

МИНЕРАЛОГИЯ  
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
БЕРИЛЛИЯ

Вс

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ  
МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ (ВИМС)

# МИНЕРАЛОГИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЕРИЛЛИЯ

Под редакцией А. И. ГИНЗБУРГА

1687



МОСКВА «НЕДРА» 1976





**Минералогия** гидротермальных месторождений бериллия. Под ред. А. И. Гинзбурга. М., «Недра», 1976, 199 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. ин-т минерального сырья).

В последние годы значительно изменились представления о минералогии бериллия. Ранее, когда главными объектами изучения являлись гранитные пегматиты и кварцево-жильные месторождения, сопровождаемые грейзенами, берилл считался единственным часто встречающимся бериллиевым минералом. Месторождения новых генетических типов содержат в промышленном количестве минералы, которые до недавнего времени считались редкими, такие, как фенакит, берtrandит, гентгельвин, реже лейкофан, хризоберилл, эвклаз и барилит.

В книге излагаются методы изучения и диагностики бериллиевых минералов, а также кристаллохимия бериллия. Дается детальное описание бериллиевых и сопутствующих минералов месторождений новых генетических типов, приводятся их химические составы, физические свойства, минеральные ассоциации и условия нахождения. В главе, посвященной технологическим свойствам бериллиевых и сопутствующих минералов, даны методы обогащения основных бериллиевых минералов и методы извлечения бериллия при химической переработке флотационных бериллиевых концентратов.

Авторы: А. И. ГИНЗБУРГ, И. И. КУПРИЯНОВА, М. И. НОВИКОВА, В. Т. ШАЦКАЯ, Е. П. ШПАНОВ, Н. П. ЗАБОЛОТНАЯ, Н. Н. ВАСИЛЬКОВА, З. А. ЖУРКОВА, Л. Б. ЗУБКОВ, И. Т. ЛЕВИУШ, И. В. ФУКИ, Д. П. ШАШКИН.

## ВВЕДЕНИЕ

Развитие научно-технического прогресса невозможно без широкого внедрения в различные области производства новых материалов, отличающихся особыми свойствами. К таким материалам и относятся редкие металлы. Из этой большой группы элементов особый интерес представляет бериллий, который обладает уникальными свойствами (наименьшей плотностью при высокой механической прочности, исключительно низкой способностью к захвату нейтронов и др.).

В течение многих лет было принято считать, что основным широко распространенным рудным минералом, из которого возможно получение в больших количествах бериллия, является берилл. Все остальные минералы бериллия, число которых превышает 50, считались весьма редкими и не представляющими какого-либо практического значения как рудное сырье. Свойствам берилла, его составу и условиям нахождения в природе посвящена обширная литература. Во всех учебниках минералогии, справочниках и курсах по месторождениям полезных ископаемых бериллу отводится первостепенная роль. Действительно, до тех пор, пока изучались гранитные пегматиты, грейзеновые и кварцевожильные образования, связанные с гранитными массивами, берилл являлся практически единственным рудным минералом и только на поздних, низкотемпературных гидротермальных стадиях он иногда замещался бертрандитом, не играющим существенной роли в рудных телах.

За последние 10—15 лет выявлены ранее неизвестные типы месторождений бериллия, содержащие в промышленном количестве такие минералы, как фенакит, бертрандит, гентгельвин, хризоберилл, бавенит, лейкофан, эвклаз, барилит и др. Геологический материал по месторождениям и рудопроявлениям новых типов обобщен в монографии «Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия» (1975).

Специфическими особенностями этих новых гидротермальных месторождений бериллия являются: связь их с породами повышенной щелочности; преимущественное залегание среди осадочно-метаморфических толщ и эффузивов, интенсивно переработанных метасоматическими процессами; нахождение бериллиевых минералов в основном в виде мельчайших выделений, обычно макроскопически не заметных и не выделяющихся по своей окраске; наличие нескольких ассоциаций бериллиевых минералов, состав которых находится в прямой зависимости от вмещающих пород.

Естественно, поиски подобных месторождений сопряжены с большими трудностями, поскольку бериллиевая минерализация в них часто на глаз не видима, а сами руды сложены мало известными и слабо



изученными минеральными видами. Для ориентации поисков новых перспективных типов гидротермальных месторождений бериллия необходимо, чтобы геологи-съемщики, поисковики, разведчики были ознакомлены со спецификой бериллиевого оруденения, встречающегося в этих месторождениях, с основными свойствами и диагностическими признаками минералов, слагающих промышленные руды, а также с природными минеральными ассоциациями, среди которых они появляются. Крайне важно также ознакомить минералогов с новейшими методами изучения бериллиевых минералов и их технологическими свойствами.

Авторы выражают глубокую благодарность Г. А. Сидоренко, Н. И. Черновой, Л. С. Солнцевой, Т. А. Ухиной, Л. И. Рыбаковой, Е. К. Аксеновой, Г. А. Горбатову за проведение большого комплекса исследований, а также Г. В. Бутуриной и К. Н. Поченцовой за помощь при подготовке книги к печати.

## Глава I

# ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ БЕРИЛЛИЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Гидротермальные бериллиевые месторождения, несмотря на широкое разнообразие, характеризуются некоторыми общими особенностями развития бериллиевой минерализации, резко отличающимися их от пегматитовых, которые еще совсем недавно рассматривались как ведущий тип бериллиевых месторождений. Знание этих специфических черт минералогии бериллия в гидротермальном процессе крайне важно при проведении поисковых и ревизионных работ, при оценке выявленных рудопроявлений, а также при прогнозировании поведения оруденения на глубине.

Приведем главнейшие особенности развития бериллиевой минерализации в гидротермальных, преимущественно средне- и низкотемпературных месторождениях.

1. Бериллиевые минералы в гидротермальных месторождениях в отличие от пегматитовых редко образуют крупные выделения. Большой частью они представлены мелкими зернами и кристаллами размером от сотых долей до нескольких миллиметров, изредка 1 см и более. Если учесть, что большинство промышленных минералов бериллия в этих месторождениях бесцветны, белого цвета (фенакит, бертрандит, эвклаз, барилит, бавенит) или слабо окрашены в желтовато-зеленые тона (хризоберилл, лейкофан, мелинофан, миларит и др.), то диагностика их, особенно в полевых условиях, крайне затруднена. Поэтому бериллиевое оруденение в течение длительного времени пропускалось даже на месторождениях, которые разрабатывались десятки лет на другие металлы (свинец, цинк, флюорит). В этой же связи оказались несостоятельными годами сложившиеся представления о редкости нахождения в природе указанных выше минералов. Следовательно, при проведении поисковых и ревизионных работ нельзя ограничиваться только макроскопическими наблюдениями, так как промышленная бериллиевая минерализация может быть «на глаз» не видима. Поэтому все геологоразведочные работы на бериллий должны сопровождаться бериллометрией, которую проще всего проводить, применяя современные полевые приборы — бериллометры.

2. Для многих гидротермальных месторождений, особенно залегающих в карбонатных и основных породах, крайне характерна ассоциа-



ция бериллиевых минералов с флюоритом, окрашенным обычно в темно-фиолетовый и черно-фиолетовый цвет. Эта ассоциация настолько типична, что флюорит в этих месторождениях является важнейшим попутным компонентом, а в некоторых из них он приобретает характер основного полезного ископаемого. Поэтому все гидротермальные месторождения, характеризующиеся широким развитием темно-фиолетового флюорита, должны быть опробованы на бериллий.

3. Гидротермальные месторождения редко содержат только один бериллиевый рудный минерал, для них весьма характерно многообразие подобных минералов, иногда закономерно сменяющих друг друга в пространстве и во времени. В этой связи известны месторождения фенакит-берtrandитовые, фенакит-берилловые, лейкофан-фенакитовые, лейкофан-берtrandитовые, хризоберилл-фенакитовые, фенакит-гельвинитовые, бавенит-фенакитовые и т. п. На некоторых месторождениях встречаются до 5—6 бериллиевых минералов (например, фенакит, хризоберилл, берилл, берtrandит, бавенит, бериллиймаргарит; или фенакит, берtrandит, миларит, мелинофан, бавенит, гельвин; или хризоберилл, фенакит, эвклаз и т. д.).

4. Все многообразие бериллиевых минералов в гидротермальных месторождениях обусловлено следующими факторами: а) щелочностью — кислотностью постмагматических гидротермальных растворов, которая зависит в первую очередь от состава материнских пород, с которыми генетически связываются месторождения; б) составом вмещающих пород, по которым метасоматически развивается оруденение; в) термодинамическими параметрами всей системы и в первую очередь глубиной формирования месторождения; г) активностью тех или иных компонентов.

5. По мере повышения щелочности материнских пород закономерно меняются и минеральные формы нахождения бериллия в постмагматических месторождениях, что связано с высокой исходной щелочностью постмагматических растворов и растянутостью ранней щелочной ветви проходящей «волны щелочности—кислотности». При этом в растворах резко возрастает подвижность алюминия, что сказывается в первую очередь на составе возникающих бериллиевых минералов. По этой причине проявляется четко выраженная следующая закономерность: минералы бериллия, содержащие алюминий, типичные для месторождений, связанных с гранитами (берилл, хризоберилл, эвклаз), сменяются силикатами бериллия в случае связи их с субщелочными или щелочными гранитами (фенакит, берtrandит, гельвин, лейкофан, мелинофан, гадолинит). Последние при дальнейшем увеличении щелочности материнских пород и образовании нефелиновых сиенитов сменяются силикатами бериллия и натрия (эвидимит, эпидидимит, чкаловит). Необходимо только указать, что эта общая тенденция может осложняться вследствие влияния вмещающих пород.

По соотношению  $Na : Al : Si : Be$  в кристаллохимических формулах бериллиевые минералы можно расположить в следующий ряд (см. стр. 7).

По мере изменения соотношения  $Na : Al : Si$  закономерно меняется и соотношение  $Si : Be$ . Наиболее обогащены бериллием минералы, связанные с субщелочными гранитоидами или с зонами развития щелочного метасоматоза среди гнейсов или других кислых пород (приразлом-



Na	:	Al	:	Si	:	Be		
0	:	2	:	0	:	1	<b>Хризоберилл</b>	} Характерны для месторождений, связанных с гранитами
0	:	1	:	1	:	1	<b>Эвклаз</b>	
0	:	0,33	:	1	:	0,5	<b>Берилл</b>	
0	:	0,1—0,2	:	1	:	0,2—0,3	<b>Бавенит</b>	
0	:	0,08	:	1	:	0,1—0,15	<b>Миларит</b>	
0	:	0	:	1	:	2	<b>Фенакит</b>	} Характерны для месторождений, связанных с субщелочными и щелочными гранитами, а также с зонами фенитации
0	:	0	:	1	:	2	<b>Бертрандит</b>	
0	:	0	:	1	:	1	<b>Гельвин</b>	
0	:	0	:	1	:	1	<b>Гентгельвин</b>	
0	:	0	:	1	:	1	<b>Гадолинит</b>	
0	:	0	:	1	:	0,5	<b>Барилит</b>	} Характерны для рудопроявлений, связанных с нефелиновыми сиенитами
0,1—0,3	:	0	:	1	:	0,3	<b>Гюгиант</b>	
0,2—0,5	:	0	:	1	:	0,5	<b>Мелинофан</b>	
0,33	:	0	:	1	:	0,33	<b>Лейкофан</b>	
0,33	:	0	:	1	:	0,33	<b>Эпидимит</b>	
0,66	:	0	:	1	:	0,33	<b>Соренсенит</b>	} Характерны для рудопроявлений, связанных с нефелиновыми сиенитами
0,7	:	0	:	1	:	0,45	<b>Семеновит</b>	
2	:	0	:	1	:	0,54	<b>Чкаловит</b>	

Полужирным даны промышленно-ценные минералы бериллия.

ные полевошпатовые метасоматиты с гельвином, зоны микроклинизации и альбитизации вокруг массивов нефелиновых сиенитов).

По мере перехода от постмагматических образований гранитного ряда к гидротермальным месторождениям субщелочного и щелочного ряда резко меняются геохимические связи бериллия, его парагенные ассоциации с другими элементами, постоянно ему сопутствующими. Так, для гранитных пегматитов характерна связь бериллия со щелочами (Na, Li, K, Rb, Cs), бором, ниобием, танталом, оловом и фосфором, что выражается в появлении щелочных (натро-литиевых, литий-цезиевых) бериллов, ассоциирующихся с турмалином, колумбит-танталитом, касситеритом, сподуменом, амблигонитом, поллуцитом, апатитом, а также в возникновении специфических бериллийсодержащих боратов (гамбергит, родицит) и поздних бериллиевых фосфатов (гердерит, харлбутит, рошерит, вьюриненит). Для грейзеновых, кварцево-жильных и в меньшей степени скарновых месторождений весьма типична ассоциация бериллия с фторсодержащими минералами (топазом, флюоритом), вольфрамом (вольфрамитом, шеелитом), висмутом (висмутином, козалитом), молибденом, в меньшей степени оловом, а также иногда бором.

Для гидротермальных месторождений, связанных с субщелочными и щелочными гранитоидами или зонами щелочного метасоматоза, характерна в первую очередь парагенная связь бериллия с фтором (флюорит, фторкарбонаты редких земель), появление его в ассоциации с цинком (возникновение гентгельвина, развитие виллемита, сфалерита), свинцом, молибденом, редкими землями (образование гадолинита, бастнезит-паризита, ортита, флюоцерита), торием (ферриторит), барием (барилит, бабеффит, барит).

Все элементы, с которыми ассоциируется бериллий в постмагматических месторождениях, можно разделить на три группы: щелочи, элементы-комплексобразователи (Be, Zn, Al, B, P, Ta, Nb, Mo, TR, Th) и летучие (F, OH, CO<sub>2</sub>), играющие роль аденов. Как известно,



прочность комплексных соединений, в форме которых переносится бериллий и сопутствующие ему элементы, определяется в первую очередь величиной ионного потенциала. Если расположить все элементы, сопутствующие бериллию, в порядке понижения их ионных потенциалов, то получится следующий ряд:

B <sup>3+</sup> —15,0	}	Типичны для бериллиевых месторождений, связанных с гранитами
P <sup>5+</sup> —14,3		
W <sup>6+</sup> —9,2		
As <sup>3+</sup> —8,6		
Ta <sup>5+</sup> —7,3	}	Сквозные элементы, появляющиеся во всех типах месторождений
Nb <sup>5+</sup> —7,2		
Be <sup>2+</sup> —5,9		
Mo <sup>6+</sup> —5,7		
Al <sup>3+</sup> —5,3		
Zr <sup>4+</sup> —5,0		
Th <sup>4+</sup> —4,2	}	Типичны для бериллиевых месторождений, связанных с субщелочными и щелочными породами
Y <sup>3+</sup> —3,2		
Ce <sup>3+</sup> —2,8		
La <sup>3+</sup> —2,6		
Zn <sup>2+</sup> —2,4		
Pb <sup>2+</sup> —1,6		
Ba <sup>2+</sup> —1,5		

Как видно, элементы с высоким ионным потенциалом сопутствуют бериллию в постмагматических месторождениях, связанных с гранитами (B, P, W, As); элементы со средней величиной ионного потенциала (Ta, Nb, Be, Mo, Al) являются сквозными и появляются во всех типах месторождений, а с малой величиной ионного потенциала (Zr, Th, TR, Zn, Pb, Ba) характерны для месторождений, связанных с субщелочными и щелочными породами. Таким образом, ассоциация бериллия с указанными элементами обусловлена близкими условиями распада их комплексных соединений в различных диапазонах основности — кислотности растворов.

6. Гидротермальные месторождения и рудопроявления бериллия могут быть разделены на три ветви — кислую, гранитную, субщелочную, связанную с граносиенитами или щелочными гранитами, и щелочную, нефелин-сиенитовую. Кроме того, выделяется группа месторождений, представленных приразломными полевошпатовыми метасоматитами (Галецкий, 1968; Бериллиевые минералы ..., 1973), не имеющая видимой связи с какими-либо интрузивными материнскими породами, но по составу и особенностям минерализации весьма близкая к субщелочной ветви, совместно с которой она и рассматривается. С субщелочной ветвью связаны наиболее богатые месторождения, представленные фенакитовыми, фенакит-бертрандитовыми, фенакит-берилловыми, бертрандитовыми и гентгельвиновыми рудами; с щелочной — барилитовые месторождения, практическое значение, возможно, будет иметь чкаловитовая минерализация (Семенов, 1969); месторождения, связанные с гранитной ветвью (пегматитовые, скарновые, грейзеновые и кварцевожильные), достаточно хорошо известны.

Необходимо подчеркнуть, что при значительном количестве фтора бериллий, как правило, выносится за пределы материнских массивов и высаживается в экзоконтактовых и надинтрузивных зонах. Естественно,

при этом состав образующихся минеральных ассоциаций находится в прямой зависимости от состава вмещающих пород, на что ранее неоднократно обращалось внимание (Говоров, 1960; Новикова, Шацкая, 1960; Гинзбург, Заболотная и др., 1965; Об особенностях проявления..., 1966; Беус, Диков, 1967; Куприянова, Шпанов, 1969; Гинзбург, Куприянова, 1972).

Примерно в одной и той же термодинамической обстановке гидротермальные растворы, взаимодействуя с различными вмещающими породами (кислыми алюмосиликатными — песчаниками, сланцами, кислыми эффузивами, гнейсами; основными — габброидами, габбро-диоритами, актинолит-эпидотовыми сланцами; ультраосновными — перидотитами, серпентинитами, тальк-хлоритовыми сланцами и карбонатными породами), приводят к образованию в одних случаях бериллиеносных грейзенов, а в других — апобазитовых, апогипербазитовых, апокарбонатных или апоскарновых образований, характеризующихся различными минеральными парагенезисами и появлением разных бериллиевых минералов (табл. 1).

Таблица 1

Распределение бериллиевых минералов во вмещающих породах различного состава

Вмещающие породы	Кислотная гранитная ветвь	Субщелочная гранитная ветвь и зоны полевошпатовых метасоматитов	Щелочная (нефелин-сиенитовая) ветвь
Кислые алюмосиликатные породы	<b>Берилл</b>	<b>Гентгельвин</b> , фенакит, гадолинит	<b>Барилит</b> , лейкофан, гентгельвин
Щелочные алюмосиликатные породы			<b>Чкаловит</b> , тугтупит, соренсенит, эпидидимит, лейфит, семеновит
Основные алюмосиликатные породы	<b>Берилл</b> , фенакит	<b>Фенакит</b> , бертрандит, <b>бавенит</b> , миларит, лейкофан	
Ультраосновные силикатные породы	<b>Изумруд</b> , берилл, хризоберилл, фенакит, бромеллит, бериллиймаргарит, бавенит		
Карбонатные породы — известняки	<b>Хризоберилл</b> , фенакит, эвклаз, гельвин	<b>Фенакит</b> , бертрандит, мелинофан, <b>лейкофан</b>	Гюгианит
Карбонатные породы — доломиты	<b>Таафеит</b> , хризоберилл, сякхуалинит, фенакит	<b>Фенакит</b> , бертрандит	

Полужирным даны распространенные минералы.



Минеральный состав гидротермальных месторождений бериллия

Формация	Главные типы месторождений	Минералы бериллия		Сопутствующие минералы	
		главные	второстепенные	главные	второстепенные
Берtrandитовая	Кварц-адуляр-берtrandитовый	Берtrandит	Гельберtrandит, сфероберtrandит, бехоит	Халцедон, опал, кварц, адуляр, флюорит	Серицит, каолинит, гематит, гидрокислы марганца
	Флюорит-фенакитовый	Фенакит	Хризоберилл, зюкляз, берилл, берtrandит	Флюорит, мусковит	Турмалин, серицит, касситерит, селлант
Флюорит-берtrandит-фенакитовая	Топаз-флюорит-хризоберилловый	Хризоберилл	Фенакит, берtrandит, зюкляз, берилл, гельвин	Флюорит, топаз, мусковит, амезит, протолитионит	Диаспор, корунд, эфесит, кварц, турмалин, шеелит, касситерит, вольфрамит, сульфиды
	Флюорит-фенакит-берtrandитовый	Фенакит, берtrandит	Миларит, мелниофан, бавенит, гельвин, бабеффит	Флюорит, микроклин, кварц, кальцит, альбит	Мусковит, флогопит, сколит, апатит, везувиян, эгирин, барит, сульфиды, гематит, минералы тория и редких земель
	Флюорит-лейкофановый	Лейкофан	Гадолинит, фенакит, гельвин, миларит	Флюорит, микроклин, альбит, кварц	Роговая обманка, пироксен, бритоцит, ортит, циркон, эльпидит, торит, бастнезит
Слюдисто-флюорит-берилловая	Мусковит-флюорит-берилловый	Берилл	Фенакит, морасит, глюши, уралолит	Мусковит, флюорит	Альбит, кварц, апатит, шеелит, вольфрамит, пирит
	Биотит-флюорит-берилловый	Берилл	Фенакит, бавенит	Биотит, кварц, альбит, флюорит, мусковит	Кальцит, апатит, триптит, ортит, монацит
	Биотит-флюорит-фенакит-берилловый	Берилл, фенакит	Берtrandит, даналит	Биотит, альбит, микроклин, флюорит, кальцит	Кварц, мусковит, хлорит, апатит, молибденит, пирит, сфен, ортит, магнетит
Молибденит-вольфрамит-берилловая	Флогопит-маргарит-берилловый	Берилл (изумруд)	Фенакит, хризоберилл, бромелант, бериллиймаргарит, бавенит	Флогопит, маргарит, олигоклаз	Флюорит, апатит
	Молибденит-вольфрамит-берилловый	Берилл	Берtrandит, гельвин	Кварц, мусковит, микроклин, альбит	Топаз, флюорит, вольфрамит, молибденит
Бериллий-содержащие скарны	Бисмутит-касситерит-берилл-вольфрамитовый	Берилл	Берtrandит, гельвин	Кварц, мусковит, микроклин, альбит	Топаз, флюорит, вольфрамит, молибденит, касситерит, сульфиды
	Магнетит-флюорит-хризоберилл-гельвинный	Хризоберилл, гельвин	Бериллит, везувиян, бромелант, фенакит	Магнетит, гранат, везувиян, пироксен, флогопит	Микроклин, альбит, флюорит, кварц, кальцит, шеелит, сульфиды, касситерит
Бериллий-содержащие полевшпатовые метасоматиты	Шпинель-таафент-сянхуалинитовый	Таафент, сянхуалинит	Хризоберилл, гельвин, берtrandит	Шпинель, цинивалдит, гранат, пироксен, флогопит	Альбит, кальцит, флюорит, нигерит, шеелит, касситерит, селлант, турмалин
	Слюдисто-полевошпат-гентгельвиновый	Гентгельвин	Фенакит, берtrandит	Микроклин, альбит, кварц, биотит, сидерофиллит	Виллемит, сульфиды, магнетит, касситерит, минералы тория, тантала, редких земель, флюорит, алюмофториды
	Амфибол-альбит-лейкофановый	Лейкофан, фенакит	Гадолинит, берtrandит, гельвин	Альбит, кварц, роговые обманки, биотит, пироксены, кальцит	Бастнезит, бритоцит, циркон, чевкинит, торит, сфен, энидот, мусковит, апатит, монашит, флюорит



7. На состав бериллиевых месторождений существенное влияние оказывает, естественно, и термодинамическая обстановка их формирования, которая прежде всего определяется их глубиной, т. е. расположением в различных структурных этажах земной коры. Как известно, гидротермальные месторождения возникают обычно на глубинах, варьирующих от 0,2—0,5 до 3,5—4 км. В пределах этого диапазона глубин выделяются: близповерхностные, субвулканические (акроабиссальные) месторождения (в интервале до 1 км), малоглубинные (гипабиссальные) месторождения (в интервале 1—2 км) и среднеглубинные (мезоабиссальные) месторождения (на глубинах от 2—3,5 до 4 км).

Бериллиевые месторождения, располагающиеся на разных глубинах, даже при условии связи их с материнскими породами одного состава и залегании их среди одних и тех же вмещающих пород отличаются по минеральному составу, что выявляется при сравнительной характеристике месторождений разных формаций, а также при вертикальной зональности отдельных месторождений (Зональность..., 1974). Так, в наиболее глубинных скарновых и скарново-грейзеновых образованиях, связанных с кислой ветвью процесса, основным бериллиевым минералом является хризоберилл. В то же время в апокарбонатных грейзенах преимущественно развит фенакит, который с глубиной на ряде месторождений сменяется хризобериллом и даже эвклазом. Для месторождений флюорит-фенакит-берtrandитовой формации по мере уменьшения глубины формирования увеличивается роль берtrandита, с увеличением же глубины и приближением к материнским интрузивам появляется лейкофан (мелинофан). Таким образом, можно составить следующие ряды бериллиевых минералов, закономерно сменяющих друг друга по вертикали при развитии процесса в карбонатных породах:

гранитная ветвь: хризоберилл (берилл)→эвклаз→фенакит;  
субщелочная ветвь: гельвин→фенакит→лейкофан  
(мелинофан)→берtrandит→гельберtrandит.

Приняв за основу глубину формирования месторождений, в 1965 г. (Берtrandит-фенакитовые..., 1965) был выделен ряд формаций. В 1973 г. (Бериллиевые минералы..., 1973) этот ряд был несколько дополнен и уточнен. В пределах каждой формации выделяются несколько минеральных типов в зависимости от связи их с гранитами или субщелочными гранитоидами и развития гидротермального процесса в разных по составу вмещающих породах. Выделенные формации детально охарактеризованы в книге «Генетические типы бериллиевых гидротермальных месторождений». Минеральный состав этих формаций и главнейших типов месторождений представлен в табл. 2.



## МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ И ДИАГНОСТИКИ МИНЕРАЛОВ БЕРИЛЛИЯ

К настоящему времени известно более 50 минералов бериллия. Широко распространены кроме берилла лишь фенакит, берtrandит, хризоберилл и минералы группы гельвин-даналита; сравнительно часто встречаются эвклаз, лейкофан, мелинофан, бавенит, барилит, чкаловит и миларит, образующие на отдельных месторождениях значительные концентрации; следует отметить также таафеит, бериллиймаргарит, гадолинит, гердерит, бромеллит и мораесит, которые в последние годы обнаружены на многих месторождениях.

Состав, кристаллохимические формулы бериллиевых минералов, по данным последних исследований Г. Штрунца (1962), Канилло (Cappillo e. a., 1966), Н. В. Белова с сотрудниками (1950, 1951, 1962, 1964, 1967 и др.), а также их свойства и главные парагенетические ассоциации приведены в табл. 3.

Обнаружение и диагностика бериллиевых минералов сравнительно сложны, так как многие из них по физическим свойствам трудно отличимы от широко распространенных жильных минералов (кварца, полевых шпатов, мусковита, граната и др.), в ассоциации с которыми они часто встречаются. Кроме того, свойства многих бериллиевых минералов весьма сходны. Для облегчения диагностики бериллиевые минералы объединены в группы по свойствам — цвету, плотности, твердости и т. д. (табл. 4).

*Цвет* для минералов бериллия не характерен, так как большинство их бесцветны или слабо окрашены и только небольшая часть минералов имеет буроватую, желтоватую и зеленоватую окраску различной интенсивности (минералы группы гельвин-даналита, хризоберилл, гадолинит и другие минералы, содержащие железо, марганец и цинк).

По *плотности* бериллиевые минералы отличаются большим разнообразием: от хризоберилла, таафеита и ряда других, обладающих высокой плотностью (3,56), резко превышающей флюорит (3,2), до минералов с очень низкой плотностью (меньше 2,5), включающей в основном редкие гипергенные фосфаты бериллия.

*Твердость* для бериллиевых минералов является характерным признаком. Все широко распространенные минералы отличаются высокой твердостью (от 9 до 5,5); одни из них (берилл, фенакит, эвклаз) выше кварца и полевых шпатов, а другие (берtrandит, сянуалинит) близки к кварцу. Из относительно часто встречаемых минералов только баве-



## Минералы

Минерал, формула, сингония	Химический состав, %	Облик кристаллов, выделения	Сплывность, излом	Твердость (1) и плотность, г/см <sup>3</sup> (2)
<b>Оксиды и гидроксиды</b> Бромеллит BeO гекс.	BeO 98,02; CaO 1,03; BaO 0,55; MgO 0,07; Sb <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0,29; Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0,17; и.п.ч. 0,85	Призматические, короткопризматические	Совершенная (1010). Ровный, ступенчатый	1) 9 2) 3,017
Хризоберилл Al <sub>2</sub> BeO <sub>4</sub> ромб.	BeO 18,05—20,69; Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 76,0—78,88; SnO <sub>2</sub> 0,1; Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> сл. — 3; FeO 0,41—3,4; MgO 0,35—0,65; SiO <sub>2</sub> 1,12—2,24; CaO 0,27—1,51; H <sub>2</sub> O 0,1—0,3	Таблитчатые и короткопризматические, тройники, зернистые агрегаты	Несовершенная (011) и (010). Неровный	1) 8,5 (хрупкий) 2) 3,57—3,83
Таафент MgAl <sub>2</sub> O <sub>3</sub> BeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub> (BeMgAl <sub>4</sub> O <sub>8</sub> ) гекс.	BeO 11,0; Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 70,0; MgO 13,4; Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 5,9	Гексагональные, чеченицеобразные, тонкозернистые агрегаты		1) 8—8,5 2) 3,6—3,613
Сведенборгит NaSbBe <sub>2</sub> O <sub>7</sub> гекс.	BeO 34,72; Na <sub>2</sub> O 8,5; Sb <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 54,17; K <sub>2</sub> O 0,21; CaO 0,94; MgO 0,52; P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,23; H <sub>2</sub> O 0,39	Короткопризматические	Ясная (0001)	1) 8 2) 4,29
Бхеонит β — Be(OH) <sub>2</sub> ромб.	BeO 55,56; H <sub>2</sub> O 44,44	Псевдооктаэдры, зерна	Раковистый	1) мягкий ~4 2) 1,69
<b>Карбонаты</b> Бериланитенгерит (Y, Ce) Be [CO <sub>3</sub> ] × × (OH) <sub>2</sub> H <sub>2</sub> O ромб.	BeO 9,7; Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 40,8; Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 7,0; CO <sub>2</sub> 19,6; H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> 14,1; H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> 3,2; Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 4,0; SiO <sub>2</sub> 0,4	Корочки радиально-лучистых сферолитов		
<b>Бораты</b> Гамбергит Be <sub>2</sub> [BO <sub>3</sub> ](OH) ромб.	BeO 53,25—54,8; B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 38,12—35,1; H <sub>2</sub> O 10,03—10,95; F 2,0—6,0	Призматические, вертикально исстрихованные, часто уплощенные по (100)	Совершенная (010) и средняя (100). Неровный	1) 7,5 2) 2,359

## Бериллы

Оптический знак (1), 2V (2) и углубление (3)	Показатели преломления		Размер элементарной ячейки, Å	Происхождение и парагенезис	Примечания
	n <sub>g</sub>	n <sub>p</sub>			
1) (+) 3) +	1,733	1,719	a 2,69 c 4,37 z 2	Метасоматические образования, кальцитовые жилы. Фенакит, сведенборгит, рихтерит, марганофиллит и флогопит	Слабо растворится в кислотах
1) (+) 2) 45—75° 3) +	1,756	1,746	a 5,48 b 4,43 c 9,41 z 4	Пегматиты и гидротермальные метасоматические образования. Флюорит, мусковит, берилл, турмалин, фенакит	Александрит—зеленый, красный при освещении. Плеохроитует. Цимофан—золотисто-желтый
1) (—) 2) иногда <15°	1,720—1,729 (1,739)	1,716—1,718 (1,735)	a 5,472 c 18,38 z 4	Флюорит-циннабаритовые жилы. Хризоберилл, шпидель, касситерит	Двойники
1) (—)	1,770	1,772	a 5,47 b 8,82 z 2	Кальцитовые прожилки в скарнах. Бромеллит, рихтерит, марганофиллит	
1) (—) 2) 84° 3) +	1,548	1,533	a 4,62 b 7,039 c 4,535 z 4	Пегматиты. Бериллысодержащие эффузивы. Кальцит, гадолинит, флюорит	Иногда по гадолиниту
				Заключительные стадии пегматитов, обогащенных бериллом и редкими землями	Замещает гадолинит
1) (+) 2) 87° 3) +	1,628—1,631	1,553—1,559	a 9,73 b 12,18 c 4,42 z 8	Сниетовые и граничные пегматиты. Баркевикит, биогит, содалит, флюорит, данбурит, берилл, топаз	Растворяется в HF

1687





Минерал, формула, сингония	Химический состав, %	Облик кристаллов, выделений	Спайность, излом	Твердость (1) и плотность, г/см <sup>3</sup> (2)
Берборит Be <sub>2</sub> [BO <sub>3</sub> ](OH, F) × ×H <sub>2</sub> O	BeO 39,3; V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 23,5; F 1—1,5; п.п.п. 33,2	Пластинчатые, ромбоэдриче- ские пленки	Совершенная (001). Неровный	1) 3 2) 2,2
<b>Фосфаты</b> Бериллонит NaBe[PO <sub>4</sub> ] монокл.	BeO 19,84; Na <sub>2</sub> O 23,64; P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 55,86; K <sub>2</sub> O 0,5; CaO 3,8; н.п.п. 0,08— 0,5	Короткоприз- матические, толстотаблит- чатые, богатые гранями, но- локнистые	Совершенная (010), средняя (100), несовер- шенная (001)	1) 5,5—6 2) 2,806— 2,845
Харлбутит CaBe <sub>2</sub> [PO <sub>4</sub> ] <sub>2</sub> монокл.	BeO 21,30; CaO 21,84; P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 56,19; н. ост. 0,76	Призматиче- ские	Не наблюда- лась. Раковистый	1) 6 2) 2,877
Гердерит CaBe[PO <sub>4</sub> ](F, OH) монокл.	BeO 15,55—16,5; CaO 32,24—34,54; P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 39,74—44,31; H <sub>2</sub> O 5,85—7,97; F сл.— 11,32; н.п.п. 5,46 (OH > F— гидроксил- гердерит)	Короткоприз- матические, дипирамидаль- ные, волокни- стые	Слабая (110). Неровный	1) 5—5,5 2) 2,85— 3,01
Вяюрипенит (Mn, Fe)Be × ×[PO <sub>4</sub> ](OH, F) моно кл.	BeO 12,1—12,55; MnO 30,57—37,56; P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 39,29; H <sub>2</sub> O+ 5,0; FeO 4,59—0,73; Na <sub>2</sub> O 1,42; K <sub>2</sub> O 1,18; Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 2,78—2,45	Неправильные выделения, силошные мас- сы, призматиче- ские друзы	Совершенная (001), слабая (010). Неровный	1) 5 2) 2,85— 3,16
Фейхнит (Mn, Mg, Na) Fe <sub>2</sub> × ×Be <sub>2</sub> [PO <sub>4</sub> ]-6 H <sub>2</sub> O гекс.	BeO 8,02; MgO 1,26; MnO 6,61; Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 23,65; P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 42,08; H <sub>2</sub> O 16,45; Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0,11; Na <sub>2</sub> O 0,093; K <sub>2</sub> O— сл.	Волокнистые образования, игольчатые	Совершенная, параллельная оси c	1) ? 2) 2,66

Оптический знак (1), 2V (2) и удаление (3)	Показатели преломления		Размер элементар- ной ячейки, Å	Происхождение и парагенезис	Примечания
	n <sub>g</sub>	n <sub>p</sub>			
		1,633	a 7,303 z 1	Заключительные ста- дии гранитных пег- матитов, обогащен- ных бором. Сподо- мен, альбит, берилл, рубеллит	
1) (—)	1,580	1,485	a 4,43 c 5,33	Контактово-метасо- матические образо- вания, Флюорит, гельмин, бертрандит, гамберит	Растворяется в H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> и HF
1) (—) 2) 67—68° 3) +	1,560—1,563	1,549—1,554	a 8,16 b 7,79 c 14,08 z 12	Альбитизированные пегматиты. Берилл	Замещает бер- рилл и харлбу- тит. Растворя- ется в кисло- тах
1) (—) 2) 70°	1,604	1,601— 1,595	a 8,29 b 8,80 c 7,81 β 90°	Пегматиты. Муско- вит, альбит, кварц, трифилин	
1) (—) 2) 65—75° 3) c:Ng = —25°	1,621—1,627	1,592—1,604	a 9,8 b 7,68 c 4,80 β 90° 06'	Альбитизированные пегматиты и метасо- матические образо- вания. Берилл, фена- кит	Замещает бер- рилл, фенакит. Растворяется в кислотах
1) (—) 2) 46—0° 3) c:Ng— —30°	1,667	1,640	a 5,41 b 24,4 c 4,75 β 102° 49' z 4	Альбитизированные пегматиты. Берилло- нит, гердерит, берилл	Замещает хар- лбутит и, воз- можно, герде- рит
1) (+)	1,652	1,631	a 9,43 c 16,0 z 3	Завершающие стадии пегматитов. Варис- цит, мусковит	Облекает кварц, варис- цит





Минерал, формула, синоним	Химический состав, %	Облик кристаллов, выделений	Спайность, излом	Твердость (1) и плотность, г/см <sup>3</sup> (2)
Морасит $\text{Be}_2[\text{PO}_4](\text{OH}) \times$ $\times 4\text{H}_2\text{O}$ монокл.	BeO 25,28; P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 34,76; H <sub>2</sub> O 39,8; Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0,11; и ост. 0,3	Лучистые сферолиты и пологие корочки иглочатых кристаллов	Совершенная, параллельная осям <i>a</i> и <i>c</i>	1) 2—3 (мягкий) 2) 1,805
Глюцин $\text{CaBe}_4[\text{PO}_4]_2 \times$ $\times (\text{OH})_2 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$	BeO 26,75; SiO <sub>2</sub> 3,53; CaO 13,26; P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 36,09; Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 1,36; Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0,57; K <sub>2</sub> O 0,36; Na <sub>2</sub> O 0,83; H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> 14,87; H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> 0,12; п.п.п. 16,84; CO <sub>2</sub> 1,0	Игольчатые, пузырьчатые стяжения	Совершенная, (001)	1) 5,5 2) 2,24
Бабцеффит $\text{Ba}[(\text{Be, P})_2\text{O}_4\text{F}]$ ромб.	BeO 11,63; BaO 56,5; P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 26,55; F 7,27; H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> 0,64	Уплощенно-таблитчатые, изометричные зерна	Отсутствует	1) 4 (хрупкий) 2) 4,3
Ромерит $(\text{Ca, Mn, Fe})_3\text{Be}_3 \times$ $\times [\text{PO}_4]_3 (\text{OH})_3 \times$ $\times 2\text{H}_2\text{O}$ монокл.	BeO 13,01; CaO 10,11; MnO 8,66; FeO 16,49; Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0,9; P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 38,74; H <sub>2</sub> O 12,09	Призматические, зернистые, волокнистые агрегаты	Совершенная (001), средняя (010)	1) 4,5 2) 2,93
Уралолит $\text{CaBe}_2[\text{PO}_4]_2 \times$ $\times (\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ монокл.	BeO 18,5; CaO 18; P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 38,0; H <sub>2</sub> O 28,0; Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 2,0; Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0,9; SiO <sub>2</sub> 1,0; CO <sub>2</sub> 0,5	Игольчатые сферолиты, спиновидные сростки		1) 2,5 2) 2,1
<b>Арсенаты</b> Беарсит $\text{Be}_2[\text{AsO}_4](\text{OH}) \times$ $\times 4\text{H}_2\text{O}$ монокл.	BeO 16,75; Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 6,06; Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 1,08; CaO 1,40; MgO 0,61; SiO <sub>2</sub> 1,64; As <sub>2</sub> O <sub>5</sub> > 25,5; H <sub>2</sub> O 29,0	Длиннопризматические с продольной штриховкой		2) 1,8—2,0 1,999 (вычисл.)

Оптический знак (1), 2V (2) и удвоение (3)	Показатели преломления		Размер элементарной ячейки, Å	Происхождение и парагенезис	Примечания
	<i>n<sub>g</sub></i>	<i>n<sub>p</sub></i>			
?	?	?	<i>a</i> 5,34 <i>b</i> 10,09 <i>c</i> 8,73 β 90°40'	Вольфрамитсодержащие кварцевые жилы	Сильный плеохроизм
1) (—) 2) 65° 3) <i>c</i> :Nm = 11°	1,490	1,462	<i>a</i> 8,55 <i>b</i> 36,9 <i>c</i> 7,13 β 97°41'	Зоны гипергенеза пегматитов и грейзеновых образований	В пустотах берилла. Растворяется в кислотах
	1,571	1,547		Зоны гипергенеза следовсто-флюорит-берилловых месторождений. Морасит, флюорит	Вторичный по бериллу. Растворяется в кислотах
1) (+) 3) —	1,635	1,629	<i>a</i> 6,93 <i>b</i> 16,74 <i>c</i> 6,93 <i>z</i> 8	Гидротермальные образования. Флюорит, кварц, альбит, микроклин, фенацит, берtrandит	
1) (—) 2) большой 3) <i>c</i> :Nm = 15°	1,651	1,636	<i>a</i> 15,95 <i>b</i> 11,95 <i>c</i> 6,62 β 94°50' <i>z</i> 4	Пегматиты. Кварц, мусковит, фаянит, варисцит, фронтелит, берилл	Плеохроизм. Растворяется в кислотах
1) (—) 3) <i>c</i> :Ng = 20°	1,536	1,510	<i>a</i> 8,43 <i>b</i> 39,50 <i>c</i> 7,12 β 94°58'	Зоны гипергенеза грейзеновых образований. Глюцин, морасит, крадаллит	Вторичный по бериллу. Растворяется в кислотах
1) (—) 3) <i>c</i> :Ng = 8—10°	1,502	1,490	<i>a</i> 8,55 <i>b</i> 36,9 <i>c</i> 7,13 β 87°49'	Зоны гипергенеза гидротермальных образований. Фармакоидерит, арсеносидерит, скородит, берилл, берtrandит	Сходен с мораситом. Растворяется в кислотах



Минерал, формула, синоним	Химический состав, %	Облик кристаллов, выделений	Слабость, излом	Твердость (1) и плотность, г/см <sup>3</sup> (2)
Силикаты берил- ля Островные Фенакит $\text{Be}_2[\text{SiO}_4]$ тригон.	$\text{BeO}$ 40—44; $\text{SiO}_2$ 50— 56; $\text{GeO}$ 0,02; $\text{Al}_2\text{O}_3$ 0,15; $\text{FeO}$ 0,25; $\text{MgO}$ 0,15; $\text{CaO}$ 0,6; $\text{H}_2\text{O}$ 0,65; п.п.п. 0,4	Ромбодричес- кие, призматиче- ские, иголь- чатые, лучи- стые сростки, сферолиты	Несовершен- ная (1120). Раковистый	1) 7,5 2) 2,9—3,0
Либерит $\text{Li}_2\text{Be}[\text{SiO}_4]$ монокл.	$\text{BeO}$ 25,47; $\text{SiO}_2$ 48,39; $\text{Li}_2\text{O}$ 23,43; $\text{Al}_2\text{O}_3$ 0,26; $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 0,11; $\text{CaO}$ 0,29; $\text{MgO}$ 0,49; $\text{H}_2\text{O}$ 0,65; $\text{K}_2\text{O}$ 0,1; $\text{Na}_2\text{O}$ 0,25	Сростки	Совершенная (010), ясная (100) и (001)	1) 7 (хруп- кий) 2) 2,69
Эвклаз $\text{Al}_2\text{Be}_2[\text{SiO}_4]_2(\text{OH})_2$ монокл.	$\text{BeO}$ 16,97; $\text{SiO}_2$ 41,63; $\text{Al}_2\text{O}_3$ 34,07; $\text{H}_2\text{O}$ 6,04; $\text{FeO}$ 1,03; $\text{CaO}$ 0,14; $\text{SnO}_2$ 0,34; F 0,38	Призматиче- ские и таблит- чатые, богатые гранями, лучи- стые сростки	Совершенная (010), несовер- шенная (100), (001)	1) 7,5 2) 3,05—3,1
Калькибебороси- лит $\text{CaY}[(\text{Be}, \text{B}) \times$ $\times \text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH})_2]$ монокл.	$\text{BeO}$ 5,09; $\text{CaO}$ 11,43; $\text{TR}_2\text{O}_3$ 35,6; $\text{B}_2\text{O}_3$ 10,86; $\text{SiO}_2$ 27,92; $\text{FeO}$ 3,9; $\text{TiO}_2$ 0,32; $\text{ThO}_2$ 1,33; $\text{H}_2\text{O}$ 3,38	Призматиче- ские, непра- вильные выде- ления		1) ~ 6 2) 3,78
Семеновит $(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Mn}, \text{Na})_{12} \times$ $\times [(\text{Be}, \text{Si}) \times$ $\times (\text{F}, \text{O}, \text{OH})_8]$ ромб.	$\text{BeO}$ 8,2; $\text{SiO}_2$ 42,8; $\text{Na}_2\text{O}$ 0,11; $\text{TR}_2\text{O}_3$ 19; $\text{CaO}$ 6; $\text{MnO}$ 1,8; $\text{FeO}$ 0,8; $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 2,4; F 4,5; $\text{H}_2\text{O}$ 1,9	Дипирамидаль- ные агрегаты	Не выявлена	1) 3,5—4 2) 3,14— 3,26 (вы- числ.)
Минерал В $(\text{TR}, \text{Ca})_2\text{Be}_2\text{Si}_2 \times$ $\times \text{O}_8(\text{OH})_2$ монокл.	$\text{BeO}$ 11,3; $\text{SiO}_2$ 32,5; $\text{TR}_2\text{O}_3$ 26,33; $\text{CaO}$ 6,98; $\text{ThO}_2$ 1,32; $\text{Nb}_2\text{O}_5$ 3,78; $\text{P}_2\text{O}_5$ 4,95; $\text{H}_2\text{O}$ 8,92	Мелкозерни- стые	Отсутствует. Неровный	1) ~ 7 2) 3,44

Оптический знак (1), 2V (2) и углы наклона (3)	Показатели преломления		Размер элементар- ной ячейки, Å	Происхождение и парагенезис	Примечания
	$n_g$	$n_p$			
1) (+) 2) 0—17°	1,86	1,83	a 8,33 b 15,29 z 3	Месторождения бле- клых руд. Магнетит, анатит, анатаз, ти- танит, титанит, мо- либденит	
1) (+) 3) +	1,674	1,654	a 12,44 b 8,25 z 18	Пегматиты, гидро- термальные и мета- соматические обра- зования. Слюда, флюорит, карбонаты	В пегматитах, часто вторич- ный по берил- лу
1) (-) 2) 68°18' 3) c: Ng = -41°	1,64	1,62	a 4,68 b 4,95 c 6,13 β 90°30' z 4	Лепидолит-флюорит- магнетитовые обра- зования с хризобе- риллом, таафентом, фенакитом. Натро- лит, сянхуалинит, касситерит	
1) (+) 2) 50° 3) c: Ng = -42°	1,674	1,651	a 4,62 b 14,24 c 4,75 β 100°16'	Гидротермальные жилы, метасомати- ческие образования. Апатит, флюорит, ру- тил, гердерит, кар- бонат, слюды	
1) (-) 2) 75°	1,731	1,720	a 9,86 b 7,48 c 4,66 β 91°30'	Щелочные пегмати- ты. Арфведсонит, циркон, стиллуэллит	Структурно близок к дато- литу
1) (-) 2) 55°	1,614	1,595	a 13,866 c 9,892 z 2	Эпидидимит- и эв- дидимитсодержащие альбиты. Натролит	Двойники про- растания по (110)
	1,722	1,708	a 10,20 b 7,80 c 4,90 β 92°	Пегматиты. Муско- вит, сподумен, пиро- хлор, гельвин	Безжелезис- тый аналог га- долянита



Минерал, формула, сингония	Химический состав, %	Облик кристаллов, выделений	Спайность, излом	Твердость (1) и плотность, г/см <sup>3</sup> (2)
Диортосиликаты Гюгмаит Ca <sub>2</sub> Be[Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ] тетрагон	BeO 8,89—9,49; CaO 42,94—40,90; SiO <sub>2</sub> 42,26—44,9; H <sub>2</sub> O 0,1—0,9; Na <sub>2</sub> O 0,72; K <sub>2</sub> O 0,2; MgO 0,35; MnO 0,1; Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 1,08—2,17	Таблитчатые	Совершенная (010), отчетли- вая (001), сла- бая (110). Неровный	1) 5 2) 3,03
Барит BaBe <sub>2</sub> [Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ] ромб.	BeO 16,7—16; SiO <sub>2</sub> 35,5—36,5; MgO 0,21; BaO 46,5— 47,5; CaO 0,42; PbO 0,29; FeO 0,11; H <sub>2</sub> O 0,5	Призматиче- ские, таблит- чатые	Хорошая (100), (001) и менее (010), (001)	1) 7 2) 4,02
Бертрандит Be <sub>4</sub> [Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ](OH) <sub>2</sub> ромб.	BeO 39,6—42,02; SiO <sub>2</sub> 49,26—51,8; H <sub>2</sub> O 6,9—8,87; B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0,1	Пластинчатые, таблитчатые, пр- ские; двойни- ковые и лучи- стые сростки	Совершенная (001), средняя (100) (010) и (100). Неров- ный	1 2 — ,6
Гельберtrandит Be <sub>4</sub> [Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ](OH) <sub>2</sub> × × H <sub>2</sub> O ?	BeO 34,16; SiO <sub>2</sub> 38,7; H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> 15,62; H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> 8,17; Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 1,2; CaO 1,93;	Стекловидные неправильные выделения, ми- кросферолиты (скрыто-кри- сталлический)		1) ~4 2) 2,176
Сферобертрандит Be <sub>3</sub> [Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ](OH) <sub>4</sub> ?	BeO 45,2; SiO <sub>2</sub> 41,03; H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> 11,7; Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 1,4; Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0,07	Сферолиты		1) 5
Гарстигит MnCa <sub>2</sub> BeO <sub>4</sub> × × [Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ] <sub>2</sub> (OH) <sub>2</sub> ромб.	BeO 11,29; CaO 37,98; MnO 8,01; SiO <sub>2</sub> 40,69; H <sub>2</sub> O <sup>±</sup> 2,03; F 0,15	Короткоприз- матические	Отсутствует. Раковистый	1) 5,5 2) 3,1

Оптический знак (1), 2V (2) и удлинение (3)	Показатели преломления		Размер элементар- ной ячейки, Å	Происхождение и парагенезис	Примечания
	n <sub>g</sub>	n <sub>p</sub>			
1) (+) 2) 67—85° 3) c : Ng = = 10°	1,777—1,785	1,772—1,780	a 9,87 b 7,53 c 4,66 β 90°33' z 4	Пегматиты и контак- тово-метасоматиче- ские образования. Микроклин, гранат, биотит, циркон, ор- тит, авгит, флюорит	Цлеохроитует. Растворяется в HCl
1) (+)	1,672	1,664	a 7,48 c 5,044 z 2	Контактово-метасо- матические образо- вания. Меланит, ор- токлаз, мелушман, эгириин, сфен, апатит, препит	Растворяется в кислотах
1) (-) 2) 65—70° 3) +	1,709—1,695	1,691—1,681	a 9,179 b 11,65 c 4,63 z 4	Пегматиты и контак- тово-метасоматиче- ские образования. Ба- рит, кальцит, геди- фан, гранат, виале- мит, кварц, альбит	Возможно по мелилофану и лейкофану
1) (-) 2) 73—75° 3) + -	1,611—1,614	1,584—1,591	a 8,67 b 15,19 c 4,53 z 4	Метасоматические образования. Флюо- рит, кальцит, кварц, полевые шпаты, фе- накит	В пегматитах и грейзенах, часто по гел- вину, бериллу и фенакиту
		1,525		Щелочные пегмати- ты. Сферобертран- дит, бериллит	Развивается по эвклидими- ту
1) (-) 2) ~70°	1,612	1,595		Альбитизированные щелочные пегмати- ты. Эвклидмит	Псевдоморфо- зы по чкало- виту
1) (+) 3) +	1,683	1,678	a 13,9 b 13,62 c 9,68 z 4	Кальцит, гранат, ро- донит	Крестообраз- ные двойники



Минерал, формула, синоним	Химический состав, %	Облик кристаллов, выделений	Спайность, излом	Твердость (1) и плотность, г/см <sup>3</sup> (2)
<i>Кольцевые</i> Берилл Al <sub>2</sub> Be <sub>3</sub> [Si <sub>4</sub> O <sub>13</sub> ] гекс.	BeO 11,0—14; SiO <sub>2</sub> 62—65; Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 17—20; Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0,2—1,7; Na <sub>2</sub> O 0,05—2,5; K <sub>2</sub> O 0,36; Rb <sub>2</sub> O 0—0,1—1,34; Cs <sub>2</sub> O 0—4,13; Li <sub>2</sub> O 0,01—2,0; CaO 0,01—9,5; MgO 0,01—0,2; H <sub>2</sub> O+0,1—2,0; н.п.а. 1; Sr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 9—14 (бацит)	Призматические, таблитчатые, реже неправильные выделения, лучистые агрегаты	Несовершенная (1010) и (0001). Неровный, раковистый	1) 7—8 2) 2,65—2,9
Миларит KCa <sub>2</sub> (Al, Be) <sub>3</sub> × [Si <sub>12</sub> O <sub>30</sub> ] · 0,5H <sub>2</sub> O гекс.	BeO 4,5—6; SiO <sub>2</sub> 70—72; Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 4,68; CaO 9,5—11; K <sub>2</sub> O 4,5—5,5; H <sub>2</sub> O+ 1,02—2,5; Na <sub>2</sub> O 0,46	Призматические, сплошные сростки	Отсутствует. Неровный	1) 6,2—6,4 2) 2,55—2,59
<b>Бериллий и бериллийалюмосиликаты</b> <i>Цепочечные</i> Лейкофан CaNaBeSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub> F ромб.	BeO 9,8—11,97; Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0,45—4,61; SiO <sub>2</sub> 43,6—48,38; CaO 22,94—29,56; Na <sub>2</sub> O 7,98—12,42; F 5,43—7,04; H <sub>2</sub> O 0,83—1,08; MgO 0,16—0,3; K <sub>2</sub> O 0,23—0,7; B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0,1—0,5	Псевдоквадратные, таблитчатые, неправильные зерна	Совершенная (001), средняя (100) и (010)	1) 4 2) 2,96—2,98
Мединофан Ca(Na, Ca)BeSi <sub>2</sub> × O <sub>6</sub> F тетраг.		Короткопирамидальные, призматические, пластинчатые сростки	Средняя (001) Заозистый	1) 5—5,5 .0
Бавенит Ca <sub>4</sub> (BeOH) <sub>2+x</sub> × Al <sub>2-x</sub> Si <sub>6</sub> O <sub>26-x</sub> ромб.	BeO 6,3—7,66; Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 6,46—9,89; SiO <sub>2</sub> 52,25—59,13; MgO 0,13; CaO 23,26—24,35; H <sub>2</sub> O+ 1,87—4,0; Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0,07—1,18; Na <sub>2</sub> O 0,1—0,44	Волокнистые и радиально-лучистые выделения, реже призматические	Совершенная (100), средняя (001). Заозистый	1) 5,5 хрупкий 2) 2,71—2,74

Оптический знак (1), 2V (2) и удлинение (3)	Показатели преломления		Размер элементарной ячейки, Å	Происхождение и парагенезис	Примечания
	n <sub>g</sub>	n <sub>p</sub>			
1) (—) 2) небольшой	1,555—1,560	1,539—1,541		Натролит-альбитовые пегматиты. Анальцит	Вторичный по эпидидмиту и соренсенту
1) (—) 3) +	1,564—1,590	1,572—1,600	a 9,23 c 9,19 z 2	Пегматиты, гидротермальные жилы и метасоматические образования. Кварц, полевые шпаты, флюорит	Разновидности: аквамарин, гелиодор, изумруд, ро-стерит, во-робьевит
1) — 2) очень малый	1,529—1,550	1,534—1,556	a 10,45 c 13,88 z 2	Гидротермальные жилы и метасоматические образования. Кальцит, адуляр, бартит, флюорит	Иногда вторичный по фенакиту, берtrandиту и мелнифану
1) (—) 2) 39° 3) —	1,596—1,598	1,570—1,571	a 7,38 b 9,939 c 7,42 z 4	Щелочные пегматиты и гидротермально-метасоматические образования. Биотит, нефелин, полевой шпат, эгирин, гомилит, фенакит, флюорит	Возможно, замещает фенакит. Полисинтетические двойники. Слабо растворяется в HCl
1) (—) 3) —	1,612	1,593	a 10,58 c 9,88 z 8		
1) (+) 2) 22—60° 3) + —	1,583—1,593	1,578—1,586	a 23,19 b 5,005 c 19,39 z 4	Пегматиты, грейзеновые и гидротермальные образования. Кальцит	Часто вторичный по бериллу, фенакиту, берtrandиту и милариту



Минерал, формула, синоним	Химический состав, %	Облик кристаллов, выделения	Спайность, излом	Твердость (1) и плотность, г/см <sup>3</sup> (2)
Битнит CaLiAl <sub>2</sub> [(Al, Be) <sub>2</sub> × × Si <sub>2</sub> O <sub>10</sub> ] (OH) <sub>2</sub> монокл. (псевдо- гексагон.)	BeO 2,27; SiO <sub>2</sub> 31,95; Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 41,75—36; CaO 14,3; Li <sub>2</sub> O 2,73; H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> 6,50; MgO 0,13; Na <sub>2</sub> O 0,4; K <sub>2</sub> O 0,15	Тонкопластинчатые, слодоподобные агрегаты	Совершенная по базису	1) 5,5 2) 3,05
Каркасные Эпидидимит Na [BeSi <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ] (OH) ромб.	BeO 10,39—12,9; SiO <sub>2</sub> 69,8—75,3; Na <sub>2</sub> O 11,6—11,61; H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> 3,96—4,5; Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0,45—1,51; CaO 0,2—0,4; MgO 0,1	Пластинчатые и плотные тонкозернистые массы	Совершенная (001), средняя (100)	1) 5,5—6 2) 2,55
Эвидидимит Na [BeSi <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ] (OH) монокл.	BeO 10,12—11,15; SiO <sub>2</sub> 72,19—73,11; Na <sub>2</sub> O 12,24—12,68; H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> 3,79—3,84	Таблитчатые и пластинчатые	Весьма совершенная (001), средняя (100)	1) 6 2) 2,55
Чкаловит Na <sub>2</sub> [BeSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ] ромб.	BeO 12,67; SiO <sub>2</sub> 56,81; Na <sub>2</sub> O 29,83; Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0,3; FeO 0,12; CaO 0,37; K <sub>2</sub> O 0,13; H <sub>2</sub> O 0,23; SO <sub>3</sub> 0,22	Неправильные выделения	Несовершенная (100). Неровный, раковистый	1) 6 2) 2,662
Гельвин Mn <sub>2</sub> [BeSiO <sub>4</sub> ] <sub>2</sub> S куб.	BeO 13,52; MnO 51,12; SiO <sub>2</sub> 32,46; S 5,78	Тетраэдрические, округлые скопления	Слабая (111). Неровный, раковистый	1) 6 (хрупкий) 2) 3,17—3,37
Даналит Fe <sub>2</sub> [BeSiO <sub>4</sub> ] <sub>2</sub> S куб.	BeO 13,43; FeO 51,44; SiO <sub>2</sub> 32,25; S 5,74	Тетраэдры, неправильные выделения, зерна	Отсутствует. Раковистый	1) 5,5—6 2) 3,34—3,46
Гентгельвин Zn <sub>2</sub> [BeSiO <sub>4</sub> ] <sub>2</sub> S куб.	BeO 12,58; ZnO 54,54; SiO <sub>2</sub> 30,19; S 5,37	Тетраэдрические зерна	Отсутствует. Неровный	1) 5,5—6 2) 3,55—3,66

Оптический знак (1), 2V (2) и удлинение (3)	Показатели преломления		Размер элементарной ячейки, Å	Происхождение и парагенезис	Примечание
	n <sub>g</sub>	n <sub>p</sub>			
1) (—) 2) 63° 3) c:Ng = 6°	1,635—1,645	1,620—1,632	a 5,13 b 8,92 c 19,50 β 99°30' z 4	Метасоматические образования и плагиоклаз-флюоритовые жилы. Берилл, фенакит, флогопит, хризоберилл	
1) (—) 2) малый	1,64	1,62	a 4,98 b 8,67 c 18,74 β 90°	Стадия замещения пегматитов. Петалит, берилл, альбит, бавенит, слюды	Полисинтетические двойники, слабо растворяется в кислотах
1) (—) 2) 32° 3) +	1,569	1,565	a 12,86 b 7,34 c 13,48 z 4	Щелочные пегматиты. Альбит, эльвидит, натролит, анальцит, флюорит, колумбит, берилл	Полисинтетические двойники
1) (+) 2) 29°55' 3) c:Ng = 58°	1,551	1,544	a 12,64 b 7,38 c 14,02 β 103°43' z 4	Щелочные пегматиты. Пизоцит, стелструпин, эрицит, натролит, сфалерит, эпидидимит	Растворяется в HCl и HNO <sub>3</sub>
1) (+) 2) 78° 3) —	1,549	1,540	a 21,1 b 21,1 c 6,87 z 24	Щелочные пегматиты. Пизоцит, стелструпин, эрицит, натролит, сфалерит, эпидидимит	Растворяется в HCl и HNO <sub>3</sub>
	1,728—1,747		a 8,27 z 1	Пегматиты, грейбеновые, контактово-метасоматические и гидротермальные образования. Магнетит, флюорит, везувин, пироксен, кварц, альбит, фенакит, колумбит-танталит, иллемит	Изоморфные замещения между гельвин-даналитом и гентгельвин-даналитом. Растворяются в HCl и H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>
	1,755—1,771		a 8,20 z 1		
	1,742—1,745		a 8,12 z 1		



Минерал, формула, симметрия	Химический состав, %	Облик кристаллов, выделения	Слабость, излом	Твердость (1) и плотность, г/см <sup>3</sup> (2)
Тугтунит $\text{Na}_3\text{Al}_3\text{Be}_2[\text{Si}_6\text{O}_{21}] \times (\text{ClS})_2$ тетрагон.	BeO 5,3; SiO <sub>2</sub> 50,45; Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 12,56; Na <sub>2</sub> O 23,26; K <sub>2</sub> O 0,4; H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> 1,5; H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> 1,51; Cl 6,04; CaO 0,5; Ca <sub>2</sub> O <sub>2</sub> 0,043	Спутанно-волокнистые массы		1) 4 2) 2,28
Каркасные (?) и неопределенной структуры Лейфит $(\text{Na}, \text{H}_3\text{O})_3 \times [(\text{Si}, \text{Al}, \text{Be}, \text{B})_7 \times (\text{O}, \text{F}, \text{OH})_{14}]$ тригон.	BeO 2,58; Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 16,4; ZnO 3,26; SiO <sub>2</sub> 56,68; Na <sub>2</sub> O 9,18; H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> 5,0; H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> 2,5; K <sub>2</sub> O 1,55; Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0,00; MgO 0,78	Игольчатые, призматические, радиально-лучистые агрегаты	Совершенная по призмам	1) ~2 2) 2,545
Ловдорит $(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})_2 \times [(\text{Be}, \text{Al})_2 \times \text{Si}_2\text{O}_6]_{10} 4\text{H}_2\text{O}$ ромб.	BeO 6,9; SiO <sub>2</sub> 56,12; Na <sub>2</sub> O 14,95; K <sub>2</sub> O 6,28; Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 1,77; CaO 0,49; H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> 10,85; H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> 1,44	Фарфоровидные, радиально-лучистые агрегаты. Призматические	Отчетливая (100), (010), (001). Неровный	1) 5-6 хрупкий 2) 2,33
Аминолит $\text{Ca}_2[(\text{Be}, \text{Al}) \times \text{Si}_2\text{O}_6](\text{OH})_2$ тетрагон.	BeO 6,2; Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 4,41; SiO <sub>2</sub> 42,49; CaO 40,27; H <sub>2</sub> O 6,45; MnO 0,19; Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0,31	Дипирамидальный	Несовершенная (001)	1) 5,5 2) 2,94
Тримерит $\text{Ca}, \text{Mn}_2 [\text{BeSiO}_4]_3$ монокл.	BeO 17,08; SiO <sub>2</sub> 39,77; MnO 26,86; CaO 12,44; FeO 3,87; MgO 0,61	Псевдогексагональные, призматические	Ясная (001)	1) 6-7 2) 3,47
Синхуалит $\text{Li}_2\text{Ca}_3[\text{BeSiO}_4]_3 \text{F}_2$ куб.	BeO 15,78; SiO <sub>2</sub> 35,66; CaO 34,6; Li <sub>2</sub> O 5,85; F 7,81; Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0,5; Na <sub>2</sub> O 0,13; Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0,22; MgO 0,18; K <sub>2</sub> O 0,06; п.п.п. 1,28	Пентагон- и ромбододекаэдрические; округлые выделения	Отсутствует. Неровный	1) 6,5 2) 2,97-3,0
Соренсенит $\text{Na}_4\text{SnBe}_2 \times [\text{Si}_6\text{O}_{18}]_4(\text{OH})$ монокл.	BeO 8,02; SiO <sub>2</sub> 49,73; SnO <sub>2</sub> 20,07; Na <sub>2</sub> O 15,95; H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> 5,24; Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,75; Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0,04; K <sub>2</sub> O 0,34	Призматические	Отчетливая (100), (101). Ступенчатый	1) 5-5,5 2) 2,9

Оптический знак (1), 2V (2) и угловые (3)	Показатели преломления		Размер элементарной ячейки, Å	Происхождение и парагенезис	Примечания
	n <sub>g</sub>	n <sub>p</sub>			
1) (+) ? 2) до 10°	1,502	1,496	a 8,583 c 8,807 z 2	Щелочные пегматиты. Нефелин, уссунигит, шобазит, анальцит	Вторичный по чкаловиту
1) (+) 3) +-	1,52	1,516	a 14,4 c 4,881 z 3	Щелочные пегматиты. Альбит, натролит, карнасурит, эгирип	
1) (+) 2) 90° 3) +	1,518	1,513	a 38,789 b 6,776 c 7,012 z 4	Щелочные пегматиты. Чкаловит, натролит	Развивается по чкаловиту. Растворяется в кислотах
1) (-) 2) иногда 15°	—	1,637	a 13,8 c 9,8 z 42	Кальцитовые жилы. Флюорит, барит	
1) (-)	1,725	1,715	a 16,11 b 7,60 c 27,86 β 90°09' z 16	Контактово-метасоматические образования. Кальцит	Растворяется в HCl
	1,613		a 12,88 z 8	Цинквальдитовые жилы среди флюоритизированных карбонатных пород. Флюорит, таафсит, флогопит	
1) (-) 2) 75°	1,585	1,577	a 18,58 b 7,45 c 12,05 β 98°09' z 4	Нефелиновые сенигты. Анальцит, содалит, бериллит	Тройшкп



Распределение бериллиевых минералов по диагностическим свойствам

Цвет	Плотность	Твердость
<i>I. Окрашенные</i>	<i>I. &gt; 3,5</i>	<i>I. 9—7</i>
Хризоберилл, гельвин, даналит, гентгельвин, гадолинит, рошерит, гельберtrandит, вьюриненит, кольбекит, тугтупит, семеновит	Хризоберилл, таафеит, гадолинит, асбекасит, бабеффит, барилит, сведенборгит, калькибеборосилит	Бромеллит, хризоберилл, таафеит, берилл, фенакит, эвклаз, барилит, гамбергит, родицит, сведенборгит
<i>II. Бесцветные и окрашенные</i>	<i>II. 3,4—3,1</i>	<i>II. 7—6</i>
Берилл, эвклаз, гердерит, таафеит, лейкофан, мелинофан, миларит, тримерит, битиит, бериллиймаргарит, харлбутит, фейхиит, асбекасит, соренсенит, калькибеборосилит	Гельвин, даналит, гентгельвин, тримерит, родицит, семеновит, гарстигит	Эввидимит, эпидидимит, тримерит, гадолинит, сянхуалинит, берtrandит
<i>III. Бесцветные, редко окрашенные</i>	<i>III. 3,1—2,9</i>	<i>III. 6—5,5</i>
Фенакит, берtrandит, бавенит, сянхуалинит, гюгианит, бромеллит, бериллонит, аминовит, барилит, бериллит, гамбергит, морaesит, сферобертрандит, бабеффит, родицит, сведенборгит, глюцин, беарсит, уралолит, либерит, берборит, лейфит, бериллийтенгерит, эпидидимит, эввидимит, чкаловит, бехоит, гарстигит, ловдорит	Фенакит, эвклаз, лейкофан, мелинофан, аминовит, рошерит, сянхуалинит, бромеллит, битиит, гердерит, гюгианит, соренсенит, вьюриненит, бериллиймаргарит	Гельвин, даналит, гентгельвин, миларит, бериллонит, чкаловит, аминовит, харлбутит, асбекасит, либерит, ловдорит, калькибеборосилит
	<i>IV. 2,9—2,6</i>	<i>IV. 5,5—4</i>
	Берилл, бавенит, либерит, бериллонит, харлбутит	Бавенит, лейкофан, мелинофан, сферобертрандит, битиит, бериллиймаргарит, гердерит, вьюриненит, глюцин, гюгианит, рошерит, тугтупит, соренсенит, гарстигит
	<i>V. 2,6—2,5</i>	<i>V. 4—3</i>
	Бертрандит, миларит, эпидидимит, эввидимит, чкаловит, фейхиит, лейфит	Гельберtrandит, бабеффит, кольбекит, берборит, бехоит, семеновит
	<i>VI. 2,5—2,3</i>	<i>VI. &lt; 3</i>
	Тугтупит, гамбергит, глюцин, ловдорит	Лейфит, бериллит, беарсит, морaesит
	<i>VII. &lt; 2,2</i>	
	Морaesит, уралолит, берборит, гельберtrandит, бериллит, бехоит	



Растворимость в кислотах	Магнитность	Диэлектрическая проницаемость	Показатели преломления
<p>I. <i>Нерастворимые</i></p> <p><b>Хризоберилл, таафент, эпидидимит, чкаловит, бавенит, лейфит, лейкофан, мелинофан, аминовит, сянхуалинит, битиит, берилл, фенакит, эвклаз, барилит, берtrandит, гельберtrandит, сферобертрандит, бериллит, гамбергит, родицит, сведенборгит, вяюриненит, харлбутит, фейхиит, кольбекит, бериллийтенгерит, соренсенит, семеновит, гарстигит</b></p> <p>II. <i>Слаборастворимые</i></p> <p><b>Эвдидимит, берборит, бромеллит, миларит, бериллиймаргарит, калькибеворосилит</b></p> <p>III. <i>Растворимые</i></p> <p><b>Гадолинит, гельвин, даналит, гентгельвин, глюцин, беарсит, рошерит, бериллонит, уралолит, тримерит, гюгаит, мораесит, гердерит, ловдорит</b></p>	<p>I. <i>Немагнитные</i></p> <p><b>Бромеллит, хризоберилл, таафент, эпидидимит, чкаловит, бавенит, лейфит, лейкофан, мелинофан, аминовит, сянхуалинит, бериллиймаргарит, битиит, берилл, миларит, фенакит, эвклаз, барилит, берtrandит, гельберtrandит, сферобертрандит, бериллит, гамбергит, родицит, сведенборгит, гердерит, вяюриненит, харлбутит, фейхиит, мораесит, кольбекит, бериллийтенгерит, соренсенит, глюцин, беарсит, рошерит, бериллонит, уралолит, тримерит, гюгаит, эвдидимит, берборит, бехоит, гарстигит, ловдорит, семеновит, калькибеворосилит</b></p> <p>II. <i>Слабомагнитные</i></p> <p><b>Гельвин, даналит, гентгельвин, гадолинит</b></p>	<p>I. <math>&lt; 5,5</math></p> <p>Тугтупит, гердерит</p> <p>II. <math>5,5-6,5</math></p> <p>Чкаловит, мораесит, берtrandит, фенакит, бавенит</p> <p>III. <math>6,5-7</math></p> <p><b>Бромеллит, эвклаз, берилл, миларит, мелинофан, соренсенит</b></p> <p>IV. <math>7-9</math></p> <p><b>Гельвин, даналит, гентгельвин</b></p> <p>V. <math>&gt; 10</math></p> <p><b>Гадолинит, хризоберилл?</b></p>	<p>I. <math>n &gt; 1,7</math></p> <p><b>Бромеллит, хризоберилл, таафент, гадолинит, асбекасит, сведенборгит, гельвин, даналит, гентгельвин, тримерит, калькибеворосилит</b></p> <p>II. <math>1,69 &gt; n &gt; 1,65</math></p> <p><b>Фенакит, эвклаз, барилит, родицит, гюгаит, вяюриненит</b></p> <p>III. <math>1,65 &gt; n &gt; 1,59</math></p> <p><b>Бертрандит, сянхуалинит, гердерит, сферобертрандит, мелинофан, аминовит, рошерит, битиит, гамбергит, харлбутит, фейхиит, бабеффит, либерит, уралолит, семеновит</b></p> <p>IV. <math>1,59 &gt; n &gt; 1,565</math></p> <p><b>Берилл, бавенит, лейкофан, бериллонит, берборит</b></p> <p>V. <math>1,56 &gt; n &gt; 1,52</math></p> <p><b>Миларит, чкаловит, бериллит, гельберtrandит, соренсенит, глюцин, бехоит</b></p> <p>VI. <math>n &lt; 1,52</math></p> <p><b>Лейфит, мораесит, беарсит, тугтупит, ловдорит</b></p>



Двуупреломление	Сингония		Группы похожих минералов
	оптически положительные	оптически отрицательные	
I. 0,000 Гельвин, даналит, гентгельвин, сянхуалинит, родицит	I. Кубическая Гельвин, даналит, сянхуалинит, гентгельвин, родицит		I. Хризоберилл, таафент
II. 0,002—0,005 Эпидидимит, чкаловит, миларит, сведенборгит, бабеффит, гельбертрандит, лейфит, гарстигит, ловдорит	II. Гексагональная Бромеллит, туггупит, фейхиит	Таафент, берилл, миларит, сведенборгит	II. Фенацит, эвклаз
III. 0,007—0,010 Хризоберилл, таафент, эвдидимит, бавенит, аминовит, тримерит, берилл, гадолинит, глюцин, гюгиаит, туггупит, харлбутит, соренсенит, калькибеборосилит	III. Тетрагональная Гюгиаит	Аминовит, мелинофан	III. Гельвин, даналит, гентгельвин (гадолинит)
	IV. Тригональная Фенацит, лейфит		IV. Берилл, миларит
	V. Кубическая Хризоберилл, чкаловит, бавенит, барилит, гамбергит, бабеффит, гарстигит, ловдорит	Эпидидимит, лейкофан, бертрандит, харлбутит, бехоит	V. Бертрандит, либерит, гердерит
IV. 0,012—0,020 Бромеллит, мелинофан, битиит, фенацит, барилит, бериллит, сферобертрандит, бериллонит, беарсит, рошерит, семениновит, бехоит	VI. Моноклиная Эвдидимит, гадолинит, эвклаз	Тримерит, битиит, бериллиймаргарит, бериллонит, гердерит, вяюриненит, мораесит, беарсит, рошерит, либерит, уралолит, калькибеборосилит	VI. Лейкофан, мелинофан, гюгиаит, аминовит
V. 0,021—0,030 Лейкофан, бериллиймаргарит, эвклаз, бертрандит, либерит, гердерит, вяюриненит, фейхиит, мораесит, асбекасит, уралолит		Кольбекит	VII. Эвдидимит, эпидидимит; чкаловит
VI. >0,070 Гамбергит, берборит	VII. Неопределенная Гельбертрандит, сферобертрандит, бериллит, глюцин, бериллийтенгерит		VIII. Бериллиймаргарит, битиит
			IX. Мораесит, беарсит

Полужирным даны распространенные минералы.

нит и лейкофан имеют сравнительно низкую твердость, изменяющуюся в пределах 5,5—4. Минералов с твердостью ниже 3—4 очень немного (гипергенные беарсит, мораесит и др.).

Наиболее объективным методом определения твердости минералов является метод микротвердости. Измерение ее проводилось на приборе ПМТ-3 в комбинированных шлифах и полированных брикетах. Расчет производился по формуле, приведенной в книге С. И. Лебедевой (1963). Е. К. Аксеновой было изучено 20 минералов бериллия на 87 образцах из различных типов месторождений, для бромеллита, миларита, мели-



нофана, мораесита, хризоберилла, даналита, гентгельвина, бавенита и тугтупита значения микротвердости получены впервые (Бериллиевые минералы..., 1973). Наиболее высокую микротвердость имеют окислы — бромеллит (от 1398 до 1642 кгс/мм<sup>2</sup>) и хризоберилл (от 1125 до 1927 кгс/мм<sup>2</sup>), далее идут силикаты бериллия (от 700 до 1469 кгс/мм<sup>2</sup>), алюмосиликаты (от 302 до 864 кгс/мм<sup>2</sup>) и самая низкая микротвердость у фосфатов — мораесит (от 66 до 95 кгс/мм<sup>2</sup>). Для ряда минералов замеры производились на ориентированных разрезах, причем полученные Е. К. Аксеновой величины коэффициента анизотропии 1,13—1,27 для берилла расширяют ранее известные пределы (1,11—1,20) (Лебедева, 1963). Впервые вычислен коэффициент анизотропии твердости бромеллита (1,17).

Проведенные исследования показали, что микротвердость отдельных бериллиевых минералов изменяется в незначительных пределах.

Одним из диагностических признаков бериллиевых минералов может служить *растворимость в кислотах*. Небольшая группа минералов, объединяющая гельвин, даналит, гентгельвин, гадолинит, гельбертрандит и гипергенные фосфаты бериллия, легко растворяется в кислотах, лейкофан при нагревании. Все остальные практически нерастворимы, что облегчает их диагностику и в некоторых случаях может быть использовано для отделения от карбонатов и выделения мономинеральных фракций.

По *магнитным свойствам* минералы бериллия разделяются на немагнитные и слабوماгнитные. К первым относятся большинство минералов бериллия, ко вторым — группа гельвин-даналита и гадолинита. Мономинеральные фракции последних можно получить с помощью электромагнита.

*Диэлектрическая проницаемость* ( $\epsilon$ ) отражает степень поляризации минералов-диэлектриков и является одной из важных физических констант. Однако, по данным Г. А. Горбатова (1969), диэлектрическая проницаемость минералов бериллия не может служить для диагностических целей, поскольку минералы, различающиеся по химическому составу и структуре, часто характеризуются почти одинаковой величиной  $\epsilon$  (например, гердерит и бертрандит  $\epsilon=5,6$ ; фенакит и бавенит  $\epsilon=6,0$ ; бромеллит, мораесит, эвклаз, берилл, миларит, соренсенит  $\epsilon=6,5-6,7$ ). Вместе с тем полученные данные позволяют наметить вполне определенные тенденции закономерного увеличения диэлектрической проницаемости в пределах отдельных классов минералов:

- 1) окислы, бромеллит — хризоберилл (6,7—8,7);
- 2) фосфаты, гердерит — мораесит (5,6—6,7);
- 3) островные силикаты, фенакит — эвклаз — гадолинит (6,3→6,7→11,1);
- 4) кольцевые силикаты, берилл — миларит (6,5—7,3).

*Оптические свойства* минералов бериллия являются одним из важнейших диагностических признаков. Они даны в табл. 4 и на диаграмме показателей преломления и двупреломления, составленной по схеме В. Е. Трегера (1958), на которой для сравнения помещены некоторые жильные минералы (рис. 1). Основная масса бериллиевых минералов характеризуется сравнительно умеренными значениями показателей преломления (1,69—1,59) и двупреломления (0,007—0,03).

Изотропны гельвин, даналит, гентгельвин, сянхуалинит, родицит.



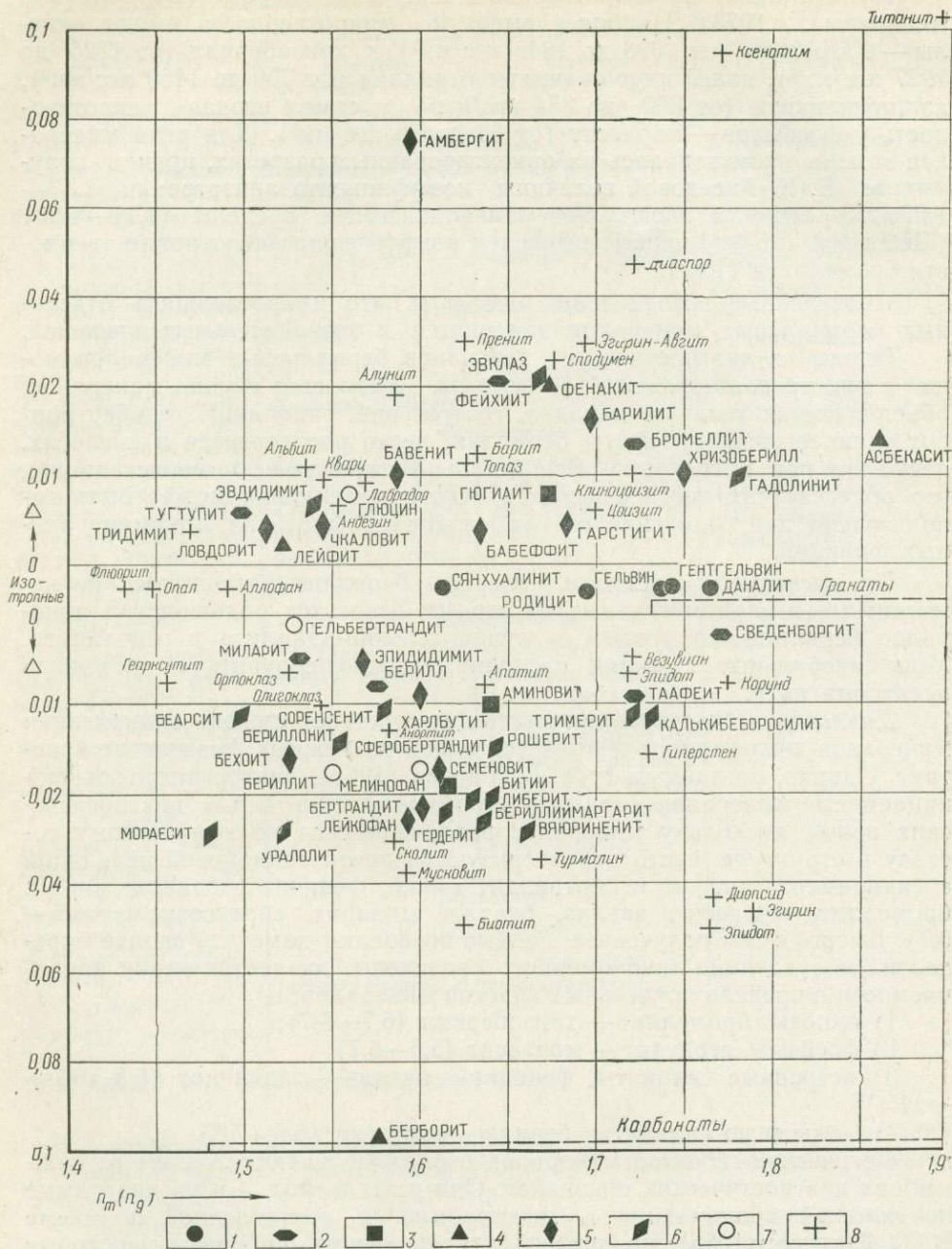


Рис. 1. Диаграмма показателей преломления ( $n_m$ ) и двупреломления ( $n_g - n_p$ ) минералов бериллия

Минералы различных сингоний: 1 — кубической; 2 — гексагональной; 3 — тетрагональной; 4 — тригональной; 5 — ромбической; 6 — моноклинной; 7 — неопределенной; 8 — отсутствующие минералы



Берилл и хризоберилл отличаются низким двупреломлением (0,007—0,010), порядка кварца и полевых шпатов. Весьма высоким двупреломлением (более 0,07), свойственным карбонатам, обладают два редких минерала — гамбергит и берборит.

По симметрии кристаллической решетки и внешних форм большая часть бериллиевых минералов (35) относится к ромбической и моноклинной сингонии, к кубической — 5 минералов, к тетрагональной, тригональной и гексагональной — 12. В то же время основная масса промышленно-ценных минералов отличается сингониями высшего и среднего класса. Распределение оптически отрицательных и положительных минералов по классам примерно одинаково. Исключение представляют фосфаты бериллия, большинство которых относятся к моноклинным и являются оптически отрицательными.

На основании сопоставления физических свойств бериллиевые минералы могут быть объединены в несколько групп. Наибольшего внимания заслуживают следующие группы: фенакит — эвклаз; гельвин — даналит — гентгельвин; берилл — миларит (бавенит); бертрандит — либерит — гердерит. В каждой из них — один или два промышленно-ценных минерала. В этом отношении интересны группы: хризоберилл — таафеит; лейкофан — мелинофан (гюгианит); бериллиймаргарит — битиит.

Однако для диагностики бериллиевых минералов часто недостаточно определения физических и оптических свойств, необходимо проведение дополнительных исследований спектральным и рентгеноструктурными методами. В первую очередь применяется *полуколичественный спектральный анализ*, которым бериллий с большой достоверностью фиксируется, начиная от тысячных долей процента (из навески 20—30 мг). В бериллиевых минералах содержание окиси бериллия варьирует от 1—2% (бериллиймаргарит) до 98% (бромеллит), но для групп широко распространенных минералов содержание окиси бериллия изменяется от 10 (лейкофан) — 14 (гельвин-даналит, берилл) до 15—20 (хризоберилл, эвклаз, сянуалинит) и только в фенаките и бертрандите оно достигает 40—45%. Качественные химические реакции определения бериллия, требующие специальных реактивов и определенных навыков, в последнее время не применяются.

*Химический анализ* минералов бериллия обычно проводится не с целью диагностики минералов, а для определения тонкостей их состава, обусловленного различиями генетических условий образования минералов.

*Рентгеноструктурный анализ* (наравне со спектральным) имеет большое значение для диагностики бериллиевых минералов. Определение параметров элементарной ячейки помогают выявлению генетических особенностей формирования минералов.

*Метод инфракрасной спектроскопии* в последнее время успешно применяется для идентификации минералов, определения структурной формы вхождения воды и положения некоторых изоморфных примесей в структуре минералов бериллия. Этот метод имеет большие возможности для изучения явлений упорядочения в структуре минералов (Плюснина, 1963). Применение его изложено при описании минералов.

*Метод люминесценции* в катодных и ультрафиолетовых лучах для диагностики бериллиевых минералов не нашел большого применения, так как до самого последнего времени в сфере внимания был в основ-



ном берилл, который в естественном состоянии не люминесцирует. Из распространенных минералов заметное свечение в ультрафиолетовых лучах появляется у фенакита в бледных голубоватых тонах, несколько напоминающее свечение шеелита; более слабое свечение в этих же тонах обнаруживается у берtrandита, а более яркое — у бромеллита. Миларит люминесцирует в светло-зеленых, лейкофан в фиолетово-голубых тонах. Минералы группы гельвин-даналита люминесцируют только в катодных лучах. Гельвин светится зеленым цветом со слабым желтоватым оттенком, гентгельвин — малиновым цветом

Для диагностики и выделения монофракций минералов бериллия рекомендуем примерную схему обработки проб. Прежде всего следует хотя бы примерно выяснить тип месторождения, из которого взята проба (см. табл. 2).

Для диагностики минералов бериллия и выделения мономинеральных фракций можно рекомендовать обычную схему обработки проб, принятую при минералогическом анализе шлихов с некоторым акцентированием на отдельных операциях (Копченова, 1951).

1. Дробление исходного материала до 0,15—0,5 мм, так как минералы бериллия в большинстве гидротермальных месторождений находятся в мелких выделениях.

2. Рассеивание на ситах на классы +0,25; +0,15; +0,1 и +0,05 мм и выбор класса для оптимального выделения минерала; для этого можно проверить в них спектральным или ядерно-физическими анализами содержание бериллия.

3. Магнитная сепарация. Отделение магнитной фракции, лишенной минералов бериллия или содержащей их в виде незначительной примеси.

4. Электромагнитная сепарация для выделения слабомагнитных жильных минералов и минералов группы гельвин-даналита и гадолинита.

5. Расслоение в тяжелых жидкостях. Это наиболее эффективный метод разделения бериллиевых минералов, он позволяет выделить минералы, различающиеся по плотности на 0,1 г/см<sup>3</sup>. Для отделения фенакита и эвклаза от жильных минералов применяется бромформ (плотность 2,9 г/см<sup>3</sup>), а для хризоберилла и минералов группы гельвин-даналита — жидкость Туле (3,2 г/см<sup>3</sup>). Для берилла, бавенита и миларита лучше пользоваться также жидкостью Туле, разведенной водой до нужной плотности. К сожалению, берtrandит, берилл и миларит не могут быть полностью отделены от кварца и полевых шпатов и для дальнейшей очистки их необходимо применение ручной отборки под бинокулярной лупой.

При обогащении бериллиевых руд широко используется флотационный метод. Особенно хорошие показатели получены для гентгельвина, фенакита и берtrandита (для двух последних получают комплексный концентрат). К недостаткам этого метода следует отнести тонкое измельчение минералов, что затрудняет его применение для выделения монофракций.

6. Диагностика выделенных минералов бериллия производится вышеописанными методами в порядке их изложения.

Отдельные минералы бериллия могут быть диагностированы только применением широкого комплекса методов.



## КРИСТАЛЛОХИМИЯ БЕРИЛЛИЯ

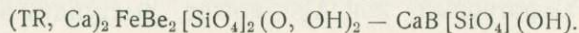
Положение бериллия в структуре минералов определяется в первую очередь малым радиусом иона  $\text{Be}^{2+}$ . Электроположительный характер его определяется положением в левой части электрохимического ряда напряжений. В некоторых случаях бериллий образует анионные комплексы бериллатов, получающиеся из амфотерной гидроокиси  $\text{Be}(\text{OH})_2$ , которая может играть роль кислоты или основания:  $\text{H}_2(\text{BeO}_2) = \text{BeO}_2^{2-} + 2\text{H}^+$  или  $\text{Be}(\text{OH})_2 = \text{Be}^{2+} + 2\text{OH}^-$ . В чисто водных растворах уравнение  $\text{Be}^{2+} + 2\text{OH}^- \rightleftharpoons \text{BeO}_2^{2-} + 2\text{H}^+$  сдвигается преимущественно влево.

В щелочных растворах могут существовать комплексные анионы:  $[\text{Be}(\text{OH})_3]^{-1}$ ;  $[\text{Be}(\text{OH})_4]^{2-}$ . Бериллий играет роль комплексообразователя в структурах минералов только в случае понижения в тетраэдре отрицательной валентности за счет замены части кислорода группами  $\text{OH}^-$  и фтором (бехоит  $\beta\text{—Be}(\text{OH})_2$ ;  $\gamma\text{—BeF}_2$ ; мелинофан  $\text{Ca}(\text{Na}, \text{Ca})\text{BeSi}_2\text{O}_6\text{F}$ ).  $[\text{BeO}_4]^{6-}$  не может выступать в роли кислородного комплексного аниона и при характеристике кристаллических структур под бериллиево-кислородным тетраэдром подразумевают структурную группу. Малый ионный радиус бериллия следует рассматривать как геометрический фактор, обуславливающий компактную тетраэдрическую координацию бериллия в природных соединениях. Найденные экспериментально в структурах минералов межатомные расстояния  $\text{Be—O}$ , равные 1,60—1,65 Å (теоретическое 1,67), указывают на ковалентный характер связи.

В ряду  $\text{P}^{5+}$ ,  $\text{Si}^{4+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{B}^{3+}$ ,  $\text{Be}^{2+}$ ,  $\text{Zn}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Li}^{1+}$  бериллий занимает промежуточное положение между типичным анионообразователем бором и катионами. В структурах минералов он играет или роль катиона, подобно  $\text{Zn}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $[\text{Li}^{1+}$ , занимая эквивалентные положения в структуре, или роль анионообразователя. Примером первого служат следующие ряды:

1.  $\text{Be}_2[\text{SiO}_4] - \text{Zn}_2[\text{SiO}_4]$  фенакит — виллемит.
2.  $\text{Be}_4[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2 - \text{Zn}_4[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$  бертрандит — каламин.
3.  $\text{Al}_2\text{BeO}_4 - \text{MgAl}_2\text{O}_4$  хризоберилл — хегбомит.

Примерами второго служат минералы кристаллохимической группы гадолинит-датолита:





Бериллий часто встречается с  $P^{5+}$ ,  $S^{4+}$ ,  $Al^{3+}$ ,  $B^{3+}$ , образуя сложные каркасные структуры. Однако его нельзя рассматривать как изоморфный с ними элемент, так как расположение в структуре тетраэдров Р и Ве или Si и Ве всегда упорядочено, а не статично.  $Si^{4+}$  замещается на ион  $Be^{2+}$  с соответствующим вхождением в кристаллическую решетку иона  $La^{3+}$  вместо  $K^{+}$  или  $Y^{3+}$  вместо  $Na^{+}$  в полевых шпатах.

Подобный механизм замещения, как следует из правила Паулинга, весьма ограничен. Более вероятна замена между равнозарядными и равнообъемными парами  $Be^{2+}P^{5+}$  на  $B^{3+}Si^{4+}$  в изоструктурных фосфатах бериллия и силикатах бора:

1.  $Y_2FeBe_2Si_2O_{10}$  —  $CaFeB_2Si_2O_{10}$  гадолинит — гомилит.
2.  $CaBe[PO_4](OH, F)$  —  $CaB[SiO_4](OH)$  гердерит — датолит.

Число их ограничено, что служит косвенным признаком специфичности условий изоморфного вхождения бериллия в минералы. Замена кремнекислородного комплекса бериллия сильно ослабленной бериллиево-фторидной моделью в целом для кристаллической структуры минералов энергетически невыгодна, что существенным образом ограничивает масштабы и пределы подобного изоморфизма.

Кристаллохимический анализ положения бериллия в структурах с фосфором, кремнием и алюминием позволяет еще раз подчеркнуть следующую характерную закономерность. Бериллий размещен упорядоченно (в своих позициях) по отношению к кремнию и алюминию. Увеличение общего отрицательного заряда радикала нейтрализуется катионами щелочей. Упорядоченное расположение в чкаловите  $Na_2[BeSi_2O_6]$  тетраэдров  $[BeO_4]^{6-}$  на плоскостях  $d$  и ослабление силы связи  $Be-O$  в них по сравнению с  $Si-O$  в кремниевых позволяет говорить только об их структурной аналогии, а не об одинаковой роли бериллия и кремния в структурах минералов.

Несмотря на одинаковые координационные числа  $Si^{4+}$  и  $Be^{2+}$  по отношению к кислороду, их близкие ионные радиусы и электроотрицательность, а также близкие параметры тетраэдров  $[BeO_4]^{6-}$ ,  $[Be(F, OH)_4]^{2-}$  и  $[SiO_4]^{4-}$ , вхождение бериллия в структуры силикатов происходит не простым статистическим замещением в них кремнекислородных групп на структурно идентичные бериллиевокислородные, бериллиевофторидные и гидроксильные тетраэдры, а упорядоченно. Так, в структуре эпидимита, который можно рассматривать как аналог альбита, распределение Ве и Si протекает по строго стехиометрическому закону с выделением Si-цепей.

Гетеровалентный изоморфизм бериллия и кремния может иметь место только при определенных физико-химических условиях минералообразования, в противном случае происходило бы полное рассеивание бериллия в широко распространенных силикатах, чего в действительности не наблюдается. При этом главным фактором, ограничивающим вхождение бериллия в силикаты, является разница зарядов кремния и бериллия, требующая при изоморфном замещении  $[SiO_4]^{4-}$  на  $[BeO_4]^{6-}$  параллельного вхождения в структуру минералов катионов с высоким положительным зарядом, компенсирующим нарушение электростатического равновесия.

В зависимости от щелочности среды, определяющей появление алюмосиликатов, амфотерный ион  $Al^{3+}$  может выступать в форме ком-



плекса  $[\text{AlO}_4]^{5-}$ , приобретая свойства, аналогичные комплексному радикалу  $[\text{SiO}_4]^{4-}$ . В алюмосиликатах повышенное содержание бериллия (до нескольких процентов) объясняется более широкими пределами изоморфизма между бериллием и алюминием за счет меньшей по сравнению с кремнием разницы валентности и почти одинаковой электроотрицательности, а также амфотерными свойствами. В связи с изоструктурностью между алюмо- и бериллийсиликатами могут существовать и переходные разности.

Подобно типичным анионообразователям (P, Si, Al и B) бериллий образует различные радикалы: цепочки, ленты, сетки и кольца, которые довольно прочны, но способны к деформации. Мотив кристаллической структуры бериллиевых минералов до некоторой степени определяется сочетанием кремнекислородных, фосфорокислородных, алюмокислородных и бериллиевокислородных тетраэдров.

Все бериллиевые минералы можно классифицировать на две большие группы:

а) минералы, в которых бериллий заведомо можно считать катионом,— это окислы, карбонаты, бораты, арсенаты и фосфаты;

б) силикаты бериллия и «бериллийалюмосиликаты». При этом следует подчеркнуть, что наряду с силикатами бериллия, где катионный характер бериллия весьма четко проявлен (фенакит, эвклаз, барилит), можно выделить бериллийалюмосиликаты. В этих минералах вместе с типичными анионообразователями или кремнием и алюминием условно включена бериллиевокислородная структурная группа  $[\text{BeO}_4]^{6-}$ , которая, как было указано выше, в силу своих геометрических размеров легко приспосабливается к различным условиям, образуя сложные каркасные радикалы (эвдидимит, чкаловит, см. табл. 3). Рассмотрим структуры широко распространенных минералов бериллия.

## Окислы

### Хризоберилл $\text{BeAl}_2\text{O}_4$

	Ромбический
$D_{2h}^{16} = Pbnm$	$a = 4,24 \text{ \AA}$
$Z = 4$	$b = 9,39 \text{ \AA}$
$d_x = 3,69 \text{ г/см}^3$	$c = 5,47 \text{ \AA}$

Структура расшифрована Бреггом и Брауном (Bragg, West, 1926), а позднее уточнена Фарреллом, Фангом, Ньюнхемом (Farrell, Fang, Newnham, 1963). Атомы кислорода приблизительно находятся в положениях гексагональной плотнейшей упаковки, где два слоя, перпендикулярные оси  $a$ , повторяются через каждые  $4,24 \text{ \AA}$ . При наложении их друг на друга видно, что каждый атом Be занимает положение между четырьмя атомами O, а каждый атом Al — между шестью атомами O (соответственно в тетраэдре и октаэдре). Структура представлена на рис. 2. Хризоберилл часто образует двойники как срастания, так и прорастания по (031) с псевдогексагональной симметрией, подобно арагониту ( $\text{CaCO}_3$ ). Плотнейшая гексагональная упаковка атомов кислорода обуславливает псевдогексагональное отношение осей  $b$  и  $c$ .



Давно установленное морфологическое подобие хризоберилла и оливина объясняется подобием их структур: Be и Si, Al и Mg занимают аналогичные положения в обеих структурах.

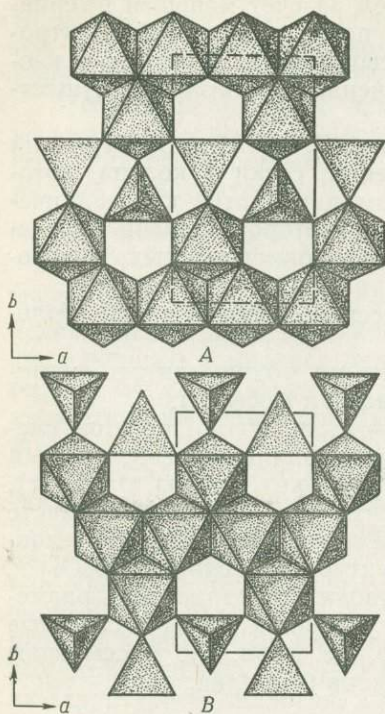
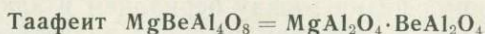


Рис. 2. Постройка тетраэдров и октаэдров в слоях А и В хризоберилла



Гексагональный

$$D_6^6 = P6_322$$

$$Z = 4$$

$$d_x = 3,6 \text{ г/см}^3$$

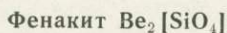
$$a = 5,72 \text{ \AA}$$

$$c = 18,38 \text{ \AA}$$

$$c/a = 3,216$$

Кристаллическая структура основы является на восьмислойной плотнейшей гексагональной упаковке кислородных атомов. Данные исследований (Anderson e. a., 1951) указывают на следующую особенность кислородной постройки таафеита: атомы кислорода, по-видимому, образуют субячейку  $a=2,86\text{\AA}$  и  $c=18,38\text{\AA}$ . Имеется шесть возможных восьмислойных последовательностей для субячейки с  $c=18,38\text{\AA}$ , но только две сравнимы с пространственной группой  $P6_322$ , которые соответствуют АВАВАСАС и АВСАБААСВ. Возможны только 4 или 2 гексагональных слоя для субячейки с 9,2 и 4,6\AA, а именно:  $ABC\bar{B} \dots$  и  $AB \dots$  соответственно. Эти структуры требуют, чтобы атомы кислорода лежали на или около осей  $\bar{b}$  и  $b_3$  субячейки в плотнейшей упаковке. Катионы могут лежать в тетраэдрических и октаэдрических пустотах кислородной постройки.

### Островные силикаты



Тригональный

$$C_{3i}^2 = R\bar{3}$$

$$Z = 6$$

$$d_x = 2,99 \text{ г/см}^3$$

$$a = 12,44 \text{ \AA}$$

$$c = 8,23 \text{ \AA}$$

$$a_{rh} = 7,70 \text{ \AA}$$

$$\alpha = 108^\circ 1'$$

Фенакит  $Be_2[SiO_4]$  и виллемит  $Zn_2[SiO_4]$  принадлежат к единой пространственной группе. Структуры их изучены Бреггом и Захариасеном, а позднее Н. В. Беловым (1962). В основе структур лежит ромбоэдрическая пространственная решетка, образованная связанными между собой тетраэдрами, центры которых заняты атомами кремния и бериллия. Каждый кислород независимых групп  $[SiO_4]$  принимает также участие в образовании двух соседних тетраэдров вокруг атома бериллия. Все атомы кислорода связаны с двумя атомами бериллия и с одним атомом кремния, расположенными по вершинам почти равносто-



ронного треугольника. Структура фенакита представляет собой хороший пример часто встречающегося несоответствия между кристаллографической сложностью минерала и простотой принципа построения его структуры. В ней можно выделить цепочки, вытянутые по оси *c*. Все тетраэдрические кислородные группы вокруг Si и Be имеют одинаковую форму, так же как и все треугольные группы Si и Be вокруг O. Все они одинаково соединены между собой. Тем не менее элементарная ячейка минерала весьма велика и обладает довольно низкой симметрией.

**Эвклаз  $Al_2Be_2[SiO_4]_2(OH)_2$**

Моноклинный

$C^3_2h = P2_1/c$	$a = 4,63 \text{ \AA}$
$Z = 4$	$b = 14,29 \text{ \AA}$
$d_x = 3,12 \text{ г/см}^3$	$c = 4,76 \text{ \AA}$
	$\beta = 100^\circ 16'$

Структура состоит из колонок  $AlO_6$ , вытянутых вдоль оси *c*, которые связаны между собой коленчатыми цепочками из Be-тетраэдров, но не простых, а инкрустированных тетраэдрами  $SiO_4$  (Белов, 1950). Кремнекислородный тетраэдр связан одной вершиной ( $O_2$ ) с соседним  $[BeO_3(OH)]$ -тетраэдром и другой ( $O_3$ ) — с двумя  $[BeO_3(OH)]$ -тетраэдрами, соединенными в той же вершине. Две оставшиеся вершины свободны и входят в координацию Al. Свободная вершина в  $[BeO_3(OH)]$ -тетраэдре — гидроксильная группа, которая является шестой вершиной Al-октаэдра.

Сравнение структур вьюриненита и эвклаза показывает, что постройка  $[PO_4]$ -тетраэдра вокруг Mn в вьюринените почти идентична с постройкой  $[SiO_4]$ -тетраэдров около Al в эвклазе. Различие в двух структурах обуславливается замещением  $P^{5+}$  на  $Si^{4+}$  и  $Mg^{2+}$  на  $Al^{3+}$ . Различие этих структур заключается в координатах кислорода и OH-групп (Mroze, Appleman, 1962).

**Гадолинит  $(TR, Ca)_2FeBe_2[SiO_4]_2(O, OH)_2$**

Моноклинный

$C^3_2h = P2_1/a$	$a = 9,89 \text{ \AA}$
$Z = 4$	$b = 7,52 \text{ \AA}$
$d_x = 3,4 \text{ г/см}^3$	$c = 4,66 \text{ \AA}$
	$\beta = 90^\circ 33'$

Гадолинит часто находится в метамиктном состоянии благодаря вхождению в его структуру Th и U.  $Fe^{2+}$  и Be являются существенной составляющей, хотя малые количества  $Fe^{3+}$ ,  $Al^{3+}$  и  $Mn^{2+}$  могут их замещать. Иттрий и иттриевые земли обычно составляют от 22 до 46 вес. %. Другие элементы, включая цериевые земли, Th, Ca, U, Mg, Na, K и Cs, могут замещать иттрий и иттриевые земли (Ito, Mori, 1953).

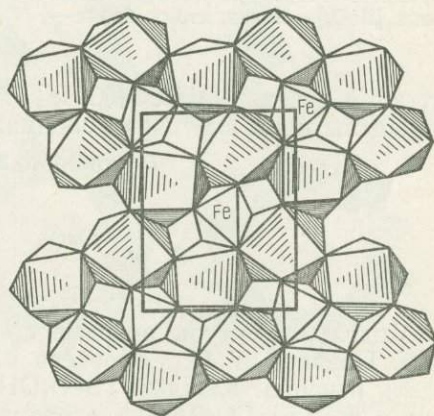


Рис. 3. Постройка  $YO_8$  и  $FeO_6$ -полиэдров в гадолините



Формула гадолинита является производной из формулы гердерита  $\text{CaBePO}_4\text{F}$  с заменой Ca на Y;  $\text{PO}_4$  на  $\text{SiO}_4$  и F на O. Атомы двухвалентного железа размещены в позициях пространственной группы  $P2_1/a$ , которые не заняты в структуре гердерита. Другие атомы находятся в общих позициях (4e), так что один атом железа приходится на каждые два Y, Be и Si, отсюда формула  $\text{FeY}[\text{BeSiO}_4\text{O}]_2$ . Гадолинит изоструктурен с датолитом. Структура характеризуется одинарными сетками из Be и Si-тетраэдров. Между сетками располагаются атомы иттрия и железа соответственно в восьмерной и шестерной координациях (рис. 3). Структуру гадолинита можно рассматривать как слоистую.

### Диортосиликаты

#### Барилит $\text{BaBe}_2\text{Si}_2\text{O}_7$

	Ромбический
$C_{2y}^3 = Pn2_1/a$	$a = 9,80 \text{ \AA}$
$Z = 4$	$b = 11,65 \text{ \AA}$
$d_x = 4,08 \text{ г/см}^3$	$c = 4,71 \text{ \AA}$

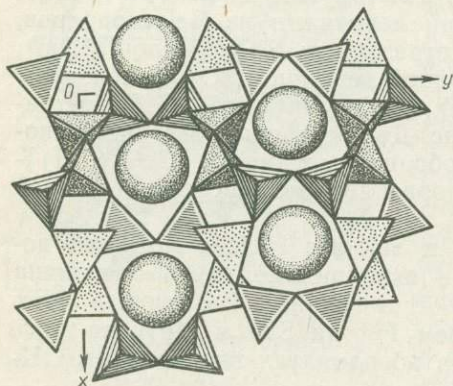


Рис. 4. Кристаллическая структура барилита. Тетраэдры  $[\text{SiO}_4]$  — штриховка,  $[\text{BeO}_4]$  — точки, атомы бария — шары

Структура составлена связанными между собой  $[\text{BeO}_4]$ - и  $[\text{SiO}_4]$ -тетраэдрами. Каждые две вершины  $[\text{BeO}_4]$ -тетраэдра являются общими с другими  $[\text{BeO}_4]$ , а следующие две вершины связываются с  $[\text{SiO}_4]$ -тетраэдрами. Последние сочленяются в пары в форме  $[\text{Si}_2\text{O}_7]$ -диортогрупп (Абрашев, Белов, 1962). Тетраэдры  $[\text{BeO}_4]$  связаны в форме пироксеновых цепочек, ориентированных параллельно оси  $c$ . Группы  $\text{Si}_2\text{O}_7$  ориентированы своими Si—Si осями параллельно  $b$  и связывают  $(\text{BeO}_3)_n^{4n}$ -цепи вместе в форме трехмерной структуры (рис. 4). Крупные пустоты, образованные за счет четырех диортогрупп и четырех бериллиевых тетраэдров, принадле-

жат двум соседним  $[\text{BeO}_3(\text{OH})]_n^{4n}$ -цепям. В этих больших пустотах размещены ионы  $\text{Ba}^{2+}$  при координационном числе 12.

#### Бертрандит $\text{Be}_4[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2$

	Ромбический
$C_{2y}^{12} = Cmc2_1$	$a = 8,73 \text{ \AA}$
$Z = 4$	$b = 15,31 \text{ \AA}$
$d_x = 2,58 \text{ г/см}^3$	$c = 4,58 \text{ \AA}$

Модель структуры впервые представлена Ито и Вестом (Ito, West, 1932). Позднее Л. П. Соловьева и Н. В. Белов (1961) нашли, что эта модель неверна. Каждый  $[\text{BeO}_3\text{OH}]$ -тетраэдр имеет общую (OH) вершину с другим  $[\text{BeO}_3\text{OH}]$ -тетраэдром, каждая из кислородных вершин с одним  $[\text{SiO}_4]$ -тетраэдром и одним  $[\text{BeO}_3\text{OH}]$ -тетраэдром (рис. 5). Тетраэдры  $[\text{SiO}_4]$  имеют общую вершину с другим  $[\text{SiO}_4]$ -тетраэдром



и каждая из других трех вершин с двумя  $[\text{BeO}_3(\text{OH})]$ -группами. Структуру можно рассматривать как постройку связанных  $[\text{Si}_2\text{O}_7]$  и  $[\text{BeO}_3\text{OH}]$ -тетраэдров. В плоскости (001) выделяются слои, состоящие из шестерных колец Be- и Si-тетраэдров.

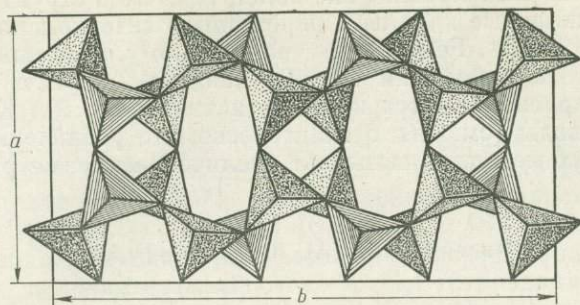


Рис. 5. Кристаллическая структура бертрандита. По Л. П. Соловьевой и Н. В. Белову (1961). Тетраэдры  $[\text{BeO}_3(\text{OH})]$  — точки,  $[\text{SiO}_4]$  — штриховка

### Кольцевые силикаты

#### Берилл $\text{Al}_2\text{Be}_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$

Гексагональный

$$D_{6h}^{2} = P6/mcc$$

$$a = 9,12 \text{ \AA}$$

$$Z = 4$$

$$c = 9,17 \text{ \AA}$$

$$d_x = 2,63 \text{ г/см}^3$$

Модель структуры берилла дана Бреггом и Вестом (Bragg, West, 1926), а позднее Н. В. Беловым и Р. Г. Матвеевой (Бериллиевые минералы..., 1973). Основу структуры составляют шестерные кольца  $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ ,

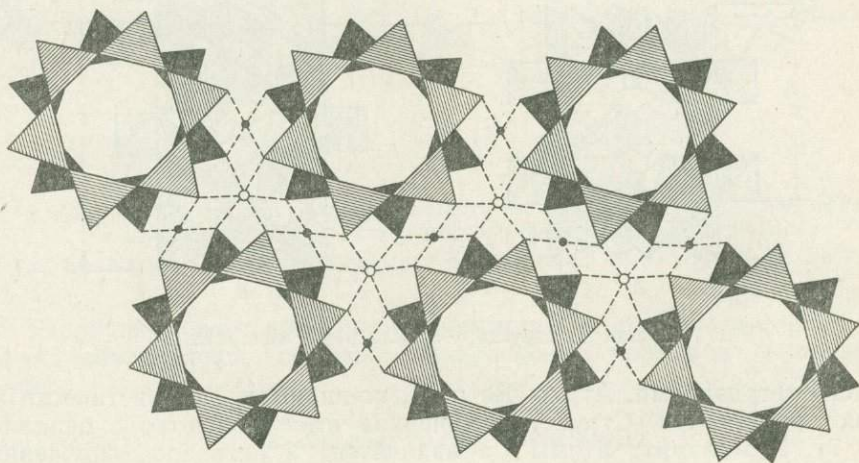


Рис. 6. Берилл. Проекция структуры на плоскость (001), каждое кольцо из кремниевых тетраэдров представляет  $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ -группу. Ионы  $\text{Be}^{2+}$  — темные кружки, ионы  $\text{Al}^{3+}$  — светлые кружки



расположенные одно над другим и повернутые относительно друг друга. Кольца построены шестью тетраэдрами, связанными углами. На рис. 6 показана проекция структуры берилла к оси  $c$ . Шестерные кольца связываются вместе в трехмерную структуру Al-октаэдрами и  $\text{BeO}_4$ -тетраэдрами, при этом они расположены вне колец так, что в структуре создаются крупные вертикальные каналы с переменным сечением по высоте. Примеси  $\text{Li}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ , по-видимому, размещаются в октаэдрических пустотах, замещая Al. В каналах, идущих через центр  $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ -колец, располагаются крупные катионы Cs, Rb, K и Na, а также молекулы воды (см. рис. 6). Интересно, что увеличение ионного радиуса щелочных металлов вызывает увеличение параметра  $c$  и в меньшей степени  $a$ .

**Миларит  $\text{KCa}_2(\text{Al}, \text{Be})_3[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}] \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$**

Гексагональный

$$D_{2h}^{2h} = P6/mcc$$

$$a = 10,43 \text{ \AA}$$

$$Z = 2$$

$$c = 13,85 \text{ \AA}$$

$$d_x = 2,52 \text{ г/см}^3$$

Структура миларита (Белов, Тархова, 1951; Ito, Morimoto, Sadapaga, 1952) составлена двойными гексагональными кольцами состава  $[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$ , которые сочленяются вместе в трехмерную постройку  $[\text{BeO}_4]$ -

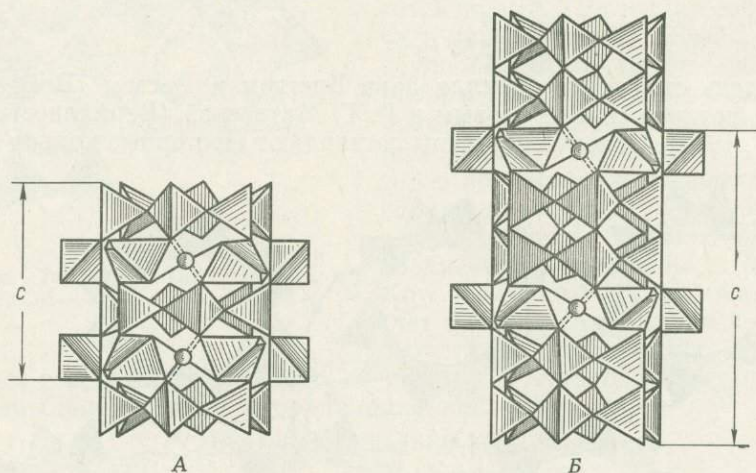


Рис. 7. Сравнение структур берилла (А) и миларита (Б)

и  $[\text{AlO}_4]$ -тетраэдрами. Атомы Be и Al, по-видимому, статистически замещают друг друга. Структура минерала имеет сходство с бериллом (рис. 7). В миларите атомы Ca находятся в октаэдре, окруженные шестью атомами O, по одному атому O из каждых шести соседних колец. Атомы K располагаются на шестерной оси между двумя  $[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]$ -кольцами, при координации 12-ю ионами кислорода. Молекулы воды, по-видимому, лежат в пустотах, образованных двумя кольцами.



## Цепочечные силикаты

### Лейкофан $\text{CaNaBeSi}_2\text{O}_6\text{F}$

Ромбический

$$D_2^1 = P2_12_12_1$$

$$Z = 4$$

$$d_x = 2,96 \text{ г/см}^3$$

$$a = 7,401 \text{ \AA}$$

$$b = 7,42 \text{ \AA}$$

$$c = 9,939 \text{ \AA}$$

Структурная модель, предложенная Варреном (1930 г.), была успешно подтверждена в 1953 г. Смитом. Кристаллическая структура с подробным описанием и координатами атомов была решена Каннилло и др. (Cannillo e. a., 1967). Модель лейкофана близка к мелилито-вой. В структуре лейкофана групп  $[\text{Si}_2\text{O}_7]$  нет.  $[\text{SiO}_4]$ -тетраэдры образуют зигзагообразные цепи, расположенные почти параллельно (001) (рис. 8). Эти цепочки связываются  $[\text{BeO}_4]$ -тетраэдрами и образуют сетки, между которыми находятся атомы Ca и Na. Если не делать различий между  $[\text{SiO}_4]$ -,  $[\text{BeO}_4]$ - и  $[\text{MgO}_4]$ -тетраэдрами, то лейкофан можно считать однослойным силикатом подобно мелилиту (и мелинофану). Кремнекислородные цепочки обуславливают  $\{100\}$  и  $\{101\}$  спайность, в то время как  $\{001\}$  спайность определяется существованием сеток, подобных мелилиту (см. рис. 8).

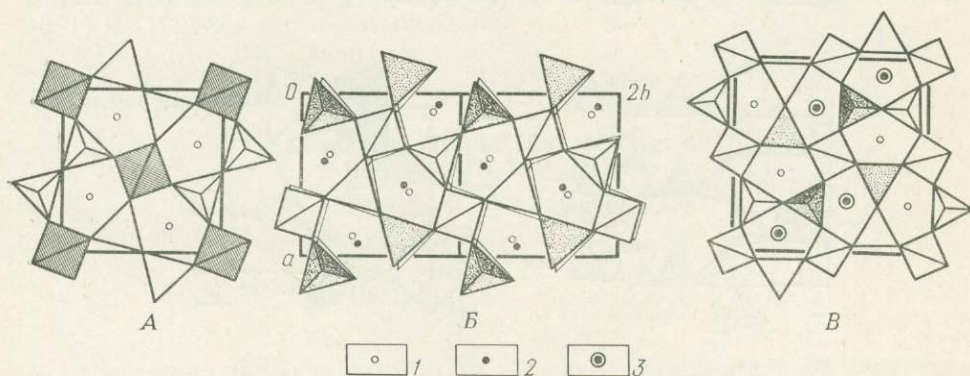


Рис. 8. Кристаллические структуры мелилита (А, проекция вдоль [001]), лейкофана (Б) и мелинофана (Б,  $1/2$  часть ячейки спроектирована вдоль [001]).

1 — Ca; 2 — Na; 3 — (Na, Ca). Тетраэдры: Si — светлые; Mg — штриховка; Be — точки

Различие между кристаллическими структурами мелилита и лейкофана обусловлено, согласно Захариясену, наличием в последней фтора.

### Мелинофан $\text{Ca}(\text{Na}, \text{Ca})\text{BeSi}_2\text{O}_6\text{F}$

Тетрагональный

$$S_4^2 = I\bar{4}$$

$$Z = 8$$

$$d_x = 3,02 \text{ г/см}^3$$

$$a = 10,516 \text{ \AA}$$

$$c = 9,887 \text{ \AA}$$



Захариасен (Zachariasen, 1930) указал на связь химических и кристаллографических параметров мелилита и мелинофана. Этот вывод делают и последние исследователи структуры мелинофана (Cappillo e. a., 1967). В мелинофане (как и в лейкофане) диортогрупп кремния нет, тетраэдры  $[\text{SiO}_4]$  образуют 16-членные кольца, центры которых занимают одиночными  $[\text{SiO}_4]$  (см. рис. 8), соединенными с кольцами

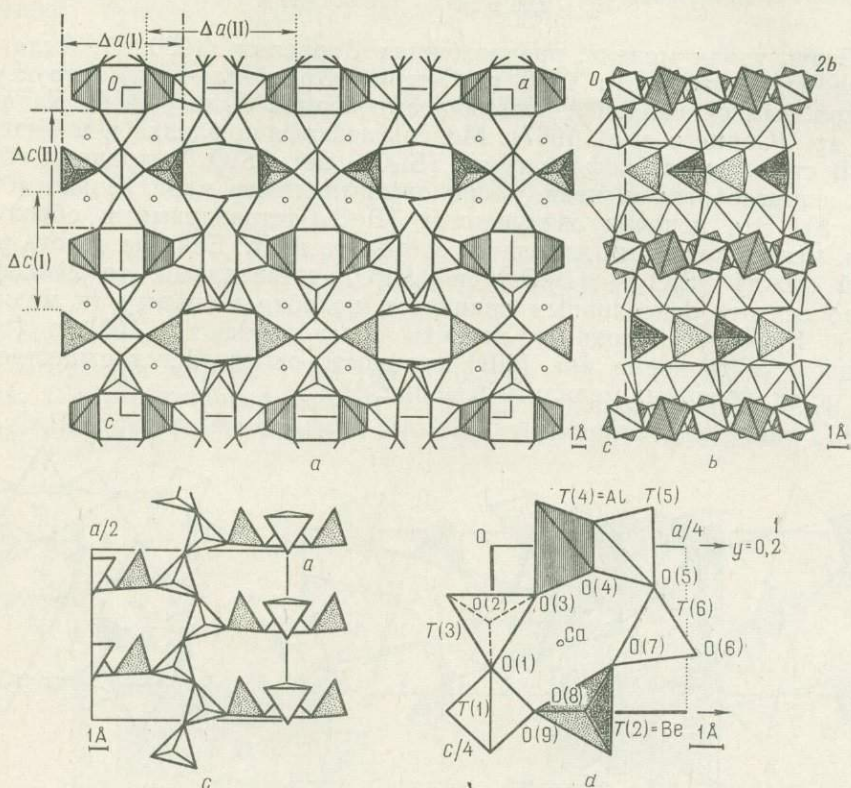


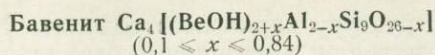
Рис. 9. Кристаллическая структура бавенита:

*a* — проекция вдоль *b* элементарной ячейки; *b* — проекция вдоль *a* элементарной ячейки; *c* — проекция вдоль *c* элементарной ячейки; *d* — проекция 1/16 элементарной ячейки, на которой выделены атомы. Светлые кружки — Ca. Тетраэдры: светлые — Si, штриховка — Al, точки — Be

посредством  $[\text{BeO}_4]$ -тетраэдров. Как и в мелилите, вся система тетраэдров образует двухэтажные сетки, параллельные (001), которые связываются вместе Ca и (Na, Ca), расположенными между ними. В структуре мелинофана кальций находится в двух позициях:  $\frac{2}{3}$  Ca и  $\frac{1}{3}$  Na располагаются в одной позиции, а один атом Ca — в другой. Каждый атом Ca окружен пятью атомами O и F и двумя кислородами. Эти два атома фактически не входят в координационный многогранник Ca. Оставшиеся атомы кислорода, окружающие Ca, находятся в углах искаженной тригональной призмы. Атомы (Na, Ca) окружаются четырьмя атомами кислорода и двумя атомами фтора. Координационным полиэдром (Na, Ca), учитывая только кратчайшие расстояния, будет



искаженная тригональная призма. Если не делать различий между  $[\text{SiO}_4]$ - и  $[\text{BeO}_4]$ -тетраэдрами, то мелинофан можно классифицировать как слоистый бериллийсиликат, что не вполне корректно, учитывая различные позиции Si и Be в структуре.



Ромбический

$$D_{2h}^{17} = Cmcn \quad a = 23,19 \text{ \AA}$$

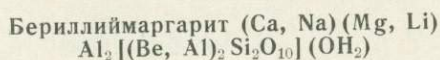
$$Z = 4 \quad b = 5,005 \text{ \AA}$$

$$d_x = 2,80 \text{ г/см}^3 \quad c = 19,39 \text{ \AA}$$

Структура представляет собой сложный бериллиево-кремниевый каркас, в каналах которого находятся крупные катионы Ca в семерной координации (рис. 9). Характерной особенностью структуры является отсутствие пустых каналов, в связи с этим вода не носит цеолитного характера.

Упорядоченное распределение в структуре бавенита Be- и Al-тетраэдров и наличие цепочек из кремнистых тетраэдров определяет различную прочность связей. Самыми слабыми оказываются связи между Be- и Si-тетраэдрами, что обуславливает спайность по направлениям (001) и (100) и пластинчатый облик.

### Слоистые силикаты



Моноклинный

$$C_{2h}^{2/m} = C2/c \quad a = 5,13 \text{ \AA}$$

$$Z = 4 \quad b = 8,92 \text{ \AA}$$

$$d_x = 3,02 \text{ г/см}^3 \quad c = 19,50 \text{ \AA}$$

$$\beta = 99^\circ 30'$$

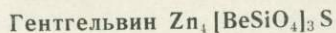
Структура бериллиймаргарита является производной от структуры слюды. В кремнекислородных сетках, где в результате замещения кремния на алюминий до отношения 1:1 возникает двойной заряд, в межслоевое пространство для его компенсации входят атомы Ca, размещаясь в центре гексагонально-тригональных колец. Находясь в шестерной призматической координации, атомы Ca прочно связывают алюмокремнекислородные слои вместе (Takcuchi, Sadanaga, 1959). Вероятно, Be замещает Al в тетраэдрах.

### Каркасные силикаты

**Группа гельвин-даналита**

$$T_d^4 = \bar{P}43n \quad \text{Кубический}$$

$$Z = 2$$



$$d_x = 3,7 \text{ г/см}^3 \quad a = 8,12 \text{ \AA}$$



Даналит  $\text{Fe}_4[\text{BeSiO}_4]_3\text{S}$

$$d_x = 3,4 \text{ г/см}^3 \quad a = 8,20 \text{ \AA}$$

Гельвин  $\text{Mn}_4[\text{BeSiO}_4]_3\text{S}$

$$d_x = 3,2 \text{ г/см}^3 \quad a = 8,27 \text{ \AA}$$

Гельвин имеет структуру каркасного содалита  $\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}\text{Cl}$  с замещением марганца натрием, алюминия — бериллием и серы — хлором (Pauling, 1930). В основе структуры лежит каркас из связанных всеми вершинами бериллиевых и кремниевых тетраэдров, которые образуют большие клетки, состоящие, по-видимому, из 24 тетраэдров. В клетках располагаются атомы S. В гельвине атомы Mn лежат внутри шестигранных отверстий и, согласно Паулингу, окружаются одной серой и тремя атомами кислорода. Электростатическое правило валентности удовлетворяется. Сила связи от Si, Be и Mn равна соответственно 1,  $1/2$  и  $1/2$ . Каждый атом кислорода находится в контакте с одним Si, одним Be и одним Mn, в сумме давая заряд 2. Каждый атом серы находится в контакте с четырьмя Mn, дающими заряд 2. Даналит и гентгельвин изоструктурны с гельвином.



## Глава IV

# МИНЕРАЛЫ БЕРИЛЛИЯ

## ХРИЗОБЕРИЛЛ



Как основной бериллиевый минерал хризоберилл встречается совместно с бериллом, фенакитом, гельвином, эвклазом, таафеитом в месторождениях двух формаций: флюорит-бертрандит-фенакитовой и бериллийсодержащих скарнов.

Хризоберилл может использоваться для получения металлического бериллия, его сплавов и соединений. Красиво окрашенные и прозрачные кристаллы хризоберилла (александрит и цимофан) являются драгоценными ювелирными камнями.

### Физические свойства и химический состав

*Химический состав.* Теоретически хризоберилл содержит BeO 19,71%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 80,29%. Реальный состав незначительно отличается от теоретического (табл. 5): BeO 16,68—20,69%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 72,46—78,88%. Содержание других компонентов непостоянно и, по-видимому, отражает химизм среды минералообразования. Присутствие в хризоберилле щелочей, фтора и воды, несомненно, обусловлено включениями других минералов. Хром, ванадий, галлий, олово и железо изоморфно замещают алюминий, что подтверждается экспериментальными работами.

*Морфология выделений хризоберилла.* Форма и размер кристаллов хризоберилла зависят от условий кристаллизации. В гранитных пегматитах хризоберилл образует отдельные кристаллы, двойниковые и тройниковые сростания с четкими и правильными гранями. Кристаллы (размером до нескольких сантиметров) толстотаблитчатые по (100), иногда коротко- и длиннопризматические (удлиненные по оси *c*, реже *a*). Часто встречаются уплощенные тройники, образующие псевдогексагональные кристаллы с входящими углами. Реже наблюдаются двойники. На гранях кристаллов (100) и (010) отмечается грубая штриховка.

Хризоберилл из метасоматических месторождений в карбонатных породах обычно мелкозернистый. Размер его выделений составляет десятые, сотые и даже тысячные доли миллиметра. Наиболее распространенная форма выделений — мелкокристаллические агрегаты, обра-



## Химический состав хризоберилла, вес. %

Компоненты	Флюорит-бертраунд-фенакитовая формация			Слюдисто-флюорит- берилловая формация			Бериллийсодержащие пегматиты	
	Топаз-флюорит-хризоберилловый тип		Турмалин-флюорит-хризоберилловый тип	Флогопит-маргарит-берилловый тип			Танталит-берилловые пегматиты	
	Минеральная ассоциация							
	мусковит-флюорит-амезит-диаспор-топазовая, ан. 1	мусковит-флюоритовая, ан. 2	флюорит-мусковит-эфрезит-турмалиновья, ан. 3	маргарит-биотит-берилловья, ан. 4	флогопит-олигоклаз-фенакитовая, ан. 5	флюорит-апатитовая, ан. 6	кварц-микроклинцовая, ан. 7	кварц-мусковитовая, ан. 8
SiO <sub>2</sub>	4,47	6,40	—	2,43	1,90	—	—	3,94
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,06	—	Следы	0,34	—	0,55	0,59
SnO <sub>2</sub>	—	—	0,83	0,04	0,12	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	73,50	72,46	77,66	75,26	76,00	78,88	76,34	73,43
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	0,30	0,08	Следы	—	0,003
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,98	0,89	0,68	0,31	0,57	} 3,05	—	0,85
FeO	0,41	0,30	—	1,41	1,39		3,60	0,36
BeO	18,78	16,68	20,69	18,74	19,05	18,05	19,15	18,84
MnO	Следы	Следы	—	—	—	0,12	—	0,06
MgO	0,10	0,31	—	—	0,65	0,35	—	0,20
CaO	0,87	0,46	—	1,51	0,27	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	0,24	0,28	—	—	—	—	—	0,09
K <sub>2</sub> O	0,43	0,56	—	—	—	—	—	0,20
F	0,42	—	—	—	—	—	—	0,41
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,34	1,20	—	0,10	—	—	0,30	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	—	0,10	—	—	0,10
Сумма	100,60	99,60	99,86	100,10	100,47	100,45	99,94	99,173
Аналитик	А. А. Липатова		М. Е. Казакова			В. С. Салтыкова	Schoder	—
Источник	Е. П. Шпанов (1970)	И. И. Куприянова	И. Н. Говоров	К. А. Власов, Е. И. Кутукова (1960)			Waldschmidt, Gaines (1939)	А. И. Гинзбург (Бериллиевые минералы..., 1973)
		Бериллиевые минералы..., 1973						

## Кристаллохимические формулы хризоберилла

- Ан. 1. (Al<sub>1,89</sub>Fe<sub>0,03</sub>Ca<sub>0,01</sub>)<sub>1,93</sub>(Be<sub>1,01</sub>Si<sub>0,06</sub>)<sub>1,07</sub>O<sub>4</sub>  
 Ан. 2. (Al<sub>1,92</sub>Fe<sub>0,03</sub>Ca<sub>0,01</sub>Mg<sub>0,01</sub>)<sub>1,97</sub>(Be<sub>0,94</sub>Si<sub>0,06</sub>)<sub>1,00</sub>O<sub>4</sub>  
 Ан. 3. (Al<sub>1,99</sub>Fe<sub>0,01</sub>Sn<sub>0,01</sub>)<sub>2,01</sub>Be<sub>1,08</sub>O<sub>4</sub>  
 Ан. 4. (Al<sub>1,90</sub>Fe<sub>0,04</sub>Ca<sub>0,03</sub>Cr<sub>0,01</sub>)<sub>1,98</sub>(Be<sub>0,96</sub>Si<sub>0,05</sub>)<sub>1,01</sub>O<sub>4</sub>  
 Ан. 5. (Al<sub>1,91</sub>Fe<sub>0,03</sub>Mg<sub>0,02</sub>Ca<sub>0,01</sub>Ti<sub>0,01</sub>)<sub>1,98</sub>(Be<sub>0,97</sub>Si<sub>0,04</sub>)<sub>1,01</sub>O<sub>4</sub>  
 Ан. 6. (Al<sub>1,99</sub>Fe<sub>0,05</sub>Mg<sub>0,01</sub>)<sub>2,05</sub>Be<sub>0,93</sub>O<sub>4</sub>  
 Ан. 7. (Al<sub>1,96</sub>Fe<sub>0,06</sub>Ti<sub>0,01</sub>)<sub>2,03</sub>Be<sub>1,00</sub>O<sub>4</sub>  
 Ан. 8. (Al<sub>1,89</sub>Fe<sub>0,02</sub>Mg<sub>0,01</sub>Ti<sub>0,01</sub>)<sub>1,93</sub>(Be<sub>1,00</sub>Si<sub>0,06</sub>)<sub>1,06</sub>O<sub>4</sub>



зующие волнисто-изогнутые полоски. Иногда хризоберилл представлен таблитчатыми, пластинчатыми и короткопризматическими формами, образующими тройниковые и радиально-лучистые сростания. Реже наблюдаются колломорфные, скрытокристаллические агрегаты. Колломорфный хризоберилл нередко образует сферолитовые агрегаты с концентрически-зональным строением.

**Цвет. Блеск.** Хризоберилл обычно бледно-желтый, белый, бесцветный, зеленовато-желтый, а александрит зеленый, при искусственном освещении фиолетово-красный. Окраска александрита обусловлена ионами  $\text{Cr}^{3+}$ . Цимофан — золотисто-желтый с синеватым отливом. Блеск стеклянный. Мелкокристаллические разности имеют фарфоровидный, слегка жирный блеск.

**Спайность.** Отчетливо наблюдается только в крупных кристаллах: совершенная по (011), несовершенная по (010) и слабая по (100).

**Твердость.** 8,4. Микротвердость 1692—1927 кг/мм<sup>2</sup>.

**Плотность.** Обычно 3,63—3,84 г/см<sup>3</sup>.

**Оптические свойства.** Двусный, положительный. Плоскость оптических осей (010). Удлинение положительное.  $Ng=c$  (рис. 10). Показатели преломления:  $n_g=1,753-1,758$ ;  $n_m=1,747-1,749$ ;  $n_p=1,744-1,747$ ;  $n_g-n_p=0,009-0,011$ .  $2V$  сильно колеблется от 10 до 72°. Дисперсия  $r \geq v$ . В проходящем свете бесцветный, зеленовато-желтый, коричневый. Тонкокристаллические разности иногда обнаруживают почти полную непрозрачность, обусловленную наличием большого количества точечных включений, а также чрезвычайной тонкокристаллическостью. Окрашенные разности (александрит) проявляют отчетливый плеохроизм:  $Ng$  — светло-зеленый до изумрудно-зеленого;  $Nm$  — зеленовато-желтый до бесцветного;  $Np$  — светло-желтый, светлый зеленовато-желтый, фиолетово-красный.

**Инфракрасный спектр** поглощения в области 2000—500 см<sup>-1</sup> (Плюснина, 1963) имеет интенсивную полосу поглощения 1102 см<sup>-1</sup>, слабые полосы в интервале 1162—963 см<sup>-1</sup> полосы 795, 779, 753 см<sup>-1</sup>. Менее интенсивные полосы поглощения в области 666—500 см<sup>-1</sup> отражают колебания тетраэдра  $\text{BeO}_4$ . Колебания октаэдрической группы  $\text{AlO}_6$  вызывают появление полосы 535 см<sup>-1</sup>.

**Условный потенциал ионизации**  $y=188,9$  ккал/моль (Жариков, 1967). Формульный вес 126,973 г. Объем элементарной ячейки  $227,9 \times 10^{-24}$  см<sup>3</sup>. Молярный объем 34,32 см<sup>3</sup>.

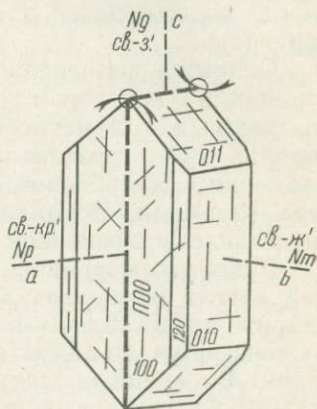


Рис. 10. Оптическая ориентировка хризоберилла. По В. Е. Тререгу, 1958

## Условия нахождения и минеральные ассоциации

Хризоберилл широко распространен во многих типах гидротермальных месторождений и в некоторых из них образует промышленные концентрации.



Месторождения флюорит-берtrandит-фенакитовой формации. Хризоберилл появляется в существенных количествах в месторождениях, развивающихся в породах карбонатного состава. Выделяются два типа месторождений: топаз-флюорит-хризоберилловый и турмалин-флюорит-хризоберилловый.

1. Топаз-флюорит-хризоберилловые месторождения локализируются в экзоконтактной зоне гранитных массивов, прорывающих переслаивающиеся карбонатные и алюмосиликатные породы. Карбонатные породы, как правило, представлены мраморизованными известняками, иногда содержащими доломит, и обычно в той или иной степени скарированы.

Основная концентрация хризоберилла наблюдается в карбонатных породах на некотором удалении от гранитных массивов. В пределах последних и в их непосредственных экзоконтактах в алюмосиликатных породах часто развиваются кварцево-жильные и грейзеновые месторождения с молибденовой, вольфрамовой, оловянной и висмутовой минерализациями. Бериллиевые минералы здесь также встречаются и представлены в основном бериллом.

Руды рассматриваемых месторождений имеют сложный минеральный состав и образовались в скарновый и гидротермальный этапы. Скарны представлены небольшими линзообразными телами магнетит-диопсид-везувиан-андраитового состава, иногда с шеелитом и касситеритом. Во время последующего этапа, связанного с поступлением гидротермальных растворов, образовались метасоматические тела топаз-флюоритового, мусковит-топаз-флюоритового и амезит-мусковит-флюоритового состава, сопровождаемые штокверком мусковит-флюоритовых, мусковит-топазовых, мусковит-диаспор-топазовых прожилков, содержащих хризоберилл, вольфрамит, шеелит, касситерит, сфалерит и галенит.

Хризоберилл встречается как по зальбандам, так и в центральных частях прожилков. Вблизи зальбандов он образует полосчатые скопления мельчайших (сотые доли миллиметра) таблитчатых зерен, находящихся в прорастании с мусковитом. Иногда на эти полоски к центру прожилков нарастают более крупные (до 0,3 мм) короткопризматические кристаллы хризоберилла. В центре прожилков располагаются более крупные кристаллы (до 0,5 мм), часто образующие характерные тройниковые сростки с входящими углами или радиально-лучистые агрегаты. В меньшем количестве хризоберилл наблюдается среди мусковит-флюоритовых и амезит-флюоритовых пород без видимой связи с прожилками. В них он образует мелкокристаллические агрегаты, слагающие волнистые полоски, тонколучистые сферолиты, зональные линзообразные кристаллы или зерна неправильной формы.

2. Турмалин-флюорит-хризоберилловые месторождения обычно располагаются в экзоконтакте гранитных массивов, внедрившихся в толщу известняков, часто переслаивающихся с прослоями кремнистых известников и сланцев. Кроме хризоберилла на этих месторождениях встречаются фенакит и эвклаз. Руды представлены мелкозернистой породой фиолетового цвета, часто полосчато-фестончатой текстуры, обусловленной закономерным расположением слюдисто-турмалиновых и турмалиновых полосок с фестончатыми краями среди среднезернистой существенно флюоритовой массы. Местами текстура приближается к плейча-



гой. Хризоберилл выделяется в фестончатых прожилках. Он выполняет промежутки между зернами флюорита, занимая место турмалина и слюды, или же образует вокруг зерен флюорита венцовые структуры.

В участках развития слюдисто-флюорит-фенакитовых и турмалин-флюорит-касситерит-фенакитовых руд наряду с фенакитом присутствует и хризоберилл. Он приурочен к слюдистым прожилкам и образует небольшие тонкоагрегатные скопления в центральной части и в зальбандах прожилков.

На одном из месторождений этого типа развиты турмалин-флюоритовые руды с фенакитом, хризобериллом и сульфидами. Рудные тела локализуются в зонах экзо- и эндоконтактов даек гранит-порфиоров, прорывающих переслаивающиеся слюдяные сланцы, доломитизированные известняки и доломиты.

Текстурно-структурные особенности руд и минеральная форма нахождения в них бериллия зависят от состава вмещающих пород. В рудах, образовавшихся по алюмосиликатным породам, содержатся фенакит, бертрандит и берилл, а в рудах по карбонатным породам — фенакит и хризоберилл или один хризоберилл.

Руды с хризобериллом представлены мелко- и тонкозернистой породой массивной, пятнистой и ритмично-полосчатой текстуры. Полосчатость обусловлена чередованием существенно турмалиновых и флюоритовых полос. В состав руд входят турмалин, флюорит, селлаит, хлорит, фенгит и сульфиды (галенит, сфалерит, арсенопирит и пирит). Хризоберилл образует агрегаты полупрозрачных зерен округлой формы, реже встречаются мелкие кристаллы, имеющие в шлифах ромбические сечения. Нередко тонкозернистые (0,01—0,03 мм) агрегаты хризоберилла обрастают кристаллами ромбоздрического и призматического облика с характерными секториальными тройниками.

Хризоберилл тесно ассоциируется с флюоритом и селлаитом, образуя тонкие прерывистые полосы на границе зерен турмалина и флюорита.

На этом же месторождении (Новикова, 1967) отмечается развитие хризоберилла по фенакиту.

Месторождения формации бериллийсодержащих скарнов. Месторождения бериллийсодержащих скарнов характеризуются значительным развитием скарнообразования с последующим наложением процесса грейзенизации. Они представлены либо магнетит-хризоберилл-гельвиновыми рудами, залегающими в известняках, либо сянхуалинит-таафеит-хризоберилловыми рудами, развивающимися по доломитам.

1. Магнетит-хризоберилл-гельвиновые месторождения являются комплексными. Помимо железа (магнетит), фтора (флюорит) и бериллия (гельвин и хризоберилл) руды часто содержат в повышенных количествах бор, ванадий, скандий, редкие земли, галлий, кобальт, никель, селен, теллур, висмут, серебро.

Руды часто имеют волнисто-полосчатое строение. Хризоберилл встречается среди слюдисто-флюоритовых полосок, обычно в тесном срастании с пластинчатыми агрегатами мушкетовита и ферримусковита. Хризоберилл образует пластинчатые кристаллы размером 0,05—0,1 мм, слагающие сноповидные и радиально-лучистые агрегаты. Характерно



обрастание хризобериллом магнетита в виде узких каемок. Другие бериллиевые минералы представлены гельвином, бавенитом, бериллом, реже бертрандитом.

В одном из месторождений подобного типа хризоберилл является основным бериллиевым минералом, хотя наряду с ним здесь присутствуют в небольшом количестве берилл, миларит и бавенит. Хризоберилл концентрируется в протолитионит-флюорит-магнетитовых породах, которые слагают руды месторождений. Последние развиваются при замещении гранат-везувиановых и гранатовых скарнов. Руды также содержат мусковит, турмалин, хлорит, сфен, альбит, калиевый полевой шпат. Они характеризуются тонкополосчатым, фестончатым строением. Хризоберилл образует мелкие (0,05—0,01 мм и меньше) кристаллы, часто наблюдаются тройниковые сростания.

В этих породах хризоберилл тесно ассоциируется с магнетитом (Зубков и др., 1968). Иногда встречаются агрегаты кристаллов, сцементированные адуляром.

В более редких случаях хризоберилл обнаруживается в полевошпатовых прожилках с бериллом, которые пересекают скарны. В состав прожилков входят калиевый полевой шпат, альбит, берилл, кварц, протолитионит, флюорит, топаз. Размер выделений хризоберилла в прожилках составляет 0,5—1 см в поперечнике. Минерал представлен как ксеноморфными зернами, так и характерными тройниками.

2. Сянхуалинит-таафеит-хризоберилловые месторождения охарактеризованы более подробно при описании таафеита. Хризоберилл в них приурочен к зальбандам цинвальдитовых жил и прожилков, пересекающих скарнированные известняки, и ассоциируется с таафеитом, шпинелью, флюоритом, кальцитом, флюоборитом.

Как второстепенный и акцессорный минерал хризоберилл присутствует во флогопит-маргарит-берилловых месторождениях (Власов, Кутукова, 1960), в гранитных и щелочных пегматитах, в альбитизированных и грейзенизированных гранитах (Альбитизированные..., 1962), в кварц-силлиманитовых жилах (Минералы, т. II, 1967).

Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы.

1. Хризоберилл образуется в широком диапазоне температуры и давления, он встречается в месторождениях различных генетических типов.

2. Для образования хризоберилла решающим фактором являются особенности среды минералообразования. Широко распространен хризоберилл в породах, обедненных кремнием (известняки, доломиты и бескварцевые породы повышенной основности). Рудоносные растворы в этом случае обогащены алюминием по сравнению с кремнием. Об этом свидетельствует появление в парагенетических ассоциациях с хризобериллом минералов с высоким алюмокремниевым отношением — амезита, топаза, маргарита, диаспора, акдалаита, корунда.

3. Особенностью рудообразующих растворов является также сравнительно пониженное содержание в них щелочей — в рудах обычно отсутствуют полевые шпаты; наряду с мусковитом появляется маргарит.

4. Сравнительно широкое развитие сульфидов в ассоциации с хризобериллом, а также появление гельвина указывают на восстановительные условия и повышенную активность серы.



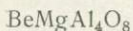
## Процессы изменения хризоберилла и диагностические признаки

Хризоберилл относится к числу устойчивых минералов и в гипергенных условиях не изменяется. Обладая сравнительно большой прочностью, он хорошо сохраняется в россыпях. В гидротермальных условиях хризоберилл иногда замещается по трещинам каолинитом, а также карбонатом и мелкой чешуйчатой слюдой типа жильбертита (Влазов, Кутукова, 1960). Эти изменения, по-видимому, вызываются поздними низкотемпературными гидротермальными растворами. В пегматитах хризоберилл замещается агрегатом мусковита и берилла, а в месторождениях флюорит-берtrandит-фенакитовой формации часто разьедается мусковитом и флюоритом.

При нахождении крупных выделений (более 0,1 мм) хризоберилл легко диагностируется обычными оптическими методами. Наиболее важны следующие его свойства: двусный положительный, высокие показатели преломления (1,736—1,757), низкое двупреломление (0,006—0,010), удлинение положительное, часто наблюдаемые тройниковые срастания с входящими углами.

В месторождениях флюорит-берtrandит-фенакитовой формации диагностика тонкокристаллического «колломорфного» хризоберилла обычными оптическими методами бывает затруднена, так как его легко можно принять за корунд, гранат, таафеит или шпинель. Для точной диагностики тонкокристаллического хризоберилла следует применять рентгеноструктурный метод.

### ТААФЕИТ



Таафеит довольно редкий бериллиевый минерал. Установлены две политипные модификации таафеита — гексагональная *4H* и ромбическая *9R*.

Модификация *4H* обнаружена в значительном количестве в КНР на месторождении Сянхуалинь (Пэн Чжи-чжунь и др., 1964) в контактово-метасоматических образованиях, развивающихся по доломитам и доломитсодержащим известнякам. В Австралии (Hudson, Wilson, 1967) во флогопитизированных метапироксенитах была встречена новая политипная модификация таафеита (*9R*).

Самостоятельного промышленного значения минерал пока не имеет. Были сделаны попытки использовать его в качестве драгоценного камня (известны два ограненных кристалла из коллекции Э. Тааффе).

### Физические свойства и химический состав

*Химический состав.* Таафеит — сложный окисел алюминия, берилля и магнезия. Теоретический состав: BeO 9,29%; MgO 14,97%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 75,74%. Известны два анализа таафеита (табл. 6): гексагональной модификации *4H* и ромбоэдрической модификации *9R*. По этим анализам устанавливаются значительные колебания BeO (11,0 и 5,5%), а также различные содержания окисного и закисного железа; во втором анализе отмечаются следы хрома.



## Химический состав таафита, вес. %

Компоненты	Модификация 4H, ан. 1	Модификация 9R, ан. 2
SiO <sub>2</sub>	—	0,30
TiO <sub>2</sub>	—	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	70,0	71,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,9	0,40
FeO	—	6,78
BeO	11,0	5,50
MnO	—	0,02
MgO	13,4	15,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,02
С у м м а	100,3	100,24
Аналитик	М. Н. Ней	Sutherland
Источник	Минералы, т. II, 1967	Hudson e. a. (1967)

## Кристаллохимические формулы

Ан. 1.  $Be_{1,20}Mg_{0,80}(Al_{3,73}Fe^{3+}_{0,20})_3O_8$

Ан. 2.  $(Be_{0,62}Si_{0,01})_{0,63}Mg_{1,11}Fe^{2+}_{0,27}(Al_{3,97}Fe^{3+}_{0,01})_3O_8$

**Морфология выделений.** Модификация 4H встречается в виде мелких кристаллов — гексагональных пирамид и призм, а также тонкозернистых агрегатов. Наблюдаются закономерные эпитаксические сростания с нигеритом (Пэн Чжи-чжунь и др., 1964). Модификация 9R образует небольшие таблитчатые и пластинчатые кристаллы.

**Цвет. Блеск.** Минерал бесцветный, зеленоватый, бледный оливково-зеленый. Иногда полупрозрачен до прозрачного. Блеск стеклянный. В модификации 4H спайность не отмечается. В модификации 9R спайность совершенная по (0001) и хорошая по ромбоэдру.

**Твердость.** 8.

**Плотность.** Для модификации 4H 3,60—3,613 г/см<sup>3</sup> (вычисл. 3,43), для 9R 3,68 г/см<sup>3</sup> (вычисл. 3,69).

**Оптические свойства.** В проходящем свете таафит бесцветный или слабо-зеленоватый. Не плеохроирует (4H) или слабо плеохроирует (9R). Одноосный, отрицательный, иногда аномально двуосный с 2V до 15°. Показатели преломления:  $n_o=1,736$ ;  $n_e=1,727$  (4H из Китая);  $n_o=1,7230—1,7208$  и  $n_e=1,7182—1,7167$  (4H — ювелирная разность);  $n_o=1,739$ ;  $n_e=1,735$  (9R из Австралии).

Двупреломление  $n_o-n_e=0,004—0,009$ .

**Люминесценция.** В ультрафиолетовых лучах не светится. Под действием рентгеновых лучей обнаруживает зеленое свечение.

**Условия нахождения и минеральные ассоциации**

Таафит обнаружен пока только на двух месторождениях. На месторождении Сянхуалинь (КНР) таафит (модификация 4H) встречается в циннвальдитовых прожилках, пересекающих скарны, развившиеся



ся по доломитам и доломитизированным известнякам на контакте с крупным гранитным интрузивом (Пэн Чжи-чжунь и др., 1964). Таафеит приурочен к зальбандам этих прожилков, где встречается совместно с зеленой шпинелью, хризобериллом, флюоритом и кальцитом. Иногда наблюдается и в самих жилах в ассоциации с флюоритом, бертрандитом, сянуалинитом.

На другом участке таафеит встречается в ассоциации с флогопитом, флюоритом, кальцитом и нигеритом, с которыми образует эпитактические сростания.

Политипная модификация таафеита 9R обнаружена в Австралии (Hudson, Wilson, 1967) во флогопитизированных пироксенитах и перидотитах в 25—30 м от контакта крупного массива адамеллитов, имеющих черты сходства с чарнокитовыми породами. Таафеит в ассоциации с темно-зеленой шпинелью и сапфирином выполняет гнезда во флогопитизированных метапироксенитах.

Экзотичность таафеита свидетельствует о сравнительно узких физико-химических условиях его образования. Решающим фактором при этом является насыщенность рудовмещающих пород магнием при обедненности кремнием. Минерал высокотемпературный, характерен для контактово-метасоматических образований.

### Диагностические признаки

Таафеит по многим свойствам близок к хризобериллу (высокая плотность, твердость и показатели преломления при низком двуупреломлении) и отличается лишь оптическими свойствами — он одноосный, отрицательный.

### ФЕНАКИТ

$\text{Be}_2[\text{SiO}_4]$

Фенакит — широко распространенный минерал. Он встречается в месторождениях различных генетических типов, хотя до последнего времени было принято считать, что фенакит типичен для гранитных пегматитов (Бериллиевые минералы... 1973), бериллийсодержащих скарнов и альпийских жил (Weibel, 1960). С открытием различных флюоритовых метасоматитов, обогащенных бериллием, фенакит становится важнейшим промышленно-ценным минералом.

### Физические свойства и химический состав

*Химический состав.* Содержание окиси бериллия в фенаките варьирует от 43,73 до 45,82% (ср. 44%), низкие содержания (39,90%) обусловлены, видимо, присутствием механических примесей других минералов (табл. 7). Расчет химических анализов фенакита точно отвечает формуле  $\text{Be}_2[\text{SiO}_4]$ . Количество воды в фенаките очень незначительно, она фиксируется только методом инфракрасной спектроскопии и (как и в берилле) принимается за высокотемпературную.

Спектральным анализом в фенаките установлены характерные элементы-примеси (табл. 8). Большинство фенакитов содержит марганец



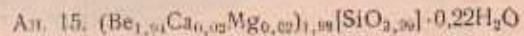
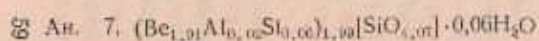
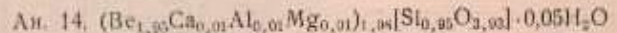
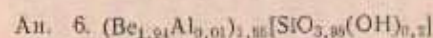
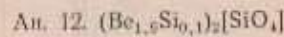
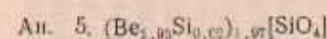
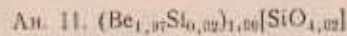
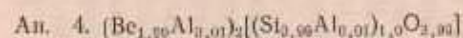
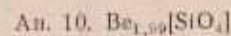
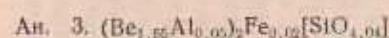
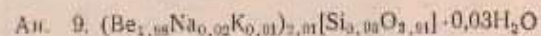
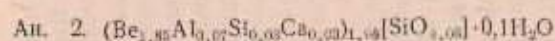
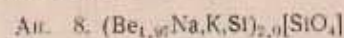
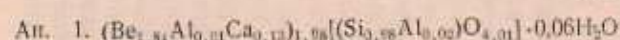
Химический состав фенакита, вес. %

Компо- ненты	Флюорит-фенахит-бертриалитовая формация							Слюдисто-флюорит-берилловая формация		Кварц-вольфрамит-молибденит-берилловая формация		Бериллийсодержащие полевощлатовые метасоматиты		Бериллийсодержащие кварцы		Бериллийсодержащие пегматиты									
	Слюдисто-флюорит-фенахитовый тип		Флюорит-турмалин-касситеритовый тип		Флюорит-фенахит-бертриалитовый тип			Полевощпат-бавейт-фенахитовый тип		Полевощпат-берилл-фенахитовый тип		Флюорит-маргарит-берилловый тип		Кварц-берилловый тип		Полевощпат-гемпельмановый тип		Полевощпат-гемпельманит-бертриалитовый тип		Альбит-флюорит-фенахитовый тип		Гранитные пегматиты		Кварц-полевощпат-берилловый тип	
	флюорит-фенахитовый, ан. 1	турмалин-флюорит-фенахитовый, ан. 2	турмалин-флюорит-касситерит-фенахитовый, ан. 3	кварц-маргарит-фенахитовый, ан. 4	микросиликат-флюорит-фенахитовый, ан. 5	кварц-флюорит-фенахитовый, ан. 6	полевощпат-полевощпатитовый, ан. 7	берилл-кварц-полевощпатитовый, ан. 8	берилл-флюоритовый, ан. 9	флюорит-маргарит-фенахитовый, ан. 10	кварц-полевощпатитовый, ан. 11	микросиликат-кварц-полевощпатитовый, ан. 12	альбит-микросиликат-флюоритовый, ан. 13	альбит-кварц-микросиликатовый, ан. 14	берилл-полевощпатитовый, ан. 15										
SiO <sub>2</sub>	50,93	53,74	54,30	53,77	54,78	54,88	54,27	54,59	52,92	54,50	54,80	57,89	66,00*	52,44	54,40										
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,32	3,09	1,53	0,99	0,38	0,46	0,97	Следы	Следы	0,04	—	—	1,70	0,45	Следы										
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,14	0,16	1,53	0,17	—	—	0,39	0,14	Не обн.	0,14	0,50	0,39	0,40	0,53	0,30										
TiO <sub>2</sub>	Следы	Не обн.	—	Не обн.	0,015	—	0,08	0,04	—	—	—	—	—	Следы	—										
BeO	39,92	39,90	43,73	44,67	43,72	43,67	44,00	44,44	45,82	45,08	44,30	41,90	—	44,92	43,82										
CaO	6,36	1,55	—	0,17	Не обн.	0,12	Не обн.	0,14	0,20	0,006	—	—	0,50	0,69	1,00										
ZnO	—	—	—	—	—	—	—	0,005	—	—	—	—	—	—	—										
MgO	0,10	0,09	—	0,06	Не обн.	Не обн.	Следы	Не обн.	0,13	0,009	—	—	0,28	0,52	0,70										
Na <sub>2</sub> O	0,29	0,16	—	—	0,14	0,12	0,07	0,16	0,63	—	—	—	—	0,16	—										
K <sub>2</sub> O	0,21	0,31	—	—	0,11	0,13	0,09	0,23	0,26	—	—	—	—	0,17	—										
F <sup>-</sup>	—	—	—	0,55	0,31	0,41	Следы	—	—	—	—	—	—	—	—										
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	0,28	0,14	—	—	—	0,097	—	—	—	—	0,16										
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,53	0,86	—	—	Не обн.	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—	—	—	0,08	—										
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,06	—	—	Не обн.	—	—	0,25	0,04	—	—	—	—	—	0,08	—										
П.п.п.	—	—	—	—	0,12	0,30	0,60	—	0,21	—	—	—	—	0,42	—										
GeO <sub>2</sub>	—	—	—	0,0064	—	—	—	0,0003	—	0,019	—	—	—	—	—										
Сумма	99,86	99,86	101,09	100,386	100,025	100,245	100,72	99,785	100,17	99,891	99,60	100,09	—	100,46	100,38										
-O=F <sub>2</sub>	—	—	—	0,23	0,13	0,17	—	—	—	—	—	—	—	—	—										

Аналитик	Т. А. Ухина	В. С. Башмакова	Г. Б. Синоггина	А. А. Колотвинова	Г. Б. Синоггина	Т. А. Ухина, В. И. Юрченкова	М. Е. Казакова	—	Г. Б. Синоггина	Ю. И. Зубынина, Р. Ф. Масарова	—	А. А. Звонкова	В. А. Молева
Источник	М. И. Новикова				И. И. Куприянова	А. И. Гинзбург	К. А. Власов, Е. И. Кутукова (1960)	Lee, Erd (1963)	М. И. Новикова	Л. Б. Зубков	И. Н. Егоров (1967)	А. И. Гинзбург (Бериллиевые минералы..., 1973)	
	Бериллиевые минералы..., 1973						Бериллиевые минералы..., 1973						

\* Микросиликатный анализ.

## Кристаллохимические формулы





Таблица

## Основные свойства фенакитов

Номер анализа	Твердость $H$ , кг/мм <sup>2</sup> $H_0$	Диэлектрическая проницаемость	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Показатели преломления		Параметры элементарной ячейки, Å			Элементы-примеси, %		
				$n_o$	$n_e$	$a$	$c$	$c:a$	Mn	Ge	Ga
1		6,53	2,89	1,656	1,676	12,44	8,25	0,663	0,01		
2	1354 7,7	6,54	3,01	1,654	1,671	12,43	8,231	0,662	0,001	0,001	
3	1469 7,9		2,94	1,655	1,673	12,44	8,24	0,662	0,006	1·10 <sup>-4</sup>	
4	1293 7,6	6,23	2,95	1,653	1,674	12,485	8,261	0,661	0,003	0,004	
5	1362 7,8	6,19	2,96	1,652	1,674	12,484	8,271	0,662	0,001	0,03	
6	1410 7,8	6,06	2,95	1,652	1,674	12,480	8,275	0,663	0,003	0,01	
6a			3,01	1,654	1,670	12,41	8,22	0,662			
6b			2,98	1,654	1,671	12,44	8,23	0,661	0,01	0,057	
7			2,95—3,0	1,654	1,670				0,008		0,001
8	1488 8,0		2,98	1,654	1,670				0,01		
9	1367 7,8	6,22	2,94—3,0	1,654	1,669	12,475	8,279	0,663	0,001		
9a			2,95			12,44	8,26	0,664	0,001	1·10 <sup>-4</sup>	1·10 <sup>-4</sup>
10			2,96	1,654	1,670				2·10 <sup>-4</sup>	0,01	
11			2,96	1,654	1,672				0,01	0,0025	0,0005
12	1332 7,7			1,672	1,652				0,01		
13			2,96	1,656	1,671	12,44	8,326	0,662	0,01		
14			2,96	1,654	1,670						
15			2,96	1,656	1,672						

(0,001—0,01%), свинец (0,001—0,5%) и медь (0,0001—0,005%). В отдельных образцах наблюдаются примеси циркония и элементов редких земель (La и Yb), которые характерны также для материнских интрузивных пород изучаемых месторождений. Германий отмечается почти во всех разновидностях фенакита