Уральский нефритоносный район											
Халиловское (Урал)	1	55.46	—	Не обн.	—	0.18	—	1.42	—	1.44	—
Козмодемьяновское (Урал)	1	55.68	—	»	—	0.62	—	0.98	—	3.95	—
Рай-Из (Полярный Урал)	1	56.33	—	Сл.	—	0.35	—	2.61	—	1.62	—

Таблица 2 (продолжение)

Месторождение	Число проб	MnO		CaO		MgO		Na ₂ O		K ₂ O		H ₂ O	
		\bar{X}	S ²	\bar{X}	S ²	\bar{X}	S ²	\bar{X}	S ²	\bar{X}	S ²	\bar{X}	S ²
Восточно-Саянский нефритоносный район													
Оспинское	23	0.18	0.01	12.66	0.57	21.89	1.26	0.10	0.02	0.08	0.02	1.69	0.30
Борто-Гольское	2	0.07	—	12.96	—	22.74	—	0.05	—	0.02	—	1.17	—
Горлык-Гольское	8	0.16	0.01	11.94	0.52	22.73	0.57	0.06	0.001	0.14	0.05	2.58	0.20
Улан-Ходинское	22	0.17	0.02	12.32	0.92	22.79	0.58	0.06	0.002	0.05	0.002	1.93	0.30
Западно-Саянский нефритоносный район													
Куртушибинское	3	0.19	—	12.71	—	22.99	—	0.02	—	0.03	—	П. п. п.	—
Агардаг (Тува)	1	0.11	—	11.83	—	22.30	—	0.05	—	0.03	—	1.36	—
Витимский нефритоносный район													
Витимское	12	0.08	0.004	12.78	0.19	24.46	0.14	0.10	0.0003	0.08	0.002	0.76	0.02
Шаманское	1	0.19	—	10.92	—	22.78	—	0.11	—	0.03	—	1.20	—
Парамское	18	0.11	0.002	12.07	1.24	22.27	1.39	0.13	0.02	0.10	0.02	П. п. п.	1.20
Келянское (Северное Прибайкалье)	1	0.08	—	12.46	—	23.59	—	0.03	—	0.05	—	2.78	—
Джидинский нефритоносный район													
Хамар-Худинское	16	0.28	0.01	12.56	0.33	22.33	1.07	0.07	0.001	0.05	0.001	1.14	0.42
Уральский нефритоносный район													
Халиловское (Урал)	1	0.13	0	11.62	—	24.80	—	0.01	—	Не обн.	—	4.00	—
Козмодемьяновское (Урал)	1	0.51	—	12.83	—	22.61	—	0.05	—	0.04	—	П. п. п.	—
Рай-Из (Полярный Урал)	1	0.13	—	12.71	—	21.86	—	0.20	—	0.15	—	1.53	—
												2.87	—

Примечание. \bar{X} — среднее содержание, S² — дисперсия.

фритовых проявлений типа Шаманского в Северном Прибайкалье, в которых процесс нефритообразования проходил недостаточно интенсивно, и в породе отмечаются участки незамещенного серпентина. Избыток кальция может быть обусловлен двумя причинами: наличием избыточного кальцита — для нефритов, претерпевших перекристаллизацию (Хамар-Худинское месторождение), либо присутствием волокнистого диопсида (Борто-Гольское месторождение). В наибольшей степени генетическую сторону формирования и преобразования нефритов характеризуют содержания в нефритах окисного и закисного железа. Для месторождений зеленого нефрита (Оспинское, Улан-Ходинское, Парамское) характерны высокие концентрации закисного железа и преобладание его над окисным. Соотношения магния и железа, двух- и трехвалентного железа в нефритах этих месторождений соответствуют таковым в замещаемых серпентинитах. Для нефритов, претерпевших пострудную перекристаллизацию, наряду с общим уменьшением железистости отмечается изменение соотношений FeO и Fe_2O_3 в сторону окиси железа. Типичным примером могут служить белые и серые нефриты Хамар-Худинского месторождения, нефриты Халиловского проявления на Урале, диафорированные нефриты месторождения Нырдовоменшор на Полярном Урале.

При изучении распределения элементов-примесей в нефритах (табл. 3) выяснилось, что концентрации хрома, никеля и кобальта, которые являются реликтовыми элементами, отражают фоновое содержание в замещаемых серпентинитах. Поэтому они не могут быть использованы для характеристики процесса нефритообразования. Более подходит для этих целей титан. В нефритах, связанных с апогабровыми родингитами кварц-цоизит-диопси-

Т а б л и ц а 3

Элементы-примеси в нефритах из различных месторождений, вес. %

Месторождение	Число проб	Cr	Ni	Co	V	Ti
Улан-Ходинское	26	0.120	0.1400	0.0062	0.0012	0.0038
Хамар-Худинское	32	0.066	0.0595	0.0054	0.0046	0.0319
Парамское	7	0.151	0.127	0.0062	0.0022	0.0041
Рай-Из, Нырдовоменшор	1	0.046	0.042	0.0026	0.0017	0.0028
Козмодемьяновское (Урал)	1	0.80	0.09	0.0050	0.0008	0.0065
Халиловское (Урал)	1	0.018	0.060	0.0022	0.0005	0.0022
Агардаг (Тува)	1	0.110	0.042	0.0042	0.0034	Не опр.
Келянское (Северное Прибайкалье)	1	0.170	0.180	0.0056	0.0015	0.0016
Куртушибинское	3	0.097	0.123	0.0061	0.0013	0.0180
Борто-Гольское	3	0.058	0.100	0.0053	0.0024	0.0092
Горлык-Гольское	3	0.027	0.105	0.0097	0.0029	0.0083
Оспинское	16	0.117	0.102	0.0065	0.0027	0.0065

дового состава на Улан-Ходинском месторождении (I участок), содержания титана минимальны и значительно отличаются от таковых в нефритах, ассоциирующих с гранитоидами, а также от нефритов других регионов. Максимальные же концентрации титана отмечаются в нефритах Хамар-Худинского месторождения.

Содержания хрома в зеленых нефритах соответствуют таковым в замещаемых серпентинитах. Корреляция содержаний хрома в нефритах и перекристаллизованных серпентинитах довольно четкая для месторождений зеленого нефрита (коэффициент корреляции $r = +0.41$) и отсутствует для месторождений, претерпевших перекристаллизацию и катаклаз.

Низкие фоновые концентрации хрома в неизмененных гипербазитах находят свое отражение и в нефритах этих массивов. Так, пониженные содержания хрома в гипербазитах Куртушибинского массива сказываются на низкой хромистости нефритов из этого массива и, в свою очередь, на отсутствии здесь нефритов ярких, сочно-зеленых тонов. Общее падение концентраций первичных для гипербазитов элементов в процессе перекристаллизации в какой-то степени компенсируется повышением содержаний ванадия и титана.

Нефрит образуется в результате инфильтрационно-диффузионного кальциевого метасоматоза по антигоритовым спутанноволокнистым серпентинитам на контакте последних с апогаббровыми или апогранитными алюмосиликатными метасоматитами. Роль даек гранитоидов и габброидов выражается в том, что они формируют в своих экзоконтактах ореолы перекристаллизованных серпентинитов, обладающих нефритоподобной структурой. Кальциевый метасоматоз преобразует габброиды в метасоматиты кварццоизит-диопсидового состава, а гранитоиды — в тремолитизированные альбититы. Одновременно по серпентинитам развивается нефрит. В высокотемпературную стадию нефритообразования отмечается устойчивый парагенезис волокнистых тремолита и диопсида. Наличие пироксена подтверждается отклонением от стехиометрии амфиболов в нефритах и появлением отдельных характерных для диопсида пиков на дифрактограммах. Изредка сохраняются участки диопсидовых нефритов, обладающих всеми признаками нефрита, но сложенных волокнистыми диопсидами.

Тонковолокнистая структура нефритов — результат псевдоморфно-метастабильного замещения антигоритового серпентинита. Низкая скорость роста кристаллов тремолита при высокой скорости зародышеобразования приводит к псевдоморфному замещению серпентина и преобладанию тонковолокнистых разновидностей. В нефритах сохраняется рисунок рудной вкрапленности, характерной для замещенного серпентинита, в отдельных участках встречаются псевдоморфозы нефрита по хризотил-асбесту. В результате привлечения экспериментальных и расчетных данных выясняется, что нефритообразование длится непродолжительное время, в некотором градиенте температур ($\sim 500-550^\circ\text{C}$) при высоком хими-

ческом потенциале кальция и кремния. Анализ особенностей приноса—выноса компонентов показал, что в область реакций нефритообразования флюидами приносятся только кремний и кальций. Данные по кинетике гидротермального синтеза волокнистых амфиболов показывают, что последние синтезируются в результате последовательной реакции, промежуточным продуктом которой является диопсид (Калинин, 1973).

На фоне спада температур и давлений происходит увеличение химических потенциалов кальция и натрия во флюиде. Это приводит к появлению везувиан-гроссуляровых, альбит-хлоритовых ассоциаций метасоматитов. В эту стадию метастабильные слутановолокнистые агрегаты нефритов замещаются широкопризматическим тремолитом. Сопоставление составов апонефритовых тремолититов и нефритов методом кластер-анализа на ЭВМ показало их малое различие. Процессы преобразования нефритов и родингитов проходят в период постинтрузивного перемещения гипербазитовых массивов в верхние этажи земной коры, сопровождающегося массовой серпентинизацией, лиственитизацией и интенсивным рассланцеванием пород.

Каждая из стадий формирования и преобразования нефритов характеризуется особенностями поведения Fe^{2+} и Cr^{3+} — главных хромофоров. В начальную стадию при неполном преобразовании серпентинитов реликтовые зерна хромшпинелидов практически не корродируются. Цвет нефритов зависит лишь от содержания Fe^{2+} и приобретает серовато-зеленые оттенки. В низкотемпературную стадию процесса происходит разложение хромшпинелидов и переход хрома в силикатную фазу. Этой стадии соответствуют нефриты ярких зеленых тонов. В последнюю (регрессивную) стадию происходит перекристаллизация нефритов. В зависимости от фации метаморфизма, в условиях которой происходит процесс, формируются волокнистые или призматические модификации амфиболов. В условиях высоких давлений амфиболы сохраняют нефритовую структуру. Главной особенностью перекристаллизованных нефритов является очищение их от хромофоров. Вначале полностью исчезают реликты хромшпинелидов, затем происходит вынос хрома из силикатной фазы и фиксация его в виде хромгроссуляров в алюмосиликатных метасоматитах и затем полное очищение от железа. Для тремолитовых нефритов этого типа характерны мелкозернистость и голубоватая до светло-серой и белая окраски. В случае изменения фации метаморфизма происходит минеральное преобразование нефритов — появление широкопризматических тремолитов. Благодаря подвижности алюминия и кремния появляются хлорит и тальк. В большей степени теряются типичные структуры, появляются катаклазированные сланцеватые нефриты, постепенно переходящие в тремолититы.

Каждое из известных в СССР месторождений нефрита характеризует определенную стадию формирования и преобразования нефритов.

Список литературы

- Замалетдинов Р. С., Сутурин А. Н. Улан-Ходинское месторождение нефрита (Восточный Саян). — Сов. геология, 1974, № 9.
- Замалетдинов Р. С., Якшин И. С. Геологические особенности условия формирования Восточно-Сибирских месторождений нефрита. — «Разведка и охрана недр», 1974, № 8.
- Калинин Д. В. Механизм и кинетика гидротермальных реакций силикатообразования. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Колесник Ю. Н. Нефриты Сибири. Новосибирск, «Наука», 1965.
- Платонов А. Н., Беличенко В. П., Никольская Л. В., Польшин Э. В. Об окраске нефритов. — В кн.: Конституция и свойства минералов. Киев, «Наукова думка», 1975.
- Секерин А. П. Куртушибинское месторождение нефрита в Западном Саяне. — «Геология и геофизика», 1977, № 7.
- Сутурин А. Н., Якшин И. С., Замалетдинов Р. С. Месторождения нефрита в Восточном Саяне. — В кн.: Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М., «Наука», 1973.

УДК 549.091 : 553.8

*В. Г. Иванов, В. С. Самойлов, А. Н. Сапожников,
А. А. Кашаев, А. П. Виноградов (СССР)*

МИНЕРАЛОГИЯ ЛАЗУРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СССР

*V. G. Ivanov, V. S. Samoilov, A. N. Sapozhnikov, A. A. Kashayev,
A. P. Vinogradov (USSR)*

MINERALOGY OF LAZURITE DEPOSITS OF THE USSR

Study of the mineralogy of lazurite-bearing rocks of the USSR has permitted, on the one hand, to know more accurately the composition and properties of the known feldspathoids and, on the other hand, resulted in the discovery of new mineral species: triclinic lazurite, sulphide cancrinite, as well as aphganite and hackmanite with inverse fluorescent properties. There has been recognized the existence of a continuous series of lazurites of different degree of regularity, with systems changing from the tricombined into a separate subgroup of the sodalite group. The cancrinite group has been divided into two groups: a) group of cancrinite-wishnewite with a common formula $A_{6-8}B_{12}O_{24}X_{1-2} \cdot nH_2O$; b) group of aphganite with a common formula $A_{6-8}B_{12}O_{24}X_3 \cdot nH_2O$. Crystallochemically the aphganite group should be regarded as an intermediate one between the feldspathoids of the sodalite and cancrinite groups. A tendency for the formation of polytype modifications has been noted for the first time in feldspathoids.

A new classification of feldspathoids with additional anions, taking account of their crystallochemical features, has been suggested.

Породы лазуритовых месторождений СССР сформировались в течение трех этапов единого процесса петрогенеза. Наиболее ранним является этап регионального метаморфизма, протекавший в условиях гранулитовой фации или верхних ступеней амфиболовой фации. Метаморфические породы представлены мраморами (прежде всего доломитовыми), реже сланцами. Второй этап — магматический (этап гранитизации) — характеризуется преобра-

зованием метаморфических пород, приводящим, с одной стороны, к появлению скарнов и кальцифиров, а с другой — метасоматических алюмосиликатных пород в основном гранитоидного состава. В пределах лазуритовых месторождений главную роль играют лейкократовые магматические гранитоиды (биотитовые, пироксеновые, субщелочные), слагающие наибольшие, обычно согласные линзовидные, жильные, иногда штокообразные тела. Доломитовые мраморы оказывают заметное влияние на состав кристаллизующейся магмы, что в зависимости от местных условий приводит к появлению сиенитов, нефелиновых сиенитов, анортзитов. Эти породы как представляют собой эндоконтактные фации гранитоидов, так и могут наблюдаться в виде самостоятельных тел жильной формы.

Наиболее поздним является постмагматический этап, в ходе которого протекали только процессы гидротермального минералообразования. Образование пород этого этапа было многостадийным. Подавляющая часть лазуритосодержащих пород формируется во вторую стадию, вслед за стадией калишпатизации гранитоидов и главколитизации пород, содержащих плагиоклаз. Для образования лазуритовых пород благоприятны следующие факторы.

1. Наличие мощных пачек доломитовых мраморов. Однако зоны контакта последних с мощными пачками известковых мраморов или сланцев не благоприятны для лазуритообразования.

2. Слабое проявление процесса гранитизации и сопряженного скарнирования доломитовых мраморов, приводящего к резкому уменьшению карбонатной составляющей пород. Маломощные зоны скарнирования в доломитовых мраморах почти не влияют на протекание процесса лазуритообразования, тогда как мощные зоны скарнов и кальцифиров (в том числе и участки их контакта с доломитовыми мраморами) не благоприятны для протекания этого процесса.

3. Присутствие среди доломитовых мраморов магматических пород этапа гранитизации. Лазуритовые породы формируются исключительно среди доломитовых мраморов, в основном на контакте их с алюмосиликатными породами практически любой щелочности и кремнекислотности, но главным образом на контакте с магматическими породами.

4. Развитие в литологически благоприятных участках тектонической деятельности. Особенно благоприятны для протекания процесса лазуритообразования зоны будинажа алюмосиликатных пород. Механизм формирования лазуритосодержащих пород метасоматический, причем основную роль играл биметасоматоз. Инфильтрационный метасоматоз проявлен локально и не приводит к образованию качественного лазурита. В процессе биметасоматоза на контакте гранитов с доломитовыми мраморами возникает следующая метасоматическая зональность: порода сиенитового состава — диопсид-лазуритовая порода — лазуритовый кальцифир — перекристаллизованный и кальцитизированный мрамор. Первые

две зоны развиваются за счет гранитов, а остальные — за счет доломитового мрамора.

Порода сиенитового состава характеризуется парагенезисом калиевый полевой шпат + диопсид + кальцит, преимущественно сложена полевым шпатом ряда ортоклаз — санидин. В случае контакта с породами повышенной щелочности или скарнами зона сиенитового состава не образуется. Парагенезис диопсид-лазуритовых пород — диопсид + лазурит + кальцит + пирит (пирротин) + апатит. Обычен вторичный флогопит. Эти породы сложены в основном диопсидом и лазуритом, соотношение которых в целом изменчиво и обусловлено составом замещаемых пород в отношении алюминия и кремния; наиболее богаты лазуритом апонифелин-сиенитовые метасоматиты. Лазуритовые кальцифиры характеризуются тем же парагенезисом, что и диопсид-лазуритовые породы, но в их строении ведущую роль играет кальцит. Лазуритовые кальцифиры образуются и в процессе инфильтрационного метасоматоза, слагая маломощные линейные зоны среди мраморов, которые часто являются как бы проводниками между лазуритоносными биметасоматическими породами. Перекристаллизованные и кальцитизированные мраморы обычны при развитии лазурита среди неизменных или слабо измененных мраморов (например, Южное Прибайкалье). Это практически анхимономинеральные кальцитовые породы (могут содержать реликтовый доломит).

При наложении лазуритизации на нефелиновые сиениты, плагиоклазовые и глауколитовые породы, форстеритовые скарны локально образуются лазурит-ортоклазовые, лазурит-плагиоклазовые, лазурит-скаполитовые, лазурит-форстеритовые, лазурит-флогопитовые метасоматиты. В стадию лазуритообразования в основном биметасоматическим путем формируются также фациальные аналоги лазуритовых пород — афганитовые, флогопитовые, волластонитовые метасоматиты. Афганитовые породы, довольно характерные для лазуритовых месторождений СССР, развиваются среди доломитовых мраморов, но и в более хлористой обстановке, нежели лазуритовые метасоматиты. В то же время флогопитоносные метасоматиты (диопсид-флогопитовые и флогопит-кальцитовые) образуются в менее щелочной и магниальной среде (в отношении карбоната) среди скарнированных мраморов, скарнов и кальцифиров и обычны во флангах лазуритовых месторождений. Волластонитовые метасоматиты формируются в известковой среде.

В более поздние стадии постмагматического этапа происходит растворение лазурита. Весьма характерна флогопитизация лазурита в третью стадию. Специфично изменение лазуритсодержащих пород в наиболее позднюю стадию с образованием крупнокристаллических кальцитовых пород с самородной серой.

Температурные условия формирования пород лазуритовых месторождений изучались методом гомогенизации включений в породообразующих минералах. Согласно полученным данным постмагматический этап минералообразования (в случае Южного

Прибайкалья) протекал в широком диапазоне значений температуры — от 615—635 (ранняя стадия) до 10—150° С (поздняя стадия). Лазуриновые породы образуются при 545—600° С. В близких условиях формировались и их фациальные аналоги: флогопитоносные метасоматиты — при 535—580, афганитовые породы — при 520—565, волластонитовые породы — при 565—605° С. В то же время для флогопитсодержащих пород третьей стадии установлен интервал 465—505° С. Все это позволяет оценить общий температурный интервал лазуриобразования в 500—600° С.

При изучении минералогии лазуриновых месторождений СССР наиболее интересные результаты получены по фельдшпатоидам — породообразующим минералам лазуриносных пород. По существующим классификациям все исследованные фельдшпатоиды, кроме нефелина и скаполита, относятся к группам содалита и канкринита.

Из кубических минералов группы содалита на месторождениях установлены лазурит, содалит и гагманит с обратными флюоресцентными свойствами, т. е. интенсивно окрашивающийся под воздействием солнечного света и теряющий окраску в темноте. Кроме того, обнаружена серия анизотропных лазуритов с непрерывным уменьшением степени анизотропии вплоть до изотропного кубического аналога.

Несмотря на то что лазурит получил свое название по яркой окраске, цвет не является его определяющим признаком. Встречаются практически бесцветные, зеленоватые и розоватые до малиновых разновидности, изучение которых подтвердило их принадлежность к лазуриту. Характерным свойством минерала является термоокрашивание. При нагревании образцов до 500° С и выше синяя окраска лазурита становится интенсивней, а разноокрашенные разновидности приобретают обычные синие тона.

Параметры элементарных ячеек кубических лазуритов различных месторождений СССР, измеренные по порошкограммам, составляют 9.08 ± 0.01 Å. Триклинные лазуриты с различной степенью анизотропии имеют параметры: $a=9.08 \pm 0.01$, $b=12.75 \pm 0.001$, $c=25.50 \pm 0.02$ Å, $\alpha=\beta=\gamma=90^\circ$. Несмотря на ортогональную ячейку, анизотропный лазурит является триклинным вследствие неодинаковой интенсивности симметрично расположенных рефлексов на развертках слоевых линий и относится к пространственной группе $P1$ или $P\bar{1}$.

По химическому составу триклинная и кубическая модификации лазурита весьма близки (см. таблицу). Среди катионов группы А главнейшее значение имеют Na и Ca. Соотношение кремния и алюминия в проанализированных образцах близко 1 : 1. Ведущими компонентами анионной части являются сульфатная и сульфидная сера, к которым присоединяются Cl^- , CO_3^{2-} и реже в незначительных количествах F. Лазуриты из месторождений СССР содержат весьма ощутимые количества CO_3^{2-} (до 0.4 форм. ед.). Пересчет химических анализов на 12 (Si + Al) обнаруживает

Химический состав и свойства изученных фельдшпатовидов

Минерал	Лазурит (кубический)				Триклинный лазурит		Гакманит	Афганит	«Сульфидный канкринит»
SiO ₂	32.98	33.70	32.24	32.10	31.84	31.96	37.50	32.10	31.1
Al ₂ O ₃	28.20	27.40	27.20	27.29	27.41	26.99	30.60	27.00	24.4
Fe ₂ O ₃ *	—	—	—	0.05	0.05	0.05	0.41	—	0.4
MgO	He обн.	0.40	0.10	0.19	0.14	0.23	—	He обн.	0.2
CaO	7.99	7.43	7.85	6.65	6.01	5.88	0.23	12.34	5.7
Na ₂ O	14.83	16.14	16.47	17.07	18.40	18.32	25.02	12.43	14.0
K ₂ O	0.90	0.95	0.26	0.20	0.51	0.32	0.12	0.86	1.5
SO ₃	11.40	10.05	11.98	10.97	11.41	10.30	He обн.	9.21	13.4
S	1.24	2.60	1.42	1.48	1.70	1.77	»	0.23	7.8
Cl	0.22	0.24	0.19	0.41	0.20	0.28	6.77	4.54	1.5
CO ₂	1.10	1.29	0.96	1.11	1.50	1.49	—	0.76	1.56
H ₂ O	1.72	1.09	1.80	3.02	2.14	2.92	0.90	2.11	2.74
Сумма **	99.91	99.94	99.72	99.71	100.41	99.57	100.02	100.44	100.1
Si	5.97	6.13	6.01	5.99	5.96	6.01	6.12	6.02	6.24
Al	6.03	5.87	5.99	6.01	6.04	5.99	5.88	5.98	5.76
Fe	—	—	—	—	—	—	0.06	—	0.07
Mg	—	0.11	0.03	0.06	0.04	0.07	—	—	0.06
Ca	1.56	1.45	1.57	1.33	1.20	1.19	0.04	2.48	1.23
Na	5.21	5.69	5.96	6.17	6.67	6.68	7.91	4.54	5.45
K	0.22	0.23	0.06	0.04	0.11	0.07	0.02	0.21	0.39
Сумма А	6.99	7.48	7.62	7.60	8.02	8.01	8.03	7.23	7.20
S ⁶⁺	1.54	1.36	1.68	1.54	1.61	1.46	—	1.30	2.01
S ²⁻	0.42	0.88	0.49	0.52	0.59	0.62	—	0.08	2.93
Cl ⁻	0.09	0.11	0.06	0.13	0.07	0.09	1.97	1.47	0.51
C	0.27	0.32	0.25	0.28	0.38	0.38	—	0.20	0.42
Сумма Х ***	1.90	1.79	1.99	1.95	2.06	1.93	1.97	2.97	2.94

Минерал	Лазурит (кубический)		Триклинный лазурит		Гакманит	Афганит	«Сульфидный канкринит»
ОН	2.01	1.32	2.67	3.66	0.98	2.60	3.66
d , г/см ³	2.47	2.24	2.43	2.43	2.31	2.52	2.56
N_g (Ne)		2.48	1.509	1.514		1.533	1.655
N_m (N)	1.510	1.506	1.509	1.510	1.486	—	—
N_p (No)			1.503	1.503		4.528	4.578
a_0	9.08	9.08	9.08	9.08	8.92	12.74	12.85
b_0	—	—	12.85	12.85	—	—	—
c_0	—	—	25.70	25.70	—	21.26	10.69
Цвет	Синий	Голубой	Синий	Зеленый	Розовый	Голубой	Желтый

* Общее железо в виде Fe₂O₃.

** Сумма дана с учетом O—Cl, S.

*** Сульфидная сера не учитывается.

полное соответствие кристаллохимических формул триклинного и кубического лазуритов. Отметим только, что число катионов группы А в триклинном лазурите близко к максимальному (8), а в кубическом варьирует достаточно широко (6—8). Вместе с тем общая формула лазуритов отличается от формул других минералов группы содалита высоким суммарным содержанием анионов (2.3—2.7 форм. ед.), приводящим к нарушению электростатического баланса.

Высказывалось мнение (Hogarth, Griffin, 1975), что сульфидная сера замещает часть кислорода в каркасе минерала. Однако это предположение пока ничем не доказано, а нарушение электростатического баланса может быть объяснено и другими причинами, например эффектом сульфуризации. Можно лишь указать на обособленное положение сульфидной серы в структуре минерала. За вычетом варьирующих количеств этого компонента суммарное число формульных единиц в группе X становится очень близким к 2 (в среднем 1.94), что вряд ли случайно.

Экспериментальные исследования поведения лазурита при нагревании выявили, что в интервале температур 500—600° С триклинная модификация

лазурита необратимо переходит в кубическую. Переход осуществляется постепенно с уменьшением степени анизотропии минерала и ослаблением характеристических рефлексов на дебаеграммах. Эти данные хорошо согласуются как с установленным температурным интервалом образования лазуритоносных пород, так и с фактом существования на месторождениях лазуритов с различной степенью анизотропии. Интересны изменения химического состава лазуритов при прокаливании. Катионная часть минерала остается неизменной. Хлор и CO_2 частично улетучиваются, но в то же время эквивалентная часть сульфидной серы окисляется до сульфатной, так что суммарное число формульных единиц в группе X остается постоянным (~ 2). При этом общая концентрация серы в минерале не изменяется. Аналогичное превращение протекает и в атмосфере инертных газов, где окислителем серы, очевидно, является вода минерала. Учитывая повышение интенсивности окраски лазуритов при прокаливании, очевидно отсутствие прямой связи окраски минерала с содержанием сульфидной серы.

На основании вышеизложенного, по-видимому, необходимо из группы содалита выделить самостоятельную подгруппу лазурита с рядом кубический лазурит—триклинный лазурит и общей формулой $\text{A}_{6-8}\text{B}_{12}\text{O}_{24}\text{X}_2\text{S}_{0-1} \cdot (1 \div 5)\text{H}_2\text{O}$. Положение сульфидной серы в структуре лазурита требует дальнейшего уточнения.

Из гексагональных фельдшпатоидов, относящихся к группе канкринита, на лазуритовых месторождениях СССР выявлены дэвит, афганит и минерал, предварительно названный «сульфидным канкринитом».

Афганит встречен во всех лазуритовых месторождениях СССР и, очевидно, является их типоморфным минералом. Пересчет химического анализа афганита из Прибайкалья на формулу, предложенную для афганита его первооткрывателями ($\text{A}_{12}\text{B}_{16}\text{O}_{34}\text{X}_4$ при $Z=3$), не дает удовлетворительного результата из-за резкого дефицита катионов группы А и кислорода. Пересчет на 12 (Si+Al) при $Z=4$ приводит к формуле $\text{A}_{7-8}\text{B}_{12}\text{O}_{24}\text{X}_3$, отличающейся от типовой формулы минералов ряда канкринит—вишневит повышенным количеством анионов группы X (3 вместо 1—2). Характерно, что на эту же формулу вполне удовлетворительно пересчитывается и ряд других минералов, включаемых в настоящее время в группу канкринита: дэвин (микросоммит) — $\text{A}_{7,5}\text{B}_{12}\text{O}_{24}\text{X}_{2,8-3}$ при $Z=1$; лиоттит — $\text{A}_8\text{B}_{12}\text{O}_{24}\text{X}_{2,8}$ при $Z=3$; францинит $\text{A}_{7,9}\text{B}_{12}\text{O}_{24}\text{X}_{3,1}$ при $Z=5$. Гексагональная элементарная ячейка всех перечисленных минералов имеет параметр $a=12.8 \text{ \AA}$ и переменный параметр c , кратный параметру дэвина, что характерно для политипных модификаций. Алумосиликатные каркасы в этих минералах построены из дэвиновых пакетов и отличаются числом пакетов на ячейку и последовательностью их наложения (Merlino, Orlandi, 1977). Вместе с тем различия в химическом составе и оптических свойствах позволяют рассматривать названные минералы как вполне самостоятельные.

В описанном ряду естественных минералов до настоящего времени существовал пробел — отсутствовал минерал с двухслойной упаковкой. Этот пробел закрывался привлечением искусственного цеолита — лозода, близкого по параметрам элементарной ячейки, но резко отличающегося от вышеназванных минералов составом и свойствами. «Сульфидный канкринит», обнаруженный на Мало-Быстринском месторождении, как раз является недостающим звеном в этой группе минералов. Образуюсь в тесном сростании с лазуритом, а часто и замещая его, этот минерал по составу и ряду свойств является очень близким аналогом лазурита, кристаллизующимся в гексагональной сингонии. Главная особенность состава «сульфидного канкринита», отличающая его от других минералов группы канкринита, — преобладание сульфидной серы над другими анионами. Вероятно, именно с этим связаны интенсивно желтая окраска, резкий плеохроизм от желтого до бесцветного и высокое двупреломление минерала.

Пересчет химического анализа «сульфидного канкринита» на 12 (Si+Al) при сумме катионов, соответствующей другим изученным фельдшпатоидам, приводит к значительно большему числу анионов группы $X=5.87$. Однако если по аналогии с лазуритом исключить сульфидную серу из группы X, то суммарное число остальных анионов в последней будет равно 3, что соответствует общей формуле изученных минералов.

Таким образом, имеются все предпосылки для выделения из минералов группы канкринита самостоятельной группы из 5 минералов — дэвина (микросоммита), «сульфидного канкринита», лиоттита, афганита и францинита с общей формулой $A_{7-8}B_{12}O_{24}X_3(S) \cdot (1-5)H_2O$ и числом формульных единиц на ячейку, закономерно изменяющимся от 1 до 5. Выделенную группу в кристаллохимическом отношении следует рассматривать промежуточной между фельдшпатоидами групп содалита и канкринита.

Список литературы

- Hogarth D., Griffin W. Further data on lapis lazuli from Latium, Italy. — *Canad. Mineralogist*, 1975, v. 13, pt. 1.
Merlino S., Orlandi P. Franzinite, a new mineral phase from Pigtigliano (Italy). — *N. Jahrb. Miner. Monatshefte*, 1977, H. 4.

S. J. Haynes (Canada)

TURQUOISE COLOR AND SUPERGENE ENVIRONMENT,
SAR CHESHMEH, IRAN

С. Д. Хейнс (Канада)

ЦВЕТ БИРЮЗЫ И СРЕДА НА МЕСТОРОЖДЕНИИ САР-ЧЕШМЕ (ИРАН)

Описаны условия нахождения бирюзы на меднопорфировом месторождении Сар-Чешме и факторы, обуславливающие изменение ее окраски.

The Sar Cheshmeh porphyry Cu—Mo deposit is located at latitude 30° N and longitude 56° E (fig. 1). Details of the geology, ore mineralization and silicate alteration have been described by Waterman and Hamilton (1975) and Haynes and Ghorashi-zadeh (in prep.).

At Sar Cheshmeh, turquoise is rare and sporadic. Significant quantities were observed only at a working bench in the southeast of the open pit. Here, it was associated with a 20 cm wide pebble dike cutting hydrothermally altered andesitic country rocks, close to the boundary between the supergene oxide and sulfide enrichment zones. At this locality the country rocks are in the supergene sulfide enrichment zone but iron oxides and hydroxides extend downwards, along the pebble dike, from the leached capping overlying the supergene copper oxide zone.

Although paragenetic models for turquoise have been given (e. g. Bauer, 1968), little detailed work has been published on either the distribution or genesis of turquoise with relation to zones of supergene oxidation and sulfide enrichment.

Occurrence. At the sample location, the pebble dike cuts hydrothermal stockwork fractures in the andesitic country rocks, clearly post-dating the main period of hydrothermal copper mineralization. The dike comprises rounded and sub-rounded silicified rock fragments cemented mainly by quartz. The fragments are easily visible at the dike margins but are obscured by silicification in the central portion of the dike (fig. 2).

The silicified central portion is stained brown with fine-grained limonite and minor hematite, which, in thin section, can be seen filling the interstices between the cementing quartz grains. A green turquoise sporadically occurs as thin veinlets and small cavity-fillings, intergrown with quartz along the margin of the veinlets and cavities in which it crystallized.

Where the fragments are clearly visible at the dike margins limonite is much less abundant and large elongate masses of blue-green turquoise have locally infilled the inter-fragment spaces. In places, this turquoise extends along fractures into the silicified

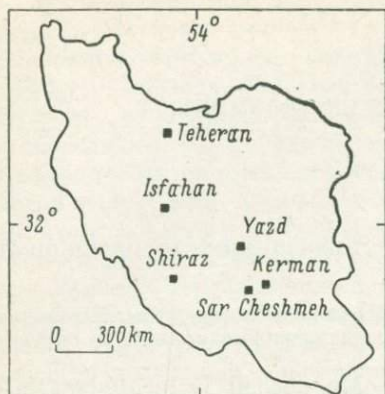


Fig. 1. Location map of Sar Cheshmeh.

portion of the dike where it rapidly changes to the green colored variety (fig. 2).

At the contact with the pebble dike, the country rock is stained chocolate-brown by microcrystalline limonite mixed with clays. This limonite stain abuts sharply against the wall of the pebble dike, but permeates irregularly into the country rock. Where thickest, it contains small blebs of green turquoise (fig. 2).

Outwards from the distinctive margin of the limonite stain, the country rocks are colored light-brown due to a small amount of reddish-brown limonite filling tiny cavities or rimming hydrothermally sericitized plagioclase crystals which have been nearly completely argillized by kaolinite during supergene alteration. Locally, elongate irregular masses of blue-green turquoise have developed, often along pre-existing hydrothermal stockwork fractures (fig. 2). Towards the pebble dike, chrysocolla is common in this zone; both as discrete veins and as mantles to the blue-green turquoise, with which it is partly intermixed.

Outside this zone the country rock andesites are characteristically bleached. Hydrothermally sericitized plagioclase has altered to kaolinite and disseminated hypogene chalcocite has converted to chalcocite during supergene sulfide enrichment. Pyrite euhedra also occur as disseminations, often enveloped by a thin coating of chalcocite and/or covellite. The rock is cut by numerous barren quartz veins (usually less than 2 mm wide), which form a closely spaced stockwork, and less frequently by 1 to 3 mm quartz-pyrite veins. Turquoise from this zone is distinctly sky blue in color and was only observed in a pyrite-molybdenite-chalcocite vein located 5 cm from the pebble dike contact. Usually the turquoise forms thin stringers, less than 2 mm wide, restricted by the vein margins. Where the vein is thickest, 4 mm wide patches of turquoise fill cavities in the central portion of the vein (fig. 2). Here, the amount of molybdenite also increases. In polished section, the molybdenite tends to line the walls of the vein, while subrounded anhedral pyrite are sandwiched between it and the turquoise. In the vicinity of the turquoise small blebs of molybdenite and covellite (less than 100 nm) occur disseminated throughout the quartz gangue between the pyrite grains. Minute blebs of covellite (generally less than 10 nm) are also scattered within some of the turquoise patches. Although chalcocite is present throughout the vein it is not well developed in the vicinity of the turquoise.

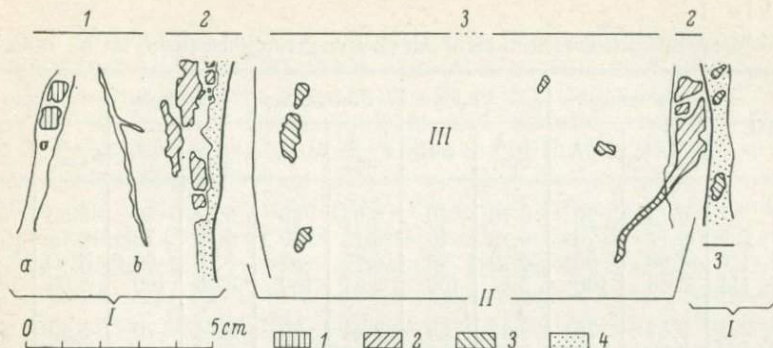


Fig. 2. Distribution of blue (1), blue-green (2) and green (3) turquoise in relation to pebble dike.

I — bleached — no limonitization (a — pyrite-molybdenite-chalcocite vein, b — pyrite vein); II — discrete pebbles, moderate limonitization; III — strongly silicified and limonitized interior of pebble dike; 4 — strong limonitization of country rock.

Physical properties. Other than color, the only difference in physical properties of the Sar Cheshmeh turquoises is hardness and pleochroism. Both the green and blue-green varieties have a hardness of 6 whereas the blue variety is 5. In thin section, only the green variety exhibited definite pleochroism from pale blue to colorless. However, the turquoises have a very fine-grained granular texture which prevents determination of the exact pleochroic formula.

X-ray diffraction. Powders from four specimens of turquoise were extracted by means of small drill, ground in an agate mortar and passed through a 325 mesh sieve. Portions of these powders were mixed with alcohol, applied to a frosted glass slide, with an eyedropper, and evaporated to dryness. Diffractographs of each were made with a Picker Nuclear X-ray diffractometer using $\text{Cu } K_{\alpha}$ radiation and a scan speed of $1^{\circ} 2\theta/\text{min}$. The blue and blue-green Sar Cheshmeh turquoises have major reflections similar to Campbell County turquoise (A. S. T. M. card 6-214), but the green Sar Cheshmeh variety did not yield the strong (011, $1\bar{1}0$) and (210, $1\bar{2}0$, 021, $1\bar{3}1$) reflections displayed by the bluer turquoises (tab. 1).

Chemical analyses. 0.2 g of the same sample powders used for X-ray diffraction were fused with 1 g of a boric acid-lithium carbonate flux mixture in a platinum crucible at 1000°C , plunged into a beaker containing a 3% nitric acid solution and agitated for eight hours. Complete dissolution was achieved by placing the beaker in an ultrasonic bath for eight hours. Cations were determined by atomic absorption using solutions of U. S. G. S. rocks G-2, GSP-1, AGV-1 and BCR-1 as standards. Fisher Scientific Ltd. stock solutions were used as standards for copper and molybdenum.

The analyses of the four turquoise samples is presented in tab. 2. The results indicate that as total iron and aluminium increase,

Table 1

Major X-ray diffraction reflections of Sar Cheshmeh turquoises using Cu K_{α} radiation

<i>hkl</i>	Reference *		Blue		Blue-green		Blue-green		Green	
	<i>d</i> , Å	<i>I/I</i> ₁	<i>d</i> , Å obs.	<i>I/I</i> ₁	<i>d</i> , Å obs.	<i>I/I</i> ₁	<i>d</i> , Å obs.	<i>I/I</i> ₁	<i>d</i> , Å obs.	<i>I/I</i> ₁
001	6.73	50	6.70	40	6.69	40	6.69	50	6.69	50
011, $\bar{1}\bar{1}1$	6.17	70	6.15	70	6.15	70	6.15	70	6.14	70
011, $\bar{1}\bar{1}0$	4.80	60	4.79	50	4.77	50	4.78	60	N. O.	
211, 111, $\bar{1}\bar{1}1$	3.68	100	3.67	100	3.67	100	3.66	100	3.66	100
$\bar{2}01$, $\bar{2}\bar{2}1$	3.44	70	3.44	55	3.44	70	3.44	70	3.43	50
210, $\bar{1}20$,	3.28	70	3.28	50	3.28	60	3.28	60	N. O.	
021, $\bar{1}31$										
012, $\bar{1}\bar{1}2$	2.91	80	2.91	80	2.91	80	2.91	80	2.91	80

* Turquoise from Campbell County, Virginia (A. S. T. M. card 6-214; Erd e. a., 1953).

Table 2

Cation analysis of Sar Cheshmeh turquoises, wt. %

Oxide	Blue	Blue-green	Blue-green	Green
SiO ₂	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20
TiO ₂	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20
Al ₂ O ₃	28.68	28.91	29.04	30.75
CuO	7.51	7.01	7.26	6.51
Total Fe (as FeO)	2.93	5.50	6.00	6.86
MoO	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
MgO	0.67	0.67	0.62	0.62
CaO	0.30	0.21	0.20	0.10
MnO	0.04	0.01	0.01	0.01

copper decreases from the blue, through blue-green, to the green varieties. Because the anions and ferrous iron were not determined, the number of atoms of the cations could not be calculated. Thus, the small weight percent increase in Al₂O₃ does not necessarily imply an increase in the number of atoms of Al. Furthermore, it is not known whether ferric iron is substituting for Al. However, the greener color of the more iron-rich (copper deficient) turquoise suggests that most of the iron is in the ferrous state and substituting for Cu.

Discussion and conclusions. Because the pebble cuts hydrothermal stockwork veins and turquoise has never been observed in the hypogene ores at Sar Cheshmeh it clearly could not have been deposited from hydrothermal solutions.

The association of turquoise with a strongly limonitized and silicified pebble dike, close to the contact of the supergene oxide

(copper carbonate, sulfates and silicates) and sulfide enrichment (chalcocite and covellite) zones indicates a supergene origin.

Descending meteoric water would have oxidized pyrite and chalcopyrite to produce ferrous sulfate and sulfuric acid (Emmons, 1917). In the presence of oxygen, abundant in the leached and supergene oxide zones, ferrous sulfate would have oxidized to ferric sulfate, which, in turn, would have dissolved chalcopyrite to produce copper sulfate. Some of this copper precipitated in the oxide zone at Sar Cheshmeh as copper carbonates (malachite and azurite) and chrysocolla, and to a lesser extent as copper sulfates (brochantite and antherite). Presumably, this occurred when the descending supergene solutions became saturated with copper, or reacted with carbonate to form copper carbonates and anhydrite (Emmons, 1917). This descending water also caused argillization (mainly kaolinite) of the feldspars and hydrothermal phyllosilicates and probably released aluminium into solution. This argillization is particularly marked at the margins of the pebble dike and the immediately adjacent country rocks. The higher permeability of the pebble dike, compared with the country rocks, probably allowed the oxidizing supergene solutions to penetrate below the general water table. As supergene solutions migrated to the water table, the prevailing reducing environment would have enabled copper sulfate to replace pyrite and chalcopyrite to form chalcocite and, less commonly, covellite, of the supergene sulfide enrichment zone. Turquoise is extremely rare in the supergene sulfide zone of Sar Cheshmeh. The association of blue, copper-rich, turquoise with covellite in a pyrite-molybdenite-chalcocite vein immediately adjacent to the pebble dike suggests that its formation was directly related to penetration of oxidizing aluminous supergene solutions outwards from the pebble dike along pre-existing stockwork veins as the water table was lowered by erosion. These could have reacted with the reducing copper-rich solutions in the wall rocks to form turquoise.

The association of the more iron-rich blue-green turquoise with chrysocolla and limonite along the margins of the pebble dike suggests either: 1. direct precipitation from the oxidizing iron-rich solutions on reaction with the reducing solutions in the wall rocks; or 2. replacement of copper, in pre-existing blue turquoise, by iron as later oxidizing iron-rich supergene solutions descended on lowering of the water table.

The iron-rich green turquoise may have precipitated, in part, directly from the later oxidizing solutions descending from the overlying leached zone because it is always associated with abundant limonite and hematite. However, one specimen of blue-green turquoise was observed grading into green turquoise along a veinlet (fig. 2). This indicates that the green variety formed, at least partly, by replacement of copper in the blue-green variety by ferrous sulfate. It is also possible that all the turquoise was originally precipitated, as the blue variety, in the reducing copper-rich environment below

the water table and was progressively replaced by ferrous iron, derived by the action of oxidizing solutions on pyrite, as the water table was lowered by erosion.

The origin of the phosphorus, needed to make turquoise, is unclear but it was probably derived from breakdown of apatite which is present in both the intrusive rocks and hydrothermal alteration zones. However, a direct link could not be established because no apatite was observed in thin sections of the pebble dike.

References

- Bauer M. Precious Stones, v. 2. New York, Dover Publications Inc., 1968.
Emmons W. H. The enrichment of ore deposits. U. S. Geol. Surv. Bull., 1917. 625 p.
Erd R. C., Foster M. D., Proctor P. D. Faustite, a new mineral, the zinc analogue of turquoise. — Amer. Mineral., 1953, 38, N 11-12.
Waterman G. C., Hamilton R. L. The Sar Cheshmeh porphyry copper deposit. — Econom. Geol., 1975, 70.

УДК 553.8 : 549.091

В. В. Буканов, Ю. О. Липовский (СССР)

НОВЫЕ НАХОДКИ БЛАГОРОДНОГО КОРУНДА В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

V. V. Bukanov, Yu. O. Lipovsky (USSR)

NEW FINDS OF PRECIOUS CORUNDUM IN THE EASTERN BALTIC SHIELD

Two types of noble corundum deposits have been found in the Eastern Baltic shield. Ruby occurs in highly aluminiferous rocks of amphibolite facies metamorphism in Karelia and sapphire in pegmatites of Khibiny alkaline massif apical area. Rubies in paragenesis with garnet-rhodolite are localized in the areas of gneiss and amphibolite migmatization. Sapphires are confined to the roof of alkaline massif, composed of hornfels aluminiferous varieties. By their composition sapphire-bearing formations are divided into those containing nepheline and those without nepheline. The latter are characterized by the most productivity and commonly contain sapphire crystals of curvy-faced habit, which acquired their form in the process of growing.

Широкое развитие пород гранулитовой формации в пределах Балтийского щита создает предпосылки для поисков промышленных скоплений благородного корунда. Такому источнику, по-видимому, обязаны своим происхождением флювиогляциальные россыпи сапфира и рубина на севере Финляндии (Киевленко и др., 1974). Дальнейшее изучение локализации корунда в восточной части Балтийского щита позволило выявить еще два типа корундовой минерализации: рубин — в высокоглиноземистых породах амфиболитовой фации метаморфизма и сапфир — в щелочных пегматитах.

Рубин. Проявления рубина (Хит-остров, Варацкое, Дядина гора) расположены на территории Карелии. В геологическом отношении район указанных проявлений находится в провинции слюдоносных пегматитов, где широко развиты докембрийские гнейсы амфиболитовой фации метаморфизма. Проявления корунда локализируются в участках мигматизации высокоглиноземистых гнейсов (Хит-остров) или амфиболитов (Варацкое и Дядина гора).

В наиболее изученном проявлении Хит-остров источником корунда являются ставролит-гранат-биотит-роговообманковые гнейсы. Эти породы подстилаются гранат-биотитовыми и кианит-гранат-биотитовыми гнейсами и перекрываются гранатовыми амфиболитами. Весьма примечательным является постепенный переход подстилающих кианит-гранат-биотитовых гнейсов в корунд-содержащие породы. Сначала появляются редкие порфиробласты розового корунда, развивающегося по голубому кианиту. Затем по мере приближения к пласту корундсодержащих пород уменьшается содержание кианита и увеличивается содержание корунда, сопровождающееся увеличением его размеров и идиоморфизмом. Почти одновременно с появлением кристаллов корунда появляется роговая обманка и ставролит, замещающий кианит. Количество корунда возрастает по разрезу одновременно с увеличением интенсивности мигматизации в виде прослоев и секущих прожилков и жил существенно полевошпатового (плагноклазового) состава. Участки концентрации корунда или корундоносные зоны отмечаются в центральных частях пластов корунд-ставролит-гранат-биотит-роговообманковых гнейсов. Размеры их по простиранию составляют от 15 до 60 м при мощности от 5 до 20 м. Визуально на местности и на аэрофотоснимках отчетливо устанавливается, что корундоносные зоны ограничены разломами субширотного и северо-восточного простирания и выделяются в виде отдельных приподнятых блоков высотой до 3—5 м.

В описываемых породах корунд обычно локализуется на контакте их с плагноклазитами и реже в самих плагноклазитах. В целом для данного типа характерна тесная ассоциация корунда с гранатом-родолитом, ставролитом, роговой обманкой, флогопитом и кианитом. Своеобразным в данной ассоциации является гранат, резко отличающийся по составу от обычного альмандина, присутствующего в окружающих породах. Это родолит пиропальмандинового состава (51—62% альмандина и 28—38% пироба) в виде зерен розового цвета размером 3—5 мм. Помимо высокой магнезиальности он отличается более низкой железистостью (57—69%), на что влияет, по-видимому, тип ассоциации (Лебедев, Нагайцев, 1974).

Карельский корунд представлен обычно хорошо образованными кристаллами короткопризматического, реже бочонковидного и пластинчатого облика размерами от 1 до 5 см по удлинению и 0.5—3 см в поперечнике. Преобладающий коэффициент удлинения 1.3. Габитус кристаллов преимущественно призматический с подчи-

ненным развитием граней основного ромбоэдра и дипирамиды. На гранях пинакоида обычно ярко выражена вицинальная скульптура. Характерно разрастание слоев роста от центра граней к ребрам. Грани кристаллов, как правило, неровные от обилия поверхностей совместного роста с парагенными минералами. На поверхности граней хорошо заметна штриховка отдельности по ромбоэдру. Отмечается разнообразие оттенков окраски карельского корунда от серовато-розовой, розовой, фиолетовой («аметистовой») до малиново-красной.

Основная масса встреченного кристаллосырья непрозрачна или слабо просвечивает из-за мелкой трещиноватости и минеральных включений. Последние, по устному сообщению А. В. Волошина, представлены рутилом, гематитом, гранатом, плагиоклазом, биотитом, а также бритолином. Содержание корунда в общей массе от 0.1 до 5—7%.

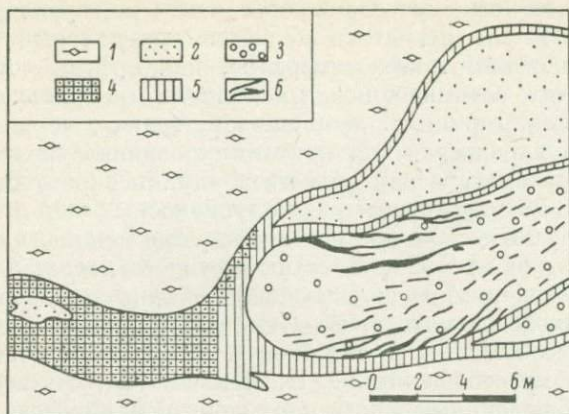
По генетическому типу наиболее близко карельским проявлениям корунда месторождение Кови-Крик (США, Северная Каролина), представленное аллювиальной россыпью рубина и гранатародолита, образовавшейся за счет разрушения амфибол-биотитовых гнейсов докембрия. Характерна, как и в карельских проявлениях, ассоциация корунда с родолитом, роговой обманкой, ставролитом и кианитом, аналогичен и тип окраски рубина — розово-фиолетовый («аметистовый») — и включения в нем рутила. Известно, что американский корунд из месторождения Кови-Крик использовался для огранки (масса граненых камней достигала 1—4 карат), вместе с ними для огранки использовался пурпурно-розовый гранатародолит. Таким образом, имеются предпосылки для выявления в Карелии ограночного корунда и в ассоциации с ним гранатародолита.

Основными геологическими факторами, контролирующими корундовую минерализацию данного типа, являются, на наш взгляд, следующие.

1. Наличие в разрезе высокоглиноземистых пород, содержащих в своем составе кианит, ставролит, гранатародолит, роговую обманку.

2. Наличие разломов субширотного и северо-восточного простирания, с которыми широко проявились процессы мигматизации, сопровождающиеся метасоматическими процессами и образованием корунда.

Сапфир. В последнее время на Кольском полуострове установлено площадное распространение корундовой минерализации в Хибинском массиве нефелиновых сиенитов. Выделена корундоносная зона в апикальной части массива, которая прослежена на расстояние свыше 20 км в арфведсонитовых фойяитах вблизи контакта их с риччорритами. В пределах этой зоны локализуются многочисленные останцы и ксенолиты пород кровли массива, представленные различными по составу роговиками. Последние кон-



Морфология и строение корундоносной жилы. План. Составил Ю. О. Липовский.

1 — вмещающие фойюлиты; 2 — слабо фенитизированные биотит-полевошпатовые роговики; 3 — фенитизированные роговики и фениты; 4 — пегматит арфведсонит-полевошпатового состава с лампрофиллитом; 5 — пегматит эгирин-лепидомелан-полевошпатового состава; 6 — мусковит-полевошпатовые образования с корундом.

тролируют размещение корундоносных образований с необычными для Хибин минеральными ассоциациями.

Роговики, слагающие останцы, представляют собой продукты глубокого изменения протерозойских осадочно-вулканогенных пород комплекса имандра-варзуга (Костылева-Лабунцева и др., 1978). Реликты протерозойских пород внутри массива были обнаружены не только в контакте ризкорритов с фойюлитами, но и в контакте трахитоидных хибинитов с ризкорритами и мельтейгитуртитами в южной части массива (Шлюкова и др., 1973). Останцы пород кровли представлены по составу биотит-полевошпатовыми, кварц-полевошпатовыми, кордиерит-андалузитавыми, силлиманит-плаггиоклазовыми рогамиками, кварцитами и ороговикованными эффузивами. Как было установлено, корундовая минерализация локализуется только в глиноземистых разностях роговикиков (биотит-полевошпатовых, кордиеритовых и др.). Породы останцов в краевых частях или полностью подверглись фенитизации, обусловленной воздействием как щелочной нефелиновой магмы, так и щелочных пегматитов.

Пегматиты в породах кровли массива ранее практически не изучались. Они имеют сложную, нередко ветвящуюся форму и размеры от первых метров до 100 м по простиранию при мощности от 0.5 до 10 м. По составу щелочные пегматиты арфведсонит-эгирин-нефелин-полевошпатовые с характерной пятнисто-такситовой текстурой, обусловленной неравномерным распределением эгирина и арфведсонита. Контакты пегматитов с рогамиками нечеткие вследствие интенсивного проявления фенитизации. Корундоносными участками пегматита являются его лапофизы в рогамиках (см. рису-

нок). При этом четко прослеживается, что по мере удаления апофиз от основного тела пегматита меняется минеральный состав: на фоне исчезновения таких минералов, как арфведсонит, эгирин, лампрофиллит, возникает новая необычная минеральная ассоциация — корунд, герцинит, лепидомелан, гранат, кордиерит и др. Этот состав характерен для контаминированных пегматитов, известных в литературе как пегматиты «линии скрещения» (Успенский, 1968). Размеры отдельных корундоносных жил и прожилков варьирует от 0.5 до 10 м по простиранию при мощности от нескольких сантиметров до 1—2 м. Местами густая сеть жильных корундоносных образований, располагающихся обычно со стороны висячего бока щелочного пегматита, образует корундоносные зоны, достигающие 50—80 м по простиранию и 5—30 м по мощности.

По устному сообщению Ю. П. Меньшикова, подтвержденному нашими наблюдениями, среди корундоносных образований Хибин выделены два основных типа: нефелиновый и безнефелиновый. Характеристика их минерального состава приведена в таблице.

Характеристика минерального состава основных типов корундоносных образований

Тип корундоносных жил	Минералы		
	главные	второстепенные	аксессуары
Нефелиновый	Нефелин, ортоклаз, лепидомелан	Содалит, герцинит, корунд	Хризоберилл, ильменит, пирротин, рутил, молибденит, апатит и др.
Безнефелиновый	Ортоклаз, лепидомелан	Альбит, мусковит, герцинит, корунд	Гранат, кордиерит, кварц, топаз, хризоберилл, бромеллит, эшинит, пирит, пирротин, гадолинит, циркон, апатит, пироксид и др.

К о р у н д встречается в обоих типах образований в количестве от долей процента до 30%. Размеры его кристаллов колеблются от 3 до 20 мм по удлинению и от 2 до 15 мм в поперечнике. Корунд меняет окраску, габитус кристаллов и облик в зависимости от парагенезиса. В безнефелиновом типе пегматитов кристаллы хорошо образованы. Габитус их пинакоидально-призматический. Относи-

тельно хорошим развитием граней основного ромбоэдра и дипирамиды. Облик приближается к таблитчатому. Коэффициент удлинения около 0.5. Окраска корунда, как правило, неоднородная, неяснозональная, с переходами от интенсивно синей к бледно-голубой, фиолетово-серой, розовато-серой до бесцветной. При этом характерно различие окраски противоположных концов кристалла по зонам роста граней основного пинакоида. Один из концов обычно синий или более интенсивно окрашен в синие тона. Эта закономерность полярного распределения окраски наблюдается и в случае появления в кристаллах другого ряда окрасок: от синей к зеленовато-синей, зеленовато-желтой, желтовато-бурой и изредка буровато-оранжевой. Этот ряд окрасок встречается реже, причем желтовато-бурые оттенки характерны для центральных участков кристалла. Отмечено, что высота ступеней вицинальной скульптуры на разноокрашенных гранях пинакоида также неодинакова. Более рельефную скульптуру и грубую вицинальную штриховку имеют интенсивно окрашенные грани. По-видимому, это связано с неодинаковой скоростью роста полярных граней пинакоида. На гранях с менее интенсивной окраской иногда встречаются треугольные фигуры растворения.

В нефелиновом типе корундосодержащих образований облик кристаллов корунда в большей или меньшей степени кривогранный, линзовидный или бочонковидный, короткостолбчатый. Из габитусных граней хорошо развиты только пинакоид и призма с ярко выраженными слоями роста от центра грани к ребрам. Этой особенности роста и обязаны кристаллы своей кривогранной формой (Аншелес, 1952). Окраска корунда чаще всего инетнсивная васильково-синяя и темно-синяя. Отмеченные выше различия в интенсивности окраски противоположных граней пинакоида здесь менее заметны, но иногда фиксируются появлением на одной из граней серо-фиолетового оттенка. Зато различие в рельефности вицинальной скульптуры проявлено более отчетливо.

Выводы

1. Рубин локализуется в участках мигматизации высокоглиноземистых метаморфических пород докембрия, встречаясь в парагенезисе с гранатом-родолитом, ставролитом, роговой обманкой и кианитом. По геологическим условиям, минеральным ассоциациям и типу окраски карельский рубин близок американскому из месторождения Кови-Крик.

2. Сапфир генетически связан с сиенит-пегматитами, залегающими в глиноземистых роговиках останцов кровли массива нефелиновых сиенитов. Характерна ассоциация корунда с герцинитом, нефелином, содалитом и лепидомеланом, а также хризобериллом, мусковитом и другими необычными для щелочного комплекса минералами. Образование сапфира нами связывается с воздействием пневматолитов щелочной магмы на глиноземные разности роговиков кровли массива нефелиновых сиенитов.

3. Характер распределения кристаллов, парагенезис и особенности взаимоотношений с сопутствующими минералами — все это свидетельствует в пользу метасоматического способа образования благородных разновидностей корунда в проявлениях восточной части Балтийского щита.

4. Изучение морфологии кристаллов позволило охарактеризовать типоморфные особенности корунда, образовавшегося в различных геологических условиях и разных парагенетических ассоциациях. Установлено, что антискелетная форма кристаллов корунда обусловлена особенностями их роста. Отмечены признаки гемиморфизма кристаллов, проявляющиеся в неодинаковой скорости роста и растворения, а также различии в окраске полярных концов кристаллов. Исходя из рассмотренной зональности сапфира, когда интенсивная синяя окраска появляется только в конце роста кристаллов, следует ожидать, что наиболее сапфириносыми будут последние генерации пегматитовых образований нефелинового типа.

5. Находки новых типов корундовой минерализации расширяют перспективы восточной части Балтийского щита для поисков месторождений благородного корунда.

Список литературы

- Аншелес О. М. Начала кристаллографии. Изд-во ЛГУ, 1952.
Киевленко Е. Я., Сенкевич Н. Н., Гаврилов А. П. Геология месторождений драгоценных камней. М., «Недра», 1974.
Костылева-Лабунцева Е. Е., Борущий Б. Е., Соколова М. Н., Шлюкова З. В., Дорфман Н. Д., Дудкин О. Б., Козырева Л. В., Икорский С. В. Минералогия Хибинского массива. М., «Недра», 1978.
Лебедев В. И., Нагайцев Ю. В. Корунд-ставролит-роговообманковые сланцы беломорского комплекса. — «Сов. геология», 1974, № 9.
Успенский Н. М. Негранитные пегматиты. М., «Недра», 1968.
Шлюкова З. В., Добровольская М. Г., Кузьмина О. В., Молева В. А. Первая находка герцинита в Хибинском массиве. — Зап. ВМО, 1973, ч. 102, вып. 3.

УДК 549.091

А. А. Кораго, В. Н. Каликов, В. Ф. Голубев (СССР)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ ЖЕМЧУГА СЕВЕРО-ЗАПАДА СССР

A. A. Korago, V. N. Kalikov, V. F. Golubev (USSR)

NEW DATA ON THE COMPOSITION OF PEARL FOUND IN THE NORTHWEST OF THE USSR

Quantitative spectral analysis of bulk samples of pearls from fresh-water reservoirs in the North-West of the USSR has shown that they contain microimpurities of Mg (0.01—0.12), Mn (0.004—0.400), Sr (0.1—0.3), Ba (0.03—0.08),

Si (0.03—0.10%), Al (0.01—0.03%) and some others. Peculiarities of pearl nuclei composition are considered to be responsible for the appearance of a number of microimpurities (Si, Al, Ti and some others). Distribution of Mg, Mn, Sr and K microimpurities has been studied by laser and X-ray-spectral analysis. The microimpurities have been found to localize in pearl organic cement; difference in their content in organic matter and in aragonite attaining no less than one order. The way of their inclusion is obscure. The absence of luminescence in pearl aragonite and the noticeable restriction of the microimpurities to organic substance are indicative of high chemical purity of biogenic aragonite.

Жемчуг, как и другие органо-минеральные произведения живых организмов (раковины моллюсков, кости и зубы человека и животных, почечные и желчные камни и др.) представляют собой весьма сложный агрегат, в котором все неорганические составляющие сцементированы органическим веществом (Корого, 1976б). Неорганическая компонента в речном жемчуге Северо-Запада СССР сложена арагонитом, а органическая — белковым веществом, в составе которого определяется ряд различных аминокислот (Корого и др., 1976а, б). По особенностям строения в жемчуге выделяются призматические слои, сложенные тончайшими (0.01—0.03 мм) призмочками арагонита, одетыми в футляры из органики, и пластинчатые слои, в которых арагонитовые пластиночки толщиной 0.1—0.3 мкм склеены органикой. Установлено также, что речной жемчуг по сравнению с морским отличается чрезвычайно большим развитием призматических слоев, нередко нацело слагающих жемчужины.

Изучение жемчуга Северо-Запада СССР спектральным методом показало достаточно высокие содержания в нем микропримесей (Корого, 1976а). Ими являются Mg (0.01—0.12), Mn (0.004—0.400), Sr (0.1—0.3), Ag (0.0003—0.0030), Ba (0.03—0.08), Si (0.03—0.10), Al (0.01—0.03%) и некоторые другие элементы.

Появление ряда микропримесей (Si, Al, Ti и некоторых других) следует связывать с особенностями состава ядер, которыми часто по данным исследований в оптическом и электронном микроскопах могут являться окатанные и полукатанные зерна и пластины плагиоклазов, кварца, каолинита, гидрослюды и других минералов. Отмеченные элементы не фиксируются в призматических и пластинчатых слоях.

В настоящее время широко распространено мнение, что микроэлементы входят в состав минеральной составляющей. Считается, что магний и стронций, содержание которых достаточно высоко, изоморфно замещают кальций, в арагоните или кальците (Барсков, 1975). Японские исследователи (Tanaka e. a., 1960), отмечая повышенные содержания магния в призматических раковинных слоях морских жемчужниц, используемых для операций культивирования жемчуга, пишут, что в пластинчатых слоях жемчуга и раковины магний существует в форме доломита, а в призматических слоях — в форме твердого раствора кальцита и доломита. Геохимия других микроэлементов остается совершенно невыясненной. Правда, И. С. Барсков (1975, с. 42) отмечает, что «...возможно, они ассоциируются с органической фазой скелета».



Рис. 1. Дополнительные центры роста в призматически-слоистой жемчужине. Негатив, ув. 18.

Нами было проведено изучение особенностей распределения микроэлементов в жемчуге Северо-Запада СССР методами лазерного и рентгеноспектрального анализов.

Для изучения образцов на лазерном микроанализаторе были выбраны жемчужины, состоящие только из призматических слоев (призматически-слоистые). С целью достижения возможно более высокой локальности лазерного анализа (прибор ЛМА-1, «Карл Цейс», Йена) использовался объектив с увеличением 40. Кратеры, образующиеся при этом, имеют диаметр около 60 мкм. Испарившееся из такого кратера вещество дает достаточно интенсивные спектральные линии, позволяющие судить о его составе. Изучались спектры, полученные из участков, сложенных органическим и неорганическим веществом. Кратеры в неорганическом веществе (арагоните) имеют форму правильного круга, окруженного светлым кольцом. Последнее представляет собой застывший расплав, вытесненный из внутренних частей кратера. Кратеры в органическом веществе имеют меньшие (примерно на 20%) размеры и не сопровождаются по периферии кольцом. Так как разрешение микроанализатора не позволяет вызвать лазерное излучение только в органическом или только в неорганическом веществе, а обязательно

при этом частично захватываются соседние области (соответственно неорганического или органического вещества), то для получения данных о содержаниях микроэлементов приходится производить пересчет, учитывающий, сколько в пределах площади кратера захвачено соседних участков другого вещества.

Лазерным микроанализом устанавливается присутствие в жемчуге марганца и магния. Соотношения между этими элементами колеблются в широких пределах, но всегда содержание марганца ниже (в 2—20 раз), чем содержание магния. Какого-либо изменения содержаний этих микроэлементов по разрезу жемчужин не наблюдается. Проведенный пересчет показывает, что микропримеси содержатся почти исключительно в органическом веществе, во всяком случае содержание их в органике минимум на порядок выше, чем в арагоните.

Среди призматически-слоистых жемчужин Северо-Запада СССР довольно многочисленны жемчужины сложной барочной формы, в которых при микроскопическом изучении в шлифах фиксируется большое количество дополнительных центров роста (рис. 1), возникших на разных уровнях роста жемчужин (Кораго, 1976б). Иногда эти дополнительные центры «приурочены» к какой-то определенной границе между слоями, располагаясь на разных ее участках, иногда же развиваются достаточно случайно. Отмечаются также центры, располагающиеся один за другим, как бы «нанизанные» на один и тот же «радиус» жемчужины. В некоторых случаях наблюдается возникновение единичных центров, хотя значительно чаще количество их исчисляется в одной жемчужине несколькими десятками и даже первыми сотнями. Вокруг новых центров роста возникают сферолиты новых зарождений, причем отмечается, что сферолиты, центры которых располагаются выше, «побеждают» сферолиты с более низко расположенными центрами. Для минеральных сферолитов это неоднократно описывалось В. А. Черепановым (1951), Д. П. Григорьевым (1961) и др.

Изучение шлифов показывает, что в дополнительных сферолитах наблюдается резкое увеличение скоростей роста призм, в результате чего эти сферолиты образовывали «бугры» на бывшей поверхности жемчужин. Центры дополнительных сферолитов обычно выделяются в шлифе сгустками темного (органического?) вещества (рис. 2), поэтому для изучения вопроса о распределении микроэлементов такие центры представляют большой интерес.

Изучение состава центров дополнительных сферолитов было проведено на приборе КАМЕКА (Франция) А. В. Волошиным. Образцы для исследования приготавливались по обычной методике. Был записан профиль двух пар элементов через пластинчатые слои, призматические слои и с перерывом через центры роста. Исследования затруднялись тем, что органическое вещество под зондом «горит» и испаряется и лопается пленка напыления. Из-за слабой контрастности содержаний растровые картины получаются нечеткими, однако удается все же установить форму центра, представ-



Рис. 2. Сгустки органического (?) вещества в дополнительных центрах.
Позитив, ув. 40.

ляющего собой фигуру в виде не совсем правильного полумесяца. В центре роста отмечается (см. таблицу) несколько повышенное содержание всех изучавшихся элементов по сравнению с содержаниями их в призматических и пластинчатых слоях.

В принципе дополнительными центрами роста могли бы быть внесенные извне мельчайшие минеральные частицы или проникшие в живое тело моллюска паразиты. Однако тот факт, что рост жемчужины идет в закрытом жемчужном мешке, вряд ли позволяет предположить привнос новых минеральных частиц. В то же время повышенные содержания Sr, Mn, Mg, K не позволяют связать их с телами захороненных паразитов. Роль последних в формировании дополнительных центров сомнительна и потому, что нередко удается, как уже отмечалось, наблюдать в одной жемчужине (одном срезе) многие десятки и даже сотни центров. Исходя из изложенного, логичным представляется связать возникновение дополнительных центров роста с патологическими выделениями из

Содержание микропримесей в разных зонах жемчуга, %

Зоны	SrO	MnO	K ₂ O	MgO
Пластинчатые слои	0.1	0.005	0.1	0—0.005
Призматические слои	0.1	0.005	0.1	0—0.05
Центры роста	0.1—0.2	<0.2	<0.4	<0.4

Примечания. Из-за низких содержаний компонентов и отсутствия органики содержания определены полуколичественно.

2. Для пластинчатых и призматических слоев приведены усредненные содержания микропримесей без разделения их на примеси в органическом и неорганическом веществе.

экстрапаллиальной жидкости (жидкости, из которой идет рост жемчужины) органического вещества при заметном его обогащении микропримесями. Возможно, даже существует какая-то связь между накоплением стронция, марганца, магния и других элементов в экстрапаллиальной жидкости и «взрывными выбросами» из нее органики.

Таким образом, проведенные исследования речных жемчужин из водоемов Северо-Запада СССР лазерным и рентгеноспектральным методами свидетельствуют о том, что локализация микропримесей происходит преимущественно в органическом веществе, цементирующем неорганические компоненты жемчуга, или в скоплениях органики (органических узлах). Приуроченность микропримесей к органическому веществу и отсутствие у арагонита жемчуга люминесценции (Кораго и др., 1979) свидетельствуют о высокой химической чистоте арагонита биогенного происхождения.

Список литературы

- Барсков И. С. Биохимические и микроструктурные методы в палеонтологии. — В кн.: Стратиграфия, палеонтология, № 6, М., 1975.
- Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Изд-во Львов. ун-та, 1961.
- Кораго А. А. Жемчуг Северо-Запада СССР. — ЗВМО, 1976а, ч. 105, вып. 3.
- Кораго А. А. Онтогенез органо-минеральных агрегатов биогенного происхождения. — В кн.: Проблемы генетической информации в минералогии. Сыктывкар, 1976б.
- Кораго А. А., Голубев Б. Ф., Кесарев О. В., Муратов И. Г., Шитов В. А. Состав и структурные особенности жемчуга из водоемов Северо-Запада СССР. — ДАН СССР, 1976, т. 228, № 5.
- Кораго А. А., Маркова Г. А., Голубев Б. Ф. Люминесценция жемчуга. — ЗВМО, 1979, ч. 108, вып. 1.
- Черепанов В. А. Некоторые закономерности морфологии, строения и замещений в агрегатах малахита из уральских месторождений. — ЗВМО, 1951, ч. 80, вып. 3.
- Тапакса S., Натано Н., Итасакэ О. Biochemical studies on pearl. VIII. Occurrence of calcite, aragonite and dolomite in pearl and shell. — Bull. chem. soc. Japan, 1960, v. 33, N 2.

V. Bouška (Czechoslovakia)

MOLDAVITES AS THE PRECIOUS STONES

В. Боушка (ЧССР)

МОЛДАВИТЫ КАК ДРАГОЦЕННЫЕ КАМНИ

Приводятся различия в составе и свойствах молдавитов из Богемии и Моравии, причем по этим признакам выделены три группы местонахождений. Описаны области использования молдавитов в истории материальной культуры. Дан перечень фантастических названий, под которыми они фигурировали в ювелирной практике.

Tektites are curious glassy objects found widely scattered at just a few parts of the Earth's surface. Their average size is about a cubic centimetre, although this is only an order of magnitude and they can assume a wide variety of shapes. There are known few regions regarded nowadays as representing tektite strewn fields, bediasites and georgiantites come from U. S. A., moldavites from Czechoslovakia, ivorites from Ivory Coast in Africa, irgizites from the Soviet Union, australites from Australia and philippinites, indochinites, billitonites and javanites from the southeast Asia. The tektites in each region have slightly different properties and compositions.

Moldavites have been collected since prehistoric time and studied scientifically for almost two centuries. The earliest records date back to 1788 (J. Mayer).

Moldavites occur in the southwestern part of Czechoslovakia in two mutually not fully connected areas — in southern Bohemia and in south-western Moravia. The absolute age of the moldavites which has been determined by different methods is about 14.8 million years. This value corresponds to the time of the fall of the moldavites approximately. The fall of the moldavites probably encountered the surface of the already settled uppermost layers of the Mydlovary Formation (Tortonian, Miocene) and weathered crystalline rocks in southern Bohemia. The original surface covered with moldavites was not preserved. Moldavites never were found in situ. All of them were redeposited into the Upper Miocene sediments, Pliocene and Pleistocene moldavite-bearing sandy gravels, and they could be found also in slope loams and detritus of Quaternary age and in alluvia along the present-day streams. As the isotopic composition of the tektites furnishes a clear evidence of their terrestrial origin — in addition to further geochemical and mineralogical indications — it can be assumed that the above value also corresponds, on the whole, to the time of the fall of the moldavites. This would mean approximately the Upper Tortonian or the Tortonian/Sarmatian boundary. Comparing the analogous petrologic characters of the Moravian and South-Bohemian gravelly sands, a Pliocene age could also be attribu-

ted to the Moravian moldavite-bearing sediments (Bouška, 1972). From all the Moravian localities only Třebíč and Slavice have the signs of probable Upper Miocene sections.

Both areas occupied by the Bohemian and the Moravian moldavite-bearing sediments cover about 2.000 km² respectively. They are separated from each other by an about 60 km wide zone of the Českomoravská vrchovina Highland in which so far no verified moldavite occurrence has been established. In both areas about 60.000 specimens of moldavites have been found. The average weight of a piece of moldavite is about 8.03, in Bohemia 6.7, in Moravia 13.5 g. The finds of moldavites in Moravia are, however, rarer as compared to those of Bohemia, namely, about 1 : 6. According to Bouška and Rost's (1968) computation, the total weight of moldavites in the present-day moldavite-bearing deposits amounts to about 275 tons, which would correspond to a compact cube of glass with 4.9 m edges, the assumed density of moldavites being 2.33 g·cm⁻³.

Moldavite-bearing sediments are preserved as relics only. At the close of the Tertiary and in the Quaternary a strong erosional action took place, during which these sediments could have been removed, and in this way many moldavites could have been destroyed. On the basis of these considerations the total weight of moldavites fallen at the end of the Tertiary onto the South-Bohemian and South-Western Moravian areas has been estimated at up to 3.000 tons (a compact cube of glass with 11 m edges).

The original fall of moldavites was inhomogeneous, and this inhomogeneity remained preserved. For example, in southern Bohemia moldavites bottle-green in colour predominate representing 79%, while in Moravia olive-green to brown moldavites prevail, making up 89%. In the surrounding of Radomilice pale green colour of the moldavites is quite common. Extensive transport after the fall would have mixed the stones and equalized the colour distributions.

The study of a large number of moldavites (16.763 specimens) shows that their colour ranging from green to brown is essentially five shades: pale green, light green, bottle green, olive green and brown. One additional colour does not chromatically fit into this sequence — a relatively rare special intensive green shade. This colour scale has been selected by light-absorption curves measured in the visual spectrum and has been confirmed by chemical analyses. It seems that the colour could be expressed mostly as a function of iron content (tab. 1). Marked irregularities appear in intensive green moldavite from Netolice. Perhaps the high content of alkaline earths could have enhanced the influence of colouring agents. Stair (1955) writes that the colour of tektites could be caused by combined absorption by iron, nickel, chromium and manganese oxides. In the studied moldavites the contents of Cr and Ni are almost equal in all samples, however, the manganese oxide concentration slightly increases from light green coloured specimens to brown ones, the range being 0.04—0.11 wt. % MnO (Bouška, Povondra, 1964).

Chemical and physical properties of the differently coloured moldavites (Bouška, Povondra, 1964)

Colour	Locality	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Σ Fe as FeO	MgO + CaO	Na ₂ O + K ₂ O	Microhardness * H _{in} , G/mm ²	Specific gravity	n (λ Na)
Pale green	Radomilice	83.14	7.99	1.07	4.10	2.86	1211	2.294	1.4838
Light green	Koroseky	80.48	9.33	1.53	4.21	3.84	1211	2.317	1.4875
Bottle green	Vrábče	79.10	9.75	1.58	4.87	4.16		2.331	1.4911
Olive green	Něchov	81.06	9.04	1.66	3.77	3.76	1100	2.323	1.4887
Brown	Slavica	80.00	11.04	2.08	2.75	3.55	916	2.332	1.4918
Intensive green	Netolice	78.78	9.00	1.31	6.55	3.86	1001	2.370	1.4956

* Microhardness measured by apparatus according to Hanaman, model D32, and special objective Apochromat 0.95 (Zeiss, Jena)

The two-coloured moldavites furnish clear evidence of the inhomogeneity of the original material. Such noteworthy finds of moldavites were made both in southern Bohemia and Moravia. In all cases two moldavites were thrust into each other. The collision evidently took place during the flight of an inhomogeneous swarm of moldavites, still plastic but already displaying almost definite aerodynamic shapes. The main body of the studied moldavite from Lipi-Slávče (King, Bouška, 1968) is olive-brown and only a small portion on the periphery of the specimen is light green. A partial analysis of the light green and olive brown portions of this moldavite is given in tab. 2.

Table 2

Partial electron microprobe analysis of major elements in the differently coloured areas of the two-coloured moldavite from Lipi-Slávče (Czechoslovakia), wt %

Oxide	Olive Brown Area	Light Green Area
SiO ₂	77	81
Al ₂ O ₃	12.6	9.7
FeO (total iron)	2.6	0.9
CaO	1.6	2.9
K ₂ O	3.6	3.5

The sharpness of the contact between the differently coloured areas indicates that this particular specimen was at high temperature for a very short time, on the order of minutes as a maximum.

Major differences in composition are preserved between the moldavite localities in spite of some partial redeposition during the Pleistocene and Quaternary. The moldavite occurrences can be divided into three groups according to colour, maximum projection sphericity, lechatelierite content, frequency of bubbles and chemical composition (Konta, Mráz, 1969; Konta, 1971; Bouška, 1968; Bouška, 1972):

- a) those in the area surrounding Radomilice (Southern Bohemia),
- b) the other occurrences in Southern Bohemia,
- c) the Moravian occurrences.

The Radomilice moldavites (which include those from the nearby localities of Malovice, Malovičky, Malešice and Vodňany) are mostly pale green or bottle green and have relatively high values of maximum projection sphericity. They contain the highest SiO_2 contents of moldavites. Their relative poverty in lechatelierite and bubbles is attributed to higher formation temperatures compared with the other Southern Bohemian moldavites, and they resemble the Moravian moldavites in this respect.

The other Southern Bohemian moldavites are bottle green in colour, flattened in shape, and show relatively lower values of maximum projection sphericity. They contain abundant bubbles and a relatively high amount of lechatelierite. They are chemically intermediate between the Radomilice group and the Moravian moldavites.

The Moravian moldavites are mostly olive green to brown. The values of maximum projection sphericity are relatively high, and the amount of lechatelierite and the number of bubbles are lower. Chemically, the Moravian moldavites are richer in Al_2O_3 and total iron as compared with the Southern Bohemian moldavites. Their average SiO_2 contents as well as CaO and MgO are lower than those in both Southern Bohemian groups (figs. 1, 2).

In the author's opinion, the parent rock of the moldavites was in the uppermost beds (Tortonian — Middle Miocene) of the sedimentary cover and in the soil horizon in the Ries impact area. During the impact event, a high temperature shock wave is assumed to have melted these layers and produced the moldavites (Cohen, 1962). Konta and Mráz (1969) considered that the source material of the moldavites was best matched among terrestrial rocks by silty to sandy clay. This was confirmed not only on the basis of major element chemical data (Bouška, 1968), but also by the trace elements distribution (Bouška e. a., 1973).

The colour, shapes and surface sculpture made moldavites the very attractive stones. Moldavites have attracted the attention of man from the prehistoric time. These were used as amulets besides being used as tools for their sharp edges. The moldavites have been discovered in cultural layers at Gudenushöhle and Willendorf (Austria) and at several places in Czechoslovakia (Bayer, 1921; Skutil, 1949).

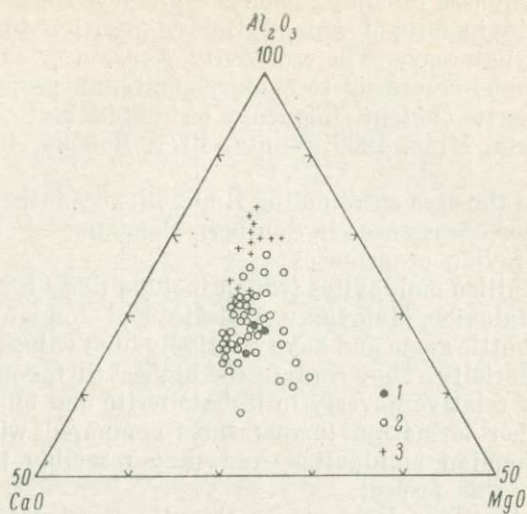


Fig. 1. Diagram showing the relations between CaO , MgO and Al_2O_3 in mol-davites (62 analyses).

1 — Radomilice (Bohemia); 2 — Bohemia; 3 — Moravia.

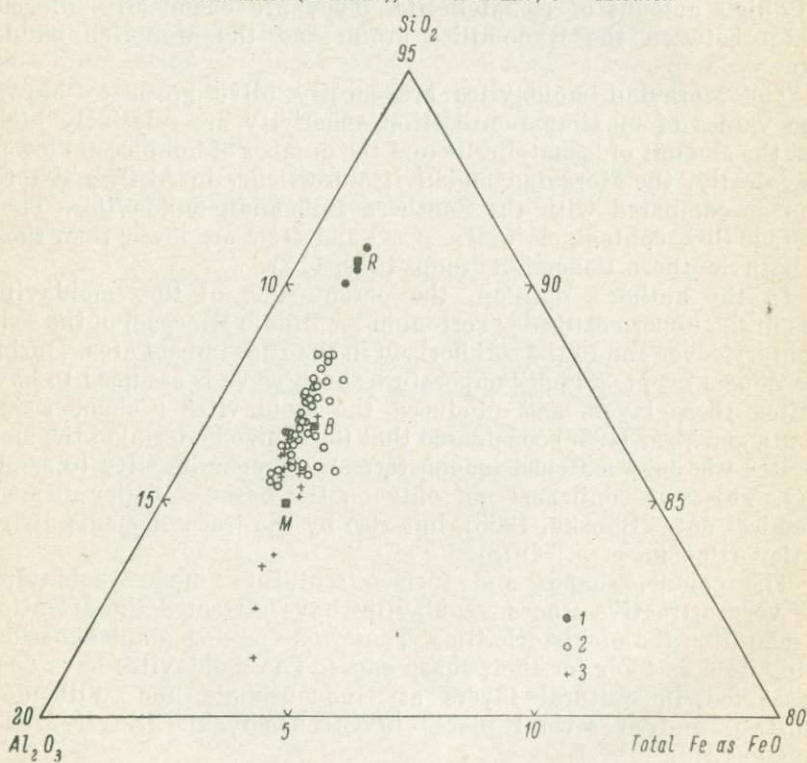


Fig. 2. Diagram showing the relations of Al_2O_3 , total Fe as FeO and SiO_2 in mol-davites (62 analyses).

In the medieval time the moldavites were mounted into pendants or decorated tops of the man walking-sticks. In the year 1891 the moldavites mounted in gold were displayed and sold as gemstones on General national exhibition in Prague. The material has been cut producing bottle-green stones which may have some resemblance to peridot, but are nearer in hue to green diopside. Cut moldavites have been sold under a variety of fancy and completely misleading names, such as «Bouteillenstein», «Obsidian», «Water chrysolite» and «Pseudo-chrysolite».

Today these stones are mounted in their natural form without cutting, demonstrating their beautiful surface sculpture. They have been used in lockets, bracelets and necklaces or rings and cuff links. Moldavites are usually set in silver, however, nowadays the gold again becomes very modern in combination with moldavites.

The moldavites are mined at Chlum nad Malší in the open sand pit for the jewellery purposes and the jewels are made from them in the cooperative Granát at Turnov. Using the natural form of moldavite every jewel becomes original one and unreproducible.

References

- Bayer J. Ein Moldavit aus dem Diluvium der Gudenushöhle. — Mitt. anthropolog. Gesell. Wien, 1921, LI Band, I—III. Heft, p. 160.
- Bouška V. On the original rock source of tektites. — Lithos, 1968, p. 102—112.
- Bouška V. Geology of the moldavite-bearing sediments and the distribution of moldavites. — Acta Univ. Carolinae. — Geologica, 1972, p. 1, 1—29.
- Bouška V., Benada J., Randa Z., Kuncíř J. Geochemical evidence for the origin of moldavites. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 37, p. 121—131.
- Bouška V., Pováň P. Correlation of some physical and chemical properties of moldavites. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1964, 28 p. 783—791.
- Bouška V., Rost R. Celková váha vltavínů. — Nár. Muz. v Praze, 1968, XXIV, B, p. 153—181.
- Cohen A. J. Asteroid impact hypothesis of tektite origin. Proc. 3rd. Int. Space Sci. Symp. Washington, North Holland, Amsterdam, 1962.
- King E. A., Jr. Bouška V. Electron microprobe analysis and petrology of a two-colored moldavite from Lipi-Slávče (Bohemia), Czechoslovakia. — In: XXIII Int. Geol. Congress, 1968, 13, p. 37—41.
- Konta J. Shape analysis of moldavites and their impact origin. — Mineral. Mag., 1971, 38, p. 408—417.
- Konta J., Mráz L. Chemical composition and bulk density of moldavites. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1969, 33, p. 1103—1111.
- Mayer J. Über die böhmischen Gallmeyarten, die grüne Erde der Mineralogen, die Chrysolithen von Thein und die Steinart von Kuchel. — Abh. d. böhmischen. Gesell. d. Wissenschaften auf das Jahr 1787. Prag. u. Dresden, 1788, S. 259—277.
- Skutil J. Praveké nálezy vltavínů. — Vlastivědný věstník moravský, 1949, IV, č. 3.

М. Саханбински (Польша)

МИНЕРАЛОГИЯ ХРИЗОПРАЗОВ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
НИЖНЕЙ СИЛЕЗИИ

М. Sachanbinsky (Poland)

MINERALOGY OF CHRYSOPRASES FROM THE DEPOSITS OF LOWER SILESIA

Detailed mineralogical investigation of chrysoprase from the greatest in Europe Skliary deposit and from the magnesite deposit Vira in the vicinity of Vroclav has been carried out. Found in the first deposit are two generations of chrysoprases: finely crystalline druses (very rarely) and continuous crystalline formations, opaque light-green to transparent dark-green with refraction index on the average 1.447. NiO serves as a chromofor, being presented in the quantity of 0.03—1.30%. Vira chrysoprase is commonly light-coloured, its refraction index makes 1.552+0.003, NiO content attaining 1%. Pimelite admixture is responsible for the green colour of all chrysoprases in Silesia deposits.

Хризопраз — редкое ювелирное сырье, его месторождения немногочисленны. Промышленные скопления ювелирного хризопраза известны в Польше (Судеты), Австралии (Квинсленд), США (Калифорния, Колорадо, Каролина, Пенсильвания, Орегон), СССР (Центральный Казахстан, Урал), Бразилия (Гояс). Имеются также сведения о его находках в Кении, Танзании и ЮАР. Некоторые из месторождений, как, например, Ридд (Орегон, США), еще в начале XX в. были полностью отработаны. Эксплуатируемых месторождений хризопраза известно очень мало: Шкляры (Польша), Видалия (Калифорния, США), Морлборо-Крик (Австралия) и Сарыку-Болды (СССР). В настоящее время основная масса хризопраза поступает на мировой рынок из Австралии (Киевленко и др., 1974). В Польше ежегодно его добывают около 2 т.

Находки хризопраза известны в нижней Силезии с XIII в., но впервые в коренных породах хризопраз был обнаружен в 1740 г. в с. Козмице (серпентинитовый массив Шкляры). Единичные находки хризопраза известны на всех четырех серпентинитовых массивах Нижней Силезии, непромышленные скопления выявлены только на месторождении силикатного никеля в Шклярах и в шахте магнетита в Вирах (Sachanbinski, 1976).

Месторождение Шкляры. Самое крупное скопление хризопраза выявлено в серпентинитовом массиве Шкляр. Здесь известны уникальные месторождения ювелирного хризопраза: Шкляры и Козмице (отработанные еще в начале XX в.).

Серпентинитовый массив Шкляр расположен в восточных предгорьях Средних Судет, в 65 км южнее Вроцлава. Массив представляет собой линзообразное тело длиной 5 и шириной 1 км (в раздуге), ориентированное в меридиональном направлении согласно с господствующими тектоническими структурами и состоящее

из серпентизированных перидотитов и дунитов. Серпентинитовый массив пересечен дайками гранитоидов, кварц-полевошпатовых пород («сахаритов»), аплитов, керсантитов и спессартитов. Возраст серпентинитового массива Шкляры докембрийский.

Кора выветривания, развитая по серпентинитам, относится к остаточному и инфильтрационному типам. Ее нижняя граница имеет извилистые очертания и опущена в местах развития даек кислых пород. Ее средняя мощность 20—30 м, но местами достигает 85 м (Киевленко и др., 1974). Образование коры выветривания большинство геологов относит к палеогену, некоторые допускают еще более древний возраст.

Профиль коры выветривания охристо-кремнистый. Окремнение проявлено очень интенсивно и частично захватывает мало аргиллизированные серпентиниты. Кора имеет отчетливо выраженное зональное строение. Наиболее распространены кремнистые и охристо-кремнистые породы красного цвета, повсеместно обнажающиеся на поверхности. Текстура основной массы этих пород кавернозная, остов сложен тонкими прожилками кремнезема, полости выполнены гидроокислами железа. Выше охристо-кремнистые породы отделены от коренных маломощной зоной зеленых выщелоченных серпентинитов, сохраняющих первоначальную структуру, или лежат прямо на них (Киевленко и др., 1974).

В основании профиля расположена зона выщелоченных и карбонатизированных серпентинитов белого цвета с сетью прожилков магнезита и керолита. Залежи никелевых руд приурочены главным образом к выщелоченным и карбонатизированным серпентинитам, часто заполняя углубления в слабо измененных коренных породах. Руды пимелитовые, реже шухардитовые; они представляют собой рыхлую зернистую массу или твердую кремнистую породу. Пимелит и шухардит образуют в рудах многочисленные маломощные прожилки и гнездообразные скопления (Киевленко и др., 1974). По всему вертикальному профилю коры выветривания развиты халцедон-кварцевые и опал-халцедоновые прожилки мощностью 5—50 см, секущие рудные залежи или располагающиеся в трещиноватых зонах среди неизмененных серпентинитов.

Однако большинство их связано с участками развития кварцевых жил и окварцованных пород. Кроме того, кварц и халцедон образуют гнездообразные скопления размером не больше 10—40 см в поперечнике. Кварц, халцедон и опал преимущественно молочно-белые; разности, окрашенные в зеленый цвет, встречаются сравнительно редко. Хризопразовые жилы и прожилки встречаются по всему разрезу зоны выщелоченных серпентинитов и в верхней части зоны карбонатизированных серпентинитов, тяготея к местам развития трещин, кварцевых жил и окремненных серпентинитов (рис. 1).

Хризопраз образует жилы и прожилки, редко гнездообразные скопления до 10—50 см в поперечнике. Протяженность жил не превышает 5 м, а мощность изменяется от долей до 10 см, достигая

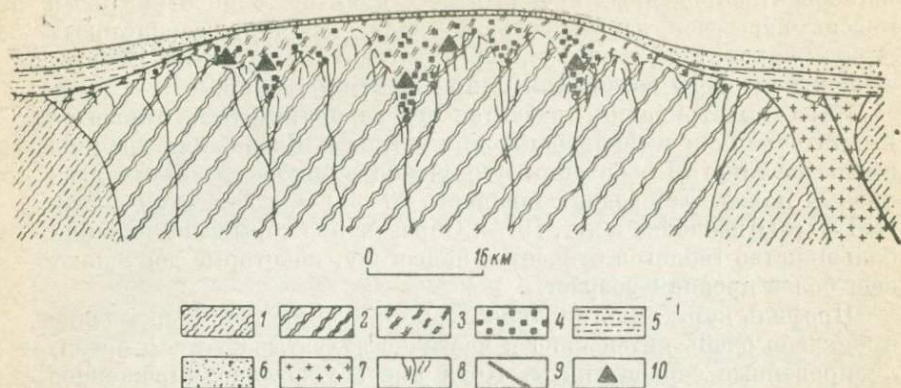


Рис. 1. Схема геологического строения месторождения хризопраза Шкляры.

1 — гнейсы; 2 — серпентинит; 3 — серпентинитовая кора выветривания; 4 — никелевые руды; 5 — типичные глины и пески; 6 — плейстоценовые пески; 7 — гранитоиды; 8 — трещины; 9 — дислокации; 10 — скопления хризопраза.

иногда 25 см, контакты с вмещающими породами четкие. В некоторых случаях хризопраз ассоциирует с белым молочным опалом и его окраска изменяется от светло- до темно-зеленой.

В Шклярах совместно с хризопразом встречается белый халцедон, опал, кварц, тальк, пимелит, шухардит, магнезит, гидроокислы железа, никельмонтмориллонит, галлуазит, никелистый хлорит, никельвермикулит и сепиолит.

Месторождение Виры. Второе промышленное скопление хризопраза в Польше находится в шахте магнезита в Вирах, недалеко от Вроцлава. Это месторождение обнаружено в 1970 г. и приурочено к массиву серпентинитовых пород, которые покрыты четвертичными и палеоген-неогеновыми породами (Nagańczyk, Prochazka, 1974). На глубине 50 м в нижней части древней коры выветривания серпентинитов обнаружены хризопразовые жилы и прожилки, которые образуют штокверкообразные зоны. Жилы и прожилки в этих зонах представляют собой серию сближенных и сложно ветвящихся тел без видимой закономерной ориентировки между собой по простиранию. В плане они имеют причудливо извилистые очертания.

Протяженность жил хризопраза в Вирах не превышает 5 м, а мощность изменяется от долей до 10 см. Некоторые жилы и прожилки имеют сложное строение, обусловленное неоднородным минеральным составом и структурно-текстурными особенностями. В строении жил обычно участвует ассоциация минералов кремнезема: халцедон, опал, опал-халцедон, кварц. В качестве примесей в жилах хризопраза из Вир часто присутствуют магнезит, пимелит, минералы группы стевенсит—сапонит с небольшим количеством никеля, а также мелкие обломки пород.

Минералогия силезских хризопразов. Среди силезских хризопразов можно выделить шесть цветовых разновидностей. Кроме

цвета они также различаются изломом и блеском. Блеск хризопраза от воскового до матового, твердость 6. Текстура ювелирных разновидностей массивная. Хризопразы из месторождения Шкляры характеризуются часто интенсивно зеленым цветом, яблочно-зеленым, а иногда изумрудно-зеленым. Их показатель преломления составляет в среднем 1.447. Они бывают прозрачными либо полупрозрачными. Это опалы с раковистым изломом и смолистым блеском или халцедоновая разность, которая имеет неровный излом и стеклянный блеск.

Цвет хризопразов из Козьмиц чаще всего светло-зеленый. Значительная часть хризопразов из Вир имеет бледную зеленую окраску, кроме того, они загрязнены различными включениями. Их показатель преломления достигает 1.552 ± 0.003 . Сейчас на месторождении Шкляры встречаются высококачественные хризопразы; они обычно представляют собой прозрачные или хорошо просвечивающие разности халцедонового состава. Максимальная глубина просвечивания лучших образцов хризопраза из Шкляр достигает 5—6 см. На этом месторождении иногда встречаются прозрачные или полупрозрачные изумрудно-зеленые хризопразы. Наиболее широко распространены хризопразы яблочно-зеленого цвета. Наблюдения под микроскопом позволили установить, что все разновидности силезских хризопразов характеризуются структурной неоднородностью. Электронномикроскопические исследования проводились нами на сканирующем электронном микроскопе марки «Cambridge».

Изученным образцам хризопраза свойственна неоднородность микроструктуры, выражающаяся сменой участков кварца (гладкая поверхность склона) халцедоновыми участками (шероховатая рельефная поверхность). Хорошо видна разница между цветовыми разновидностями хризопраза. Высококачественный ювелирный хризопраз, представляющий собой прозрачные разности халцедон-опалового состава (обр. 1, 2), имеет шероховатую рельефную поверхность (рис. 2—4) с участками скоплений никелевого силиката, возможно пимелита. На поверхности яблочно-зеленого хризопраза из Шкляр (обр. 2) обнаружены очень мелкие кристаллы гипса (рис. 5). Отмечены также трещины с кварцем (рис. 6). Кроме того, обнаружен минерал из группы хлоритов (рис. 7). Зеленая окраска хризопраза появляется при содержании NiO выше 0.03%.

Максимальное содержание NiO в силезских хризопразах составляет 1.23% (Ostrowicki, 1965), в исследованных нами образцах оно колеблется в пределах 0.198—0.96%.

Состав различающихся по морфологии силезских хризопразов более разнообразен, чем это раньше считали (Ostrowicki, 1965; Nagańczyk, Prochazka, 1974; Drzymała, Serkies, 1973). Проведенные нами рентгенографические исследования на установке ДРОН-2.0 (излучение $\text{Cu } K_{\alpha}$, режим 40 кВ, 20 мА по методике, разработанной Яковлевой с соавторами (1976), причем использо-

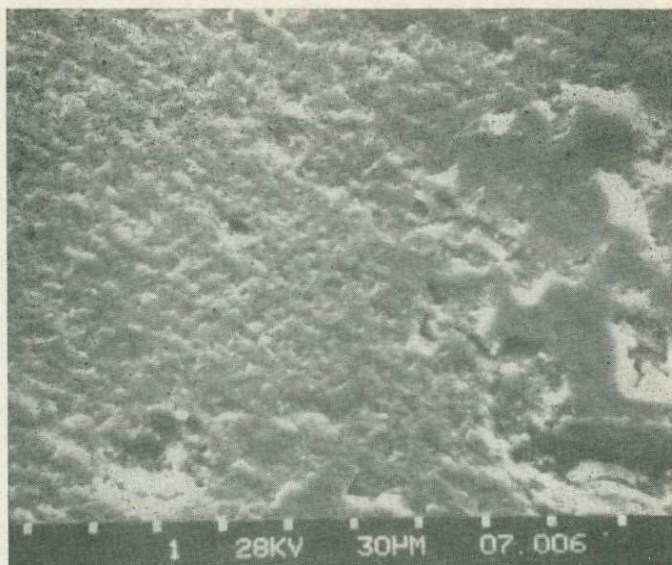


Рис. 2. Микроструктура скола ювелирного хризопраза. РСЭМ.
Ув. 300.

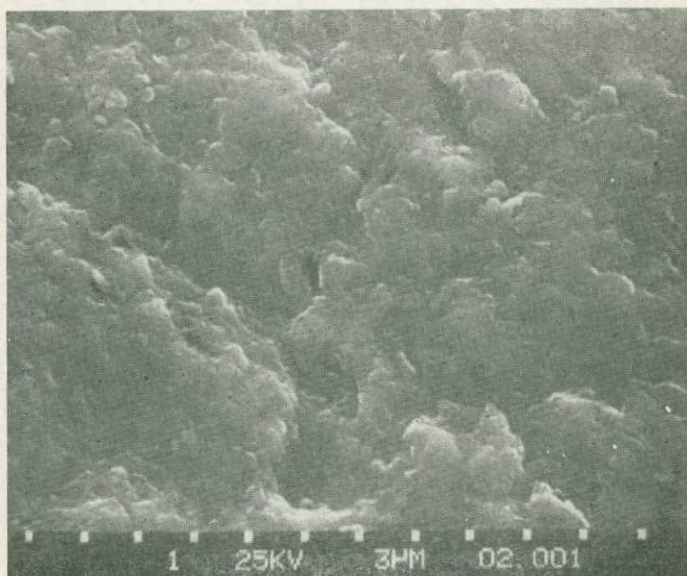


Рис. 3. Микроструктура скола ювелирного хризопраза. РСЭМ.
Ув. 3000.
Видны две фазы.

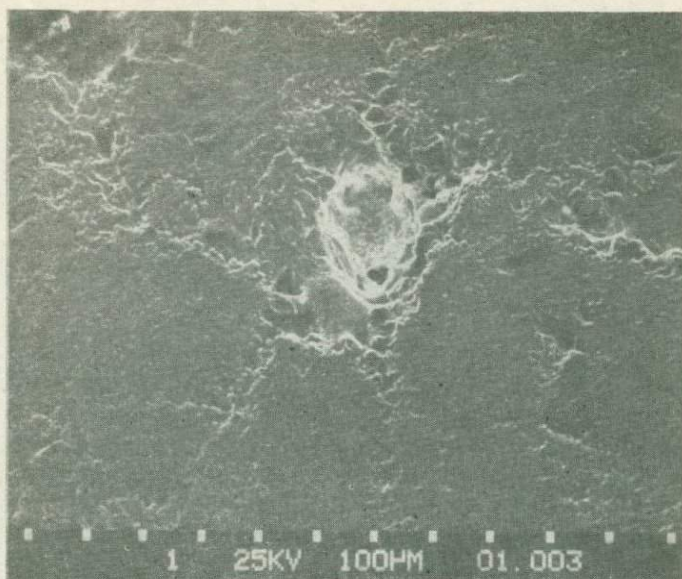


Рис. 4. Микроструктура образца ювелирного хризопраза. РСЭМ,
Ув. 90.

Видна микропора и зубчатое сочленение зерен.

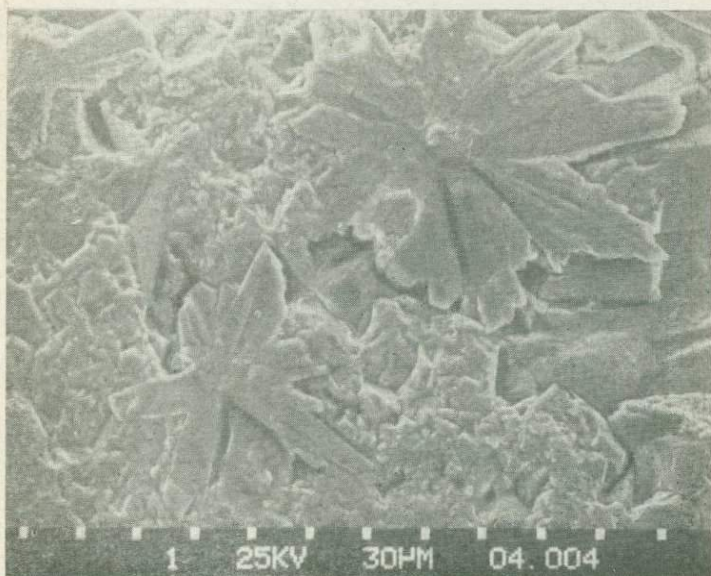


Рис. 5. Кристаллы гипса на поверхности хризопраза. РСЭМ,
Ув. 300.

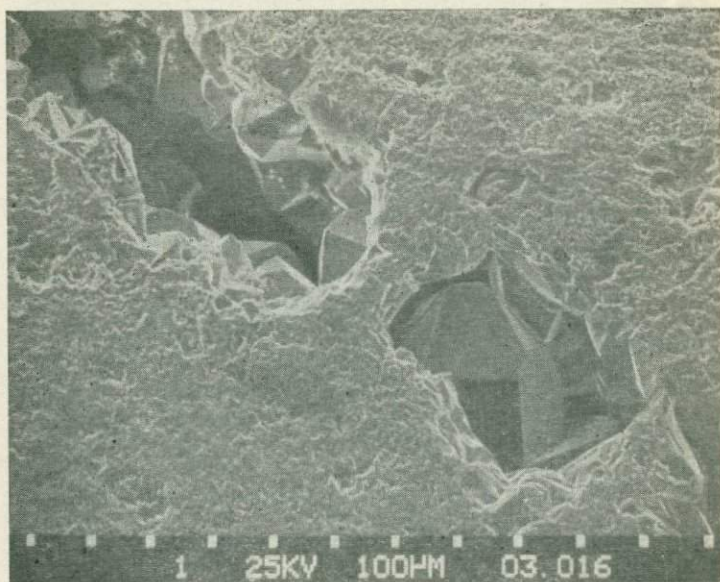


Рис. 6. Кристаллы кварца в трещинах. РСЭМ. Ув. 90.

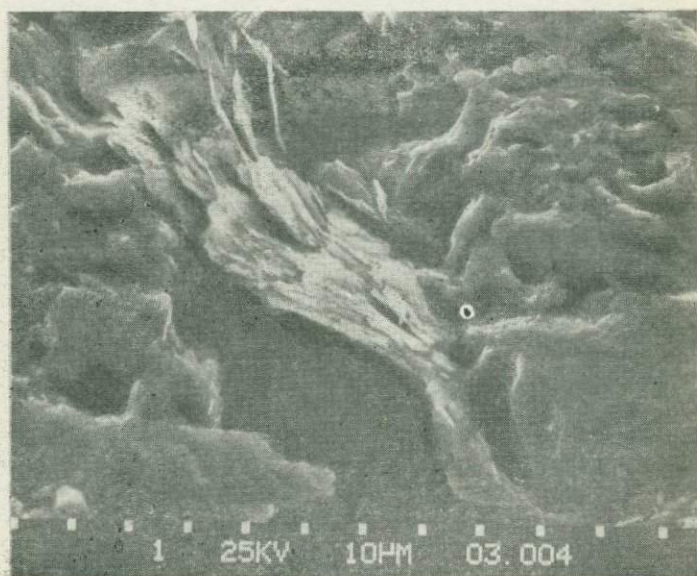


Рис. 7. Хлорит в образце хризопраза из Шкляр. РСЭМ. Ув. 900.

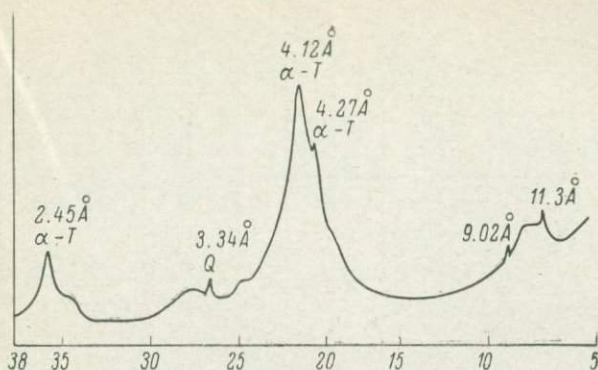


Рис. 8. Рентгенодифрактограмма опалового хризопраза из Шкляр.

вано соотношение интенсивностей рефлексов 102 и 200 (см. таблицу), показали, что кроме опаловых хризопразов (рис. 8) в Шклярах часто встречается хризопраз, состоящий из халцедона и редко — из скрытокристаллического кварца. Это подтвердили результаты ИК-спектрометрии высококачественных ювелирных образцов хризопраза и одного молочного опала. (Съемка производилась на спектрофотометре «Perkin-Elmer model 180» методом

Соотношение интенсивности рефлексов 110, 102, 111 и 200 на дифрактограммах силезских хризопразов

Номер образца	110 : 102	102 : 111	102 : 200
1	0.5	4.4	2.0
2	0.8	4.1	2.0
3	1.3	1.7	1.0
4	0.6	5.6	2.0
5	0.4	—	2.0
Кварц (эталон)	1.2	2.0	1.2
Халцедон (эталон)	0.5—0.9	2.4—4.8	—

таблеток смеси с КВг). На изученных спектрах главных разновидностей силезских хризопразов (рис. 9) отчетливо выражены все полосы халцедона (3460, 1630, 1168, 1080, 857, 796, 778, 695, 552, 509 и 460 см^{-1} ; van der Marel, Beutelspacher, 1976). Полученные ИК-спектры силезских хризопразов близки к спектрам хризопраза Казахстанского месторождения Сарыку-Болды (Никольская и др., 1975).

В спектре молочно-белого опала (рис. 9) наблюдается характерная полоса с максимумом 475 см^{-1} . Ее приписывают кремнезему

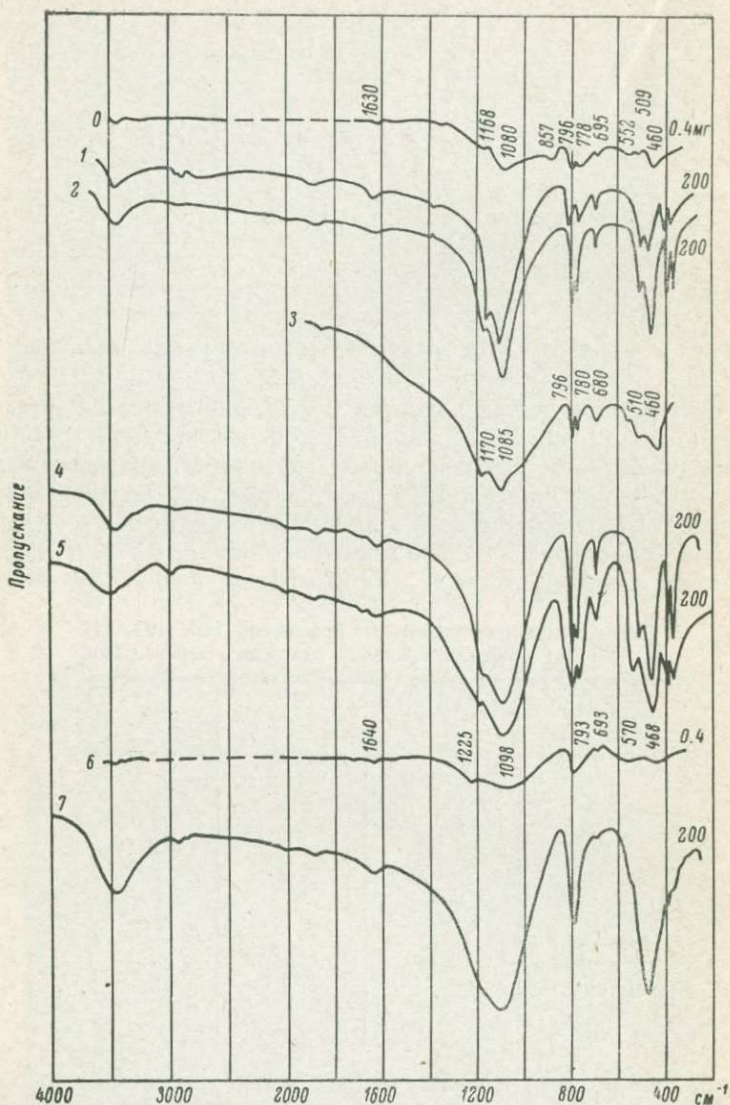


Рис. 9. ИК-спектры таблетированных с КВг образцов хризомелидов.
 0 — халцедон (Венгрия; van der Marel, Beutelspracher, 1976); 1, 2, 4, 5 — хризомелиды из Шкляр; 3 — хризомелид (Никольская и др., 1975); 6 — опал; 7 — опал из Шкляр.

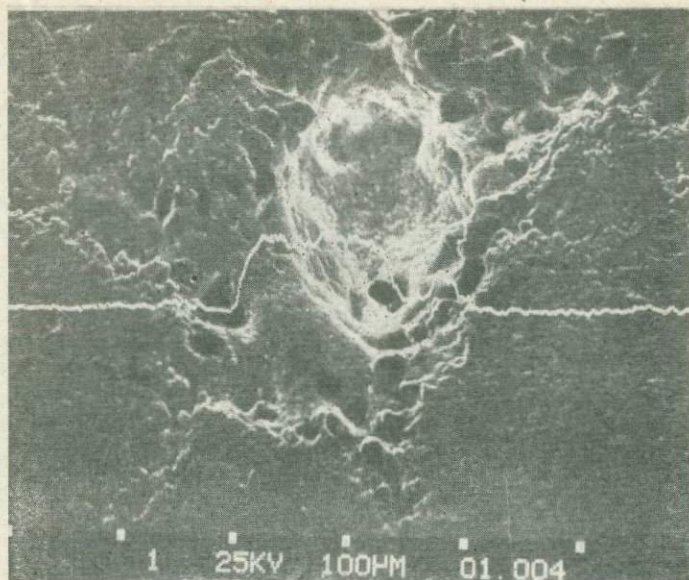


Рис. 10. Распределение никеля на поверхности ювелирного хризопраза по данным микрозонда. Ув. 90.

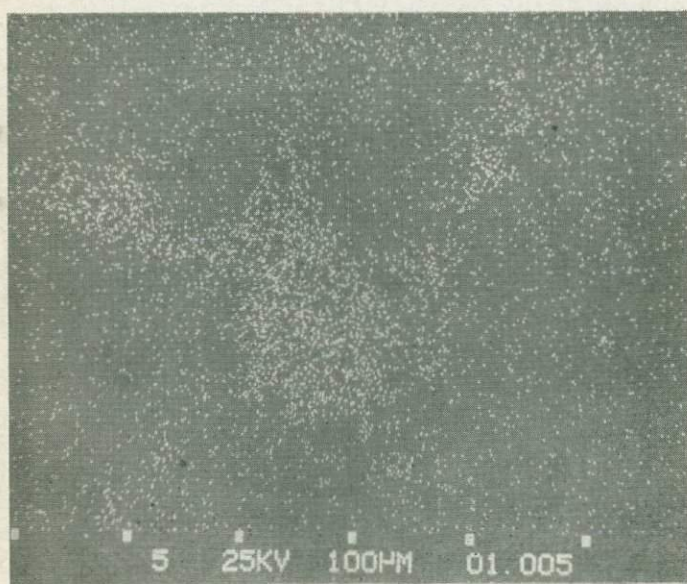


Рис. 11. Сканирование хризопраза в рентгеновских лучах $Ni K_{\alpha}$.

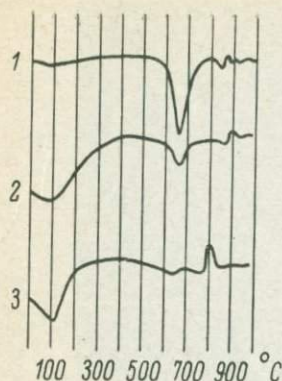


Рис. 12. Термограммы хризопразов.

1 — хризопраз (Вирь); 2 — хризопраз (Шкляры); 3 — хлорит (Шкляры).

с неупорядоченной структурой («Opal CT»), т. е. опал-кristобалиту (Jones, Segnit, 1971).

Давно установлено (Klaproth, 1788), что хризопраз окрашен глинистым минералом группы монтмориллонита, названным хризопразердом, который затем был переименован в пимелит. Полагают, что это никельмонтмориллонит, а некоторые авторы называют его никелевым сапонитом. Пимелит из Шкляр похож на никелистый тальк (Ostrowicki, 1965). Он имеет следующий химический состав, %: SiO_2 — 47.20, NiO — 27.66, MgO — 11.42, Fe_2O_3 — 0.20, Al_2O_3 — 0.22, CaO — 0.16, H_2O — 13.02 (Faust, 1966). Содержание никеля в этом минерале колеблется в пределах 17.34—31.34%.

Изучение спектров отражения и пропускания образца хризопраза из Шкляр (Rehberg, Schlossmacher, 1944) и результаты химических анализов свидетельствует о том, что окраска обусловлена солями никеля. Форма соединений никеля в силезских хризопразах изучена недостаточно, однако предполагается, что они представлены тончайшей примесью пимелита (Rehberg, Schlossmacher, 1944; Harańczyk, Prochazka, 1974).

Для выявления распределения входящего в хризопраз никеля образцы снимались на микроанализаторе «Cambridge». Полученные данные говорят о том, что никелевый минерал на поверхности хризопраза образует очень мелкие вкрапления в порах (рис. 10, 11). Были пройдены зондовые профили, которые позволили наиболее точно нарисовать картину распределения никеля на поверхности хризопраза (рис. 10). Кроме того, на рентгенограмме, полученной с изумрудно-зеленого опалового хризопраза, присутствуют две линии — 11.3 и 9.02 Å (рис. 8), характерные для большинства глинистых минералов. На дериватограмме образца халцедонового хризопраза из Вир (рис. 12) также видны термические эффекты, характерные для минералов группы монтмориллонита.

Больше информации для расшифровки формы соединений никеля в хризопразе мы получили при изучении образца грязно-зеленого цвета. Как показывают микроскопические исследования (рис. 7), рентгеновский и термические анализы (рис. 12), в этом хризопразе мы обнаружили присутствие минерала из группы хлорита. Однако полная диагностика этого минерала затруднительна. На дифрактограммах по отражениям 14.40, 7.11, 4.74, 3.55, 2.84 Å можно предположить, что это минерал из группы хлорита или вермикулита. Изменение рентгенодифрактограммы образца, нагретого до 500° С (появилась линия 11.15 Å), позволяет предполагать,

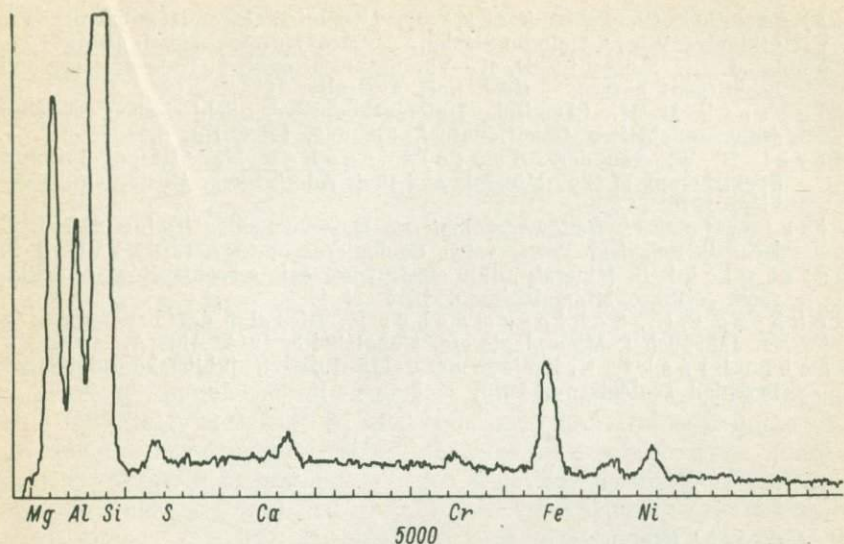


Рис. 13. Приближенный химический состав хлорит-вермикулита из хризопраза.

что этот минерал имеет смешаннослойную структуру хлорит-вермикулита. Его приближенный химический состав показан на рис. 13.

Учитывая наши наблюдения, присутствие никеля в изученных изумрудно-зеленых хризопразах можно связать с наличием минерала из группы монтмориллонита, вероятно пимелита (Ni-сапонита). Следует подчеркнуть, что цветовые разности силезских хризопразов были нами изучены методом ЭПР при комнатной температуре, но сигналы ЭПР от ионов Ni^{2+} не были обнаружены. Подобные результаты были получены при изучении природы окраски хризопраза из месторождения Сарыкул-Болды (Дорфман и др., 1975).

Список литературы

- Дорфман М. Д., Самородов П. В., Осипов П. В., Никольская Л. В., Самойлович М. И. О хризопразе месторождения Сарыкул-Болды. — Тр. Минерал. музея им. А. Е. Ферсмана, 1975, вып. 24.
- Киевленко Е. Я., Сенкевич Н. Н., Гаврилов А. П. Геология месторождений драгоценных камней. М., «Недра», 1974.
- Никольская Л. Н., Самсонов Я. П., Гусельников Ю. В., Самойлович М. И. О природе окраски и структурных особенностях хризопраза. — ЗВМО, 1975, ч. 104, вып. 1.
- D r z y m a ł a J., S e r k i e s J. On the lechosos opals and chrysoprases in the weathering zone of serpentinites from Szklary (Lower Silesia). — Bull. de l'Académie Polonaise des Sciences. Serie des Sciences de La Terre, 1973, v. XXI, N 2.
- F a u s t T. The hydrous nickel — magnesium silicates — the garnierite group. — Amer. Mineral., 1966, v. 51, N 3—4.

- Harańczyk C., Prochazka K. Uwodnione krzemiany magnezowo-niklowe z Wir na Dolnym Śląsku. — Prace Muzeum Ziemi, 1974, N 22.
- Jones J. B., Segnit E. R. The nature of opal. 1. Nomenclature and constituent phases. — Geol. Soc. Australia, 1971, v. 18.
- Klaproth M. H. Chemische Untersuchungen des Schlesischen Chrysoprases. — Schriften Gesell. naturf. Freunde, 1788, Bd. 8.
- Marel H. W. van der, Beutelspracher H. Atlas of Infrared Spectroscopy of Clay Minerals and their Admixtures. Amsterdam, Elsevier, 1976.
- Niśkiewicz J. Budowa geologiczna Masywu Szklar (Dolny Slask). — Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 1967, t. XXXVII, z. 3.
- Ostrowicki B. Minerale niku strefy wietrzenia serpentinitów w Szklarach. — Prace Mineralogiczne, 1965, N 1.
- Rehberg C. H., Schlossmacher K. Die Fabre des Chrysoprases. — N. Jahrbuch f. Mineralogie etc. Monatshefte, 1944, Abt. A.
- Sachanbiński N. Krajowe naturalne surowce jubilersko-ozdobne. — Przegląd geologiczny, 1976, N 3.

УДК 549.091 : 553.8

M. Superchi (Italy)

GEMMOLOGY AS A MASTER ACADEMIC SCIENCE,
NOT A PART OF MINERALOGY: GENERAL PRINCIPLES AND CONCEPTS

M. Суперчи (Италия)

ГЕММОЛОГИЯ КАК САМОСТОЯТЕЛЬНАЯ НАУЧНАЯ ДИСЦИПЛИНА
(ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ И КОНЦЕПЦИИ)

Разнообразие материалов, используемых ювелирной промышленностью для изготовления украшений, не позволяет геммологии ограничиваться изучением таких минералов. Кроме того, задачи, стоящие перед геммологией, не ограничиваются вопросами минералогической диагностики сырья или готовых изделий, поэтому геммологию не следует рассматривать как раздел минералогии, а необходимо выделять в самостоятельную дисциплину на стыке химии, физики, минералогии, геохимии и геологии месторождений полезных ископаемых, а также зоологии, ботаники и ряда других дисциплин.

Предлагается план учебного курса «Геммологии» для подготовки квалифицированных специалистов и для облегчения классификации материала по цвету — измерение параметров цветового пространства.

People who worked with gems gradually developed criteria for the choice of gems, but just with the aid of mineralogists it was possible to start a scientific work of analysis.

Many people think that gemmology is a subject for students of gemmological associations, who I call gemmology technicians; many others look at it as a part of mineralogy. I would like to consider our science from a slight different point of view, which will bring us recognizing a new academic science.

Most gems are minerals, and techniques and principles of mineralogy are fit for us. We cannot forget the crystals from which the great part of our gems are cut; but so are the materials we have to study

and analyze: cut. And in most cases we cannot destroy even the tiniest part of our stone, in order to carry out tests. These are two main points that give a different way to our work and require particular methods.

The third point, important and exclusively ours, is constituted by features typical of gems.

A fourth point to be taken into consideration is that among gems we find materials that are not minerals, but that we must study-analyze together with the others, in the same type of laboratory and under similar point-of view.

For our finality we have to use methods of other disciplines (frequently making suitable changes) and methods developed by gemmologists exclusively for their purposes.

Talking about academic sciences, a student who submits a thesis on a mineral (which is to be used as a gem) and studies it under mineralogical aspects (interesting also for a gemmologist), doesn't prepare a thesis in gemmology: for this, he should have followed a course held by a qualified gemmologist (regarding theory and practice), passed relevant examination and prepared his thesis with the aid and under direction of his teacher, as it occurs for other disciplines.

To follow a course of gemmology, an university student must know physics, chemistry, mathematics, mineralogy, petrology, zoology, botanics, ore deposits, geology, mineralogical analysis, and for this reason it is not a course for the first two years: it ought to be included in the third year as a complementary exam. Generalities of those sciences must be expected.

So, preparing a general index, a plan of a Gemmological Compendium, in the FIRST PART

(general principles), after an Introduction and definitions, and after a Short story of gems (their cut and uses during centuries), the I chapter may be Features typical of gems, divided into 5 paragraphs.

- 1 — beauty, considering its components which are:
 - a) transparency
 - b) brilliance
 - c) lustre
 - d) fire
 - e) colour
 - causes
 - quantification
 - grading of colour for diamonds, from colourless to light yellow
- 2 — durability, considering it's causes which are
 - a) hardness
 - b) tenacity
 - c) resistance to chemical agents and to heat
- 3 — rarity
- 4 — mode
- 5 — transportability

As II chapter I would put Particular features of some gems, that are:

- 1 — iridescence
- 2 — opalescence

- 3 — chatoyance
- 4 — asterism
- 5 — silk
- 6 — aventurescence
- 7 — macroscopic inclusions
- 8 — «orient» and «water» of pearls

As III chapter I would consider **Microscopic inclusions**, with their

- 1 — forms, composition and physical state
- 2 — chronological classification

After having known gems, just with eyes or with the aid of a stereoscope, a reader ask himself: where do they come from? So, the IV chapter competes to **Genesis and provenances of gems**

- 1 — genetic classification of gems
- 2 — genetic classification of deposits of natural gems and their geographical distribution
- 3 — description of principal method for the obtainment of partially or completely artificial gems, with main factories and main areas of cultivation
 - a) treatments
 - staining
 - varnishing and paraffining
 - thin coating with synthetic material
 - microincisions
 - heating
 - pressing
 - irradiation (eventually with heating)
 - laser drilling
 - b) cultivation of pearls
 - nucleated with mother of pearl
 - nucleated with organic material
 - c) syntheses
 - growth from a melt by cooling: flame fusion (Verneuil); crystal pulling (Czochralski); massive crystallization (Bridgmann, Stockbarger, Obreimov—Tamman—Shubnikov); Kyropoulos; zone growth
 - growth from a solution by temperature—pressure change: gel growth; flux-melt growth; hydrothermal growth (Spezia)
 - growth from a solution by chemical action
 - growth by sublimation: vapour phase growth
 - transformation by high temperature and pressure
 - polimerization
 - d) production of imitations
 - heating and pressing
 - kneading with compacting material
 - chemical treatment of natural polymers
 - production of artificial glasses, porcelaines and pearls imitations
 - combination of different parts to obtain doublets and triplets

All these materials (natural and not) must be submitted to cut and polishment

V chapter. Cut and polishment: finalities

- 1 — bolting
 - a) techniques
- 2 — curved-surface cut
 - a) techniques

- b) forms
- 3 — faceted and stepped cut
 - a) techniques
 - b) forms
 - c) suitable angles for most common gems (optical considerations)
- 4 — the cut of diamond
 - a) techniques
 - b) different forms
 - c) proportions for maximum brilliance
- 5 — engraving
 - a) techniques
 - b) cammeous
 - c) intaglia
 - d) «cuvette»
- 6 — «peeling» of pearls

Up to now we know gems in a very general manner; we have looked at gems, to their good qualities (just with eyes or with the aid of a microscope), we know how they have been formed and where we can find them (or how we can obtain them in a laboratory), the most usual imitations and treatments, the cuts and polishments more suitable for each of them.

The SECOND PART

(descriptive theoretic) is devoted to know gems more deeply, in their structure, chemical composition, physical properties, etc. Different gems are arranged by groups or by series, in order not to repeat same properties, in a sequence which follows the genetic classification, as a general rule.

GEMS FROM MINERAL KINGDOM

I chapter. Gems of magmatic origin

- 1 — plutonics
 - a) liquidomagmatics: diamond; niccolite; olivine; pentlandite; sphene
 - b) pegmatitics: aegirine-aegirinaugite and spodumene; amblygonite series; apatite series; beryl; beryllonite; brazilianite; cancrinite group; crysoberyl; columbite—tantalite series; dumortierite; euclase; feldspar group; lazulite—scorzalite series; meliphanite; petalite; phenacite; taaffeite; topaz; tourmaline; zircon
 - c) pneumatolithics: cassiterite; millerite; rutile—anatase—brookite
 - d) hydrothermals: barite; benitoite; bornite; celestite; chalcocite; chalcopyrite; cobaltite; danburite; fluorite; niccolite; opal; pyrite; quartz group; sphalerite
- 2 — volcanics
 - datolite; igneous glasses (from obsidian to basaltic glass); leucite, nepheline; pectolite; prehnite; tektites (moldavite, australite, billitonite, shonite); zeolite group

II chapter. Gems of sedimentary origin

- 1 — chemicals
 - aragonite group and calcite group; azurite; calamine; chrysocolla; diopside; malachite; phosphophyllite; pseudofulgurites; turquoise; variscite; wardite
- 2 — organogena
 - jet; odontolite; amber
- 3 — biochemicals
 - vivianite; wavellite

III chapter. Gems of metamorphic origin

andalusite, kyanite, sillimanite, anthophyllite, cummingtonite—grunerite, tremolite—ferroactinolite, glaucophane e riebeckite; axinite group; banded ironstones; cordierite; corundum; enstatite—orthoferrosilite series, diopside—hedenbergite series, jadeite; epidote group; friedelite; garnet group; kornerupine; lechatelierite (meteoritic glass, fulgurites); rockfulgurites; paligorskite—sepiolite group; pyrophyllite, talc (and minnesotaite); rhodonite; scapolite series; serpentine group; sinhalite; sodalite group (and lapislazuli); spinel group; staurolite; verdite; vesuvianite

GEMS FROM VEGETABLE KINGDOM

IV chapter. Gems from vegetable secretions

copale

V chapter. Gems from vegetable parts

vegetable ivory

GEMS FROM ANIMAL KINGDOM

VI chapter. Gems from animal secretions

pearls; pseudopearls

VII chapter. Gems from animal parts

corals; opercula; mollusc shell; casque of hornbill; tortoise shell; horn (from rhinoceros and deer); bone (from whales and oxes); ivory (from walrus, cachalot, narwhal, hippopotamus, boar, wart-hog, elephant)

For each group, the following points will be taken into consideration, with the following sequence: **C h a r a c t e r i s t i c s** — Lustre, transparence, colour (varieties) expressed in DIN unities. Features through stereoscope: external (aspect of surface, structure and texture for ornamental rocks); internal, with 1 nicol (pleochroism, growth structures, inclusions); internal, with crossed nicols (effects of normal or anomalous birefringence, growth structures, inclusions). Hardness (Mohs and microhardness), fracture, cleavage. Density. Refraction indexes. Absorption spectrum. Aspect through colour filters. Effects of luminescence (and fluorescence) at UV- and X-rays. Chemical composition, formula. Resistance to chemical agents and to heat. Crystallization, system, class, forms of rough. Origin — Genesis. Distribution of sources. **T r e a t m e n t s**, **s y n t h e s e s**, **i m i t a t i o n s**. General table of characteristics of different varieties, of natural gems from different sources, of synthetic gems obtained by different processes.

With all these descriptions we know gems completely, but theoretically.

The THIRD PART

(practical) has the finality of knowing gems in practice: how to recognize all properties we have studied till now and how to distinguish different materials of our competence. So, let us consider the methods for ours analysis.

I chapter. Weight unities for different types of materials

- 1 — gram
- 2 — carat
- 3 — grain

II chapter. Type of measurements (for different forms) and proportions

- 1 — brilliant cut diamond
- 2 — other round-outlined stones
- 3 — square-outlined stones
- 4 — oval (and sharpened oval)-outlined stones
- 5 — rectangular and drop-outlined stones
- 6 — spheric stones

- III chapter. **Observations with naked eye or with the aid of a lens (in natural, tungsten or standardized light)**
- 1 — lustre
 - 2 — transparence
 - 3 — colour
 - 4 — colour of diamonds from colourless to light yellow
- IV chapter. **Observations with the aid of a stereoscope (in air and in oil, with different illuminations)**
- 1 — surface characteristics; structure and texture for ornamental rocks
 - 2 — pleochroism and effects of birefringence (normal or anomalous)
 - 3 — growth structures
 - 4 — inclusions
 - 5 — diamond clarity
- V chapter. **The appreciation and measurement of hardness and of hardness anisotropies**
- 1 — observation of edges
 - 2 — Mohs hardness-points
 - 3 — microhardness (Vickers, Knoop)
- VI chapter. **The detection of density**
- 1 — hydrostatic weighing
 - 2 — pycnometer
 - 3 — heavy liquids
- VII chapter. **The measurement of refractive indexes and of their dispersion**
- 1 — light sources
 - 2 — modern portable refractometers for direct readings of indexes; determination of optical sign
 - 3 — total-reflectometer (Abbe—Pulfrich)]
 - 4 — goniometer
 - 5 — direct measurement (or apparent depth) method (de Chaulnes)
 - 6 — comparative approx methods, by immersion in high refractive liquids (Becke, Plato, Anderson, Wild)
- VIII chapter. **The measurement of reflectivity**
- IX chapter. **The observation of selective absorption of visible light and of its results**
- 1 — spectroscope
 - 2 — dicroscope
 - 3 — colour filters
- X chapter. **The obtainment of UV- and X-ray permeabilities and their interpretation**
- XI chapter. **The observation of UV- and X-luminescence (and fluorescence)**
- XII chapter. **Electrical conductivity — Magnetism — Radioactivity**
- XIII chapter. **X-ray identification**
- 1 — of symmetry (for crystals)
 - a) Laue method
 - b) rotation method
 - c) Weissenberg method
 - d) Buerger method
 - 2 — of mineral species (for powders)
 - e) Debye—Scheerer, Straumanis and Guinier methods
 - f) X-ray diffractometry
- XIV chapter. **The chemical tests**
- XV chapter. **Introduction to some particular research techniques**
- 1 — microprobe Raman Laser
 - 2 — electron microprobe and SEM
 - 3 — optical ellissometry

- 4 — infrared spectrophotometry
- 5 — differential thermal analysis (DTA), differential thermogravimetric analysis (DTG), decrepitation

Up to now we have talked about gemmological arguments which have two finalities: didactic and of collecting notices and considerations on gems.

To complete this panorama of our Science we must talk of MUSEOLOGY.

This activity has the same aims of the parts cited before, but reaches the objectives in a different way, more immediate, material, tangible.

As for other disciplines, a Museum of gems is a patrimony, an endowment useful, necessary, indispensable for studying and analyzing, for taking and comparing data and characteristics.

In the choice of criteria for the arrangement of a gemmological museum, I consider again that gems are CUT, so rough materials ought to be excluded from our show-cases. Another consideration is that the first step in our field was taken when early man picked up little stones because they were COLOURED (beside glittering); this is an intrinsic quality that we can observe immediately and among general subjects one of the most «gemmological», as far as quantification and classification are concerned.

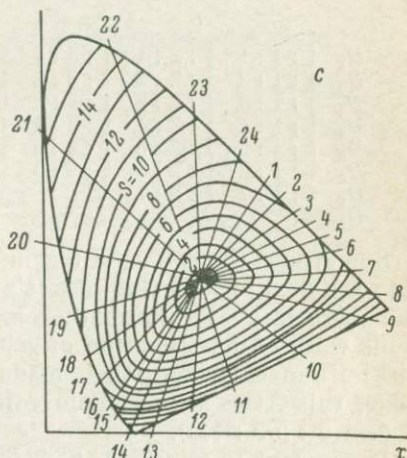
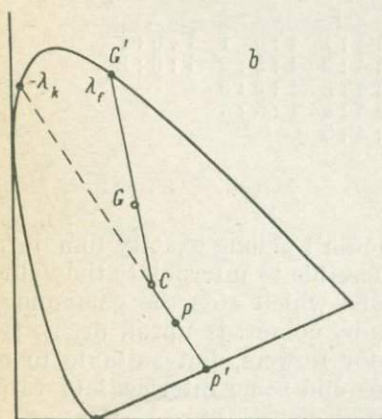
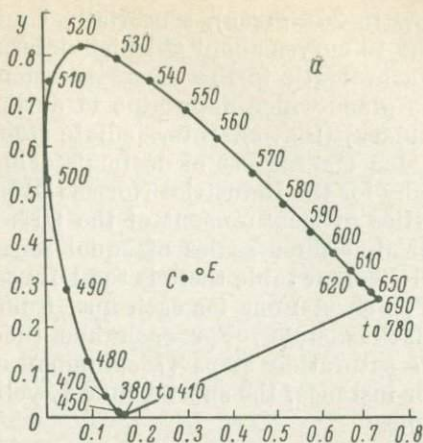
Intention of the Author is to propose colour values as criterion for arranging gems in collections; for this reason is useful to give here a brief introduction of the argument.

Modern systems of colour measurement are based on principles discovered by physics and physiologists studying human eye colour perception.

The International Commission of Illumination (ICI) reached agreements and established a chromaticity diagram (fig., *a*), in which all colours can be represented by its coordinates* x and y , within the area enclosed by the solid line. In this diagram, on the curve are represented all spectrum colours from 380 to 760 nm, and on the right line the purple ones. The saturation, which is maximum on the outline, decreases to the internal part of the enclosed area and reaches the minimum value at the achromatic point *E*.

Some Authors proposed other unities of measurement, for instance Helmholtz, who gave more easily visualized values, because they correspond more closely to the psychological attributes of colour: dominant wavelength λ_p (hue) and excitation purity p_e (saturation), (fig., *b*). As in the case of ICI coordinates, these unities are also supplemented by the value of Y (brightness) characterized by the length of a line perpendicular to the $x-y$ plane.

* The ICI coordinates x and y can be obtained measuring different reflectivities of the sample at different wavelength and computing these data according with formulas that take into account the sensitivity of human eye to red, green and blue light and the relative spectral distribution of energy in the light source.



Indicative schemes:

a — of C chromaticity diagram; E : achromatic point; C : C standard light source; b — of derivation of the Helmholtz units from chromaticity diagram: the hue f is obtained joining the C point with the point representative of the colour (G) and then continuing the line to reach the curve at a point (G') which indicates the dominant wavelength (for purples it's considered the complementary wavelength — h); the saturation p_e is obtained from the ratio of the distances GC to $G'C$ (for purple PC to $P'C$). The maximum purity $p_e=1$ corresponds to the spectral colours or pure purple colours; the minimum purity $p_e=0$ corresponds to the illuminant C ;

c — of a plane of the DIN 6164 colour table with hue rays (T) and saturation curves (S). Colours represented in this plane have same darkness (D); other planes parallel to this one represent darkness steps.

a and b, from H. Piller (Mineralium Deposita, 1966, N 1); c, from H. J. Höfert (Reprint from Zeiss-Werkzeitschrift, 1957, N 24).

In continuing researches, in order to make colorimetric units more accordingly to perception of human eye, Richter e. a. (1953, 1955, 1961) took into account also the equidistance between colours according to the sensations and transformed the diagram in such a way that the standard light source C and the achromatic point lies in the same point at the center of the diagram ($x=y=0.333$). From this central point 24 rays are drawn, which determine 24 hues

(T from 1=yellow to 24=green), sensorially equidistant. Likewise are equidistant the 16 curves about C which determine 17 saturation steps (S from 0=achromatic to 16=max saturation) and the 10 steps upright from $x-y$ plane which determine 11 darkness steps (D from 0=white to 10=black) (fig., c). Intermediate steps between the values can be indicated making use of decimals. This system has been adopted in Germany for the Industrial Norms (DIN) with the number 6164. So, the unities of measurement of the DIN 6164 colour table are $T : S : D$, forming three scales of equal sensory spacings.

Besides the DIN colour table there is the DIN colour chart, which is a collection of 25 sheets: one for each hue, from 1 to 24, and one for white-gray-black samples. For each hue there are considered a maximum of 7 saturation steps (7 columns) and of 8 darkness steps (8 rows). For instance, the sheet 1 (hue 1, yellow) has the following colour samples:

	S_1	S_2	S_3	S_4	S_5	S_6	S_7
D_1	1:1:1	1:2:1	1:3:1	1:4:1	1:5:1	1:6:1	
D_2	1:1:2	1:2:2	1:3:2	1:4:2	1:5:2	1:6:2	
D_3	1:1:3	1:2:3	1:3:3	1:4:3	1:5:3		
D_4	1:1:4	1:2:4	1:3:4	1:4:4	1:5:4		
D_5	1:1:5	1:2:5	1:3:5	1:4:5			
D_6	1:1:6	1:2:6	1:3:6				
D_7	1:1:7	1:2:7					
D_8							

Sometimes the colour of a gem doesn't belong exactly to a degree or to the next one: in this case it's possible to interpolate the values. But there is available another means which aids the gemmologist in his work of classification of gems by colour: the prof. dr. E. Biesalski Pflanzenfarben-Atlas, made for flowers, but suitable to our range; this Atlas wears whole values and some intermediate values (i. e. 1.5 : 5.5 : 1.5).

If we want to quantify the reflection colour of a polished surface we can do it using measurements of reflectivity and calculating ICI coordinates x and y . But in gemmology we observe the body colour of transparent and faceted stones: direct quantification in this field is difficult and belong to research. For practical purposes it's useful to follow the comparison method. This is the reason for which the DIN colour chart and the Biesalski atlas are so useful in our range.

I have applied recently (in the Museum of our Center) the criterion of arranging gems following exactly the position of their colour in the DIN colour chart, with good results. So, I wish to take this opportunity to submit it to your attention.

The division of stones by hues has been made without taking into consideration the transparence degree. The show-cases devoted to stones have been divided into 25 parts: 24 parts for the 24 hues, 1 part for colourless, white, grey and black gems; the varicoloured stones (in which is not possible to establish a prevalent colour) have been classified with the units of the colour with higher tone.

In the show-cases there are transparent colourless boxes with little square divisions, one for each gem. A box contains samples of the same hue, arranged in rows in which saturation increases from left to right, and in columns in which darkness increases downwards. We prefer for each hue to use many, componible boxes (each containing 20 pieces) instead of big boxes, for practical reasons. Each stone is fixed on a white small plate that wears the name of gem and the values of its colour in DIN unities. Various gems can have the same colour: in this case, after the three DIN-unities, the plate wears the order number that takes the stone in the ambit of that colour. When new samples arrive, it's useful to establish the hue, saturation and darkness and then give them the order number (sequence number) that they will take in the ambit of its colour. So this criterion of arranging gems by colour is also functional for the numeration.

Museological card suitable for gemmological collections

colour
sample number
show-case
acquisition

NAME
FORMULA
CRISTALLIZATION, SYSTEM, CLASS
QUALITY
PROVENANCE

UNDERGOONE TREATMENTS

(lustre
Aspect in natural light colour, form,
sut transparency)

Aspect in tungsten light (eventual change of colour)
Microscopical characteristics (aspect of surface, structures and textures for ornamental rocks; pleochroism; effects of normal or anomalous birefringence; growth structures and inclusions)

Size

Weight

Density

Mohs hardness

Microhardness

Refractive indices

Dispersion

Fire

Reflectivity

Absorption spectrum

Aspect through colour filters

UV-luminescence

X-ray luminescence

Diffraction diagrams

UV-permeability

X-ray permeability

Photographs macro

micro

Other observations

note: underlined data are taken from literature; the other ones, from sample

The museological card, for each gem, could be the one showed in table. This is a proof, a proposition. I would like to compare cards of different gemmological Museums and to establish an international type of card. For each gem, several copies of the card can be done, in order to dispose, to arrange them, by different criteria and have card-indexes by different arguments: alphabetical order of the name of gem variety, chemical composition, system and class of cristallization, hardness, density, refraction index, country of provenance, type of genesis, type of deposits, etc. When argument is colour, we have in addition, at the same time, the indication of the situation of sample in the Museum.

Another advantage of this criterion becomes evident in the case of using perforated schedules. For this we have to prepare codes for principal data of gems and then codify each card, which is to prepare a «transfert document» (or intermediate codified document). From each transfert document will be taken the figures to be drilled in the respective perforated schedules. Colour expressed in DIN unities is already codified and occupies 4 columns*; if we suppose that other 2 columns are occupied by the order number of the gem within each colour, we can express colour, numeration and position in a total of 6 columns. The remaining 74 columns are devoluted just to principal data, because it is not possible to insert all informations about a gem in a perforated schedule. To avoid this deficiency it's useful to have annexed card-indexes, in order to complete the informations. Also perforated schedules can be double or triple, in order to accelerate the searching, but also with just one series of schedules it's possible to select a combination of several data.

I expect, for our field, a system of museology based on gemmological concepts internationally unified (with same arrangements, same cards and same perforated schedules), for a practical useful exchange of notices and of schedules.

* On the card it appears the exact information about the colour, but decimals are not copied in the «transfert». Intermediate values, for hue, saturation and darkness, cited before, are not taken into consideration because of the limits of the schedule itself: we use the upper whole value for each number of the colour index.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие (С. С. Савкевич)	3
<i>М. Л. Деле, П. Дамелинкур, А. Ж. Шубнель</i> (Франция). Применение Раман-лазерного микрзондирования для определения включений в различных драгоценных камнях	5
<i>С. С. Савкевич</i> (СССР). Новое в минералогическом изучении янтаря и некоторых других ископаемых смол	17
<i>В. С. Балицкий, Е. Е. Лисицына</i> (СССР). Синтетические ювелирно-ограночные материалы и их место в мире драгоценных камней	28
<i>Г. В. Букин, А. А. Годовиков, В. А. Клягин, В. С. Соболев</i> (СССР). Синтетический изумруд	36
<i>Б. Ваканяц, П. Зарич</i> (СФР Югославия). Драгоценные камни в Югославии	44
<i>Л. Н. Россовский, С. И. Коноваленко</i> (СССР). Драгоценные камни в пегматитах Гиндукуша, Южного Памира и Западных Гималаев	52
<i>М. Т. Геруволь</i> (Демократическая Республика Афганистан), <i>В. Ю. Алхазов, Г. А. Юргенсон</i> (СССР). Минералогия продуктивных минеральных комплексов пегматитов с драгоценными камнями Нуристана (Демократическая Республика Афганистан)	63
<i>И. Станек</i> (ЧССР). Два типа бериллиевых пегматитов с драгоценными камнями в Северной Моравии (Чехословакия)	70
<i>С. Петрусенко, В. Арnaudов</i> (Болгария). Изумруды из десилицированных пегматитов Болгарии	74
<i>В. П. Рогова</i> (СССР). Условия образования чароитовой породы — нового ювелирно-поделочного камня	79
<i>А. Н. Сутурин, Р. С. Замалетдинов, Ф. А. Летников, А. П. Секерин, Г. В. Бурмакина, Т. А. Сутурина, А. Н. Платонов, В. П. Беличенко, А. Я. Возменцев</i> (СССР). Минералогия и генезис нефритов СССР	87
<i>В. Г. Иванов, В. С. Самойлов, А. Н. Сапожников, А. А. Кашаев, А. П. Виноградов</i> (СССР). Минералогия лазуритовых месторождений СССР	97
<i>С. Д. Хейнс</i> (Канада). Цвет бирюзы и среда на месторождении СарЧешме (Ирак)	105
<i>В. В. Буканов, Ю. О. Липовский</i> (СССР). Новые находки благородного корунда в восточной части Балтийского щита	110
<i>А. А. Кораго, В. Н. Каликов, Б. Ф. Голубев</i> (СССР). Новые данные о составе жемчуга Северо-Запада СССР	116
<i>В. Боушка</i> (ЧССР). Молдавиты как драгоценные камни	122
<i>М. Саханбински</i> (Польша). Минералогия хризопразов из месторождений Нижней Силезии	128
<i>М. Суперки</i> (Италия). Геммология как самостоятельная научная дисциплина (основные принципы и концепции)	140

CONTENT

Preface (S. S. Savkevich)	3
<i>M. L. Dele, P. Dhamelincourt, H. J. Schubnel</i> (France). Application de la microsonde Raman-laser à l'identification d'inclusions dans différentes gemmes	5
<i>S. S. Savkevich</i> (USSR). New developments in amber and other fossil resins mineralogical studies	17
<i>V. S. Balitsky, E. E. Lisitsina</i> (USSR). Synthetic materials used for jewellery and carving and their place among gems	28
<i>G. V. Bukin, A. A. Godovikov, V. A. Klyakhin, V. S. Sobolev</i> (USSR). Synthetic emerald	36
<i>B. Vakanyatz, P. Zarić</i> (SFR of Yugoslavia). Gem stones in Yugoslavia	44
<i>L. N. Rossovsky, S. I. Konovalenko</i> (USSR). Gem stones in the pegmatites of Hindukush, Southern Pamirs and Western Himalayas	52
<i>M. T. Geruvol</i> (Democratic Republic of Afghanistan), <i>V. Yu. Alkhasov, G. A. Yurgenson</i> (USSR). Mineralogy of pegmatite productive mineral complexes with precious stones in Nuristan (Democratic Republic of Afghanistan)	63
<i>J. Stanek</i> (ČSSR). Two types of beryllium pegmatites with gem stones in Northern Moravia (Czechoslovakia)	70
<i>S. Petrusenko, V. Arnaudov</i> (Bulgaria). Emeralds from desilicified pegmatites in Bulgaria	74
<i>V. P. Rogova</i> (USSR). Formation conditions of charoite rock — new, stones for jewellery and carving	79
<i>A. N. Suturin, R. S. Zamaletdinov, F. A. Letnikov, A. P. Sekerin, G. V. Burmakina, T. A. Suturina, A. N. Platonov, V. P. Belitchenko, A. Ya. Vokhmentsev</i> (USSR). Mineralogy and genesis of nephrites in the USSR	87
<i>V. G. Ivanov, V. S. Samoilov, A. N. Sapozhnikov, A. A. Kashayev, A. P. Vinogradov</i> (USSR). Mineralogy of lazurite deposits of the USSR	97
<i>S. J. Haynes</i> (Canada). Turquoise colour and supergene environment, Sar Cheshmeh, Iran	105
<i>V. V. Bukanov, Yu. O. Lipovsky</i> (USSR). New finds of precious corundum in the eastern Baltic Shield	110
<i>A. A. Korago, V. N. Kalikov, B. F. Golubev</i> (USSR). New data on the composition of pearl found in the North-West of the USSR	116
<i>V. Bouška</i> (ČSSR). Moldavites as the precious stones	122
<i>M. Sachanbinski</i> (Poland). Mineralogy of chrysoprases from the deposits of Lower Silesia	128
<i>M. Superchi</i> (Italy). Gemmology as a master academic science, not a part of mineralogy: general principles and concepts	140

САМОЦВЕТЫ

Материалы XI съезда Международной минералогической ассоциации

Утверждено к печати Всесоюзным минералогическим обществом

Редактор издательства *Л. А. Рейхерт*
Технический редактор *Н. А. Крушликова*
Корректоры *О. И. Вуркова* и *М. А. Стрелетова*

ИБ № 9177

Сдано в набор 06.06.80. Подписано к печати 11.11.80. М-21265. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типографская № 2. Гарнитура обыкновенная. Печать высокая. Печ. л. 9¹/₂ = 9.5 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 10.76. Тираж 9100. Изд. № 7619. Тип. зак. 1507. Цена 70 к.

Издательство «Наука», Ленинградское отделение
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская лин., 1

Ордена Трудового Красного Знамени Первая типография издательства «Наука»
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12

70 к.

3488



«Наука»
Ленинградское отделение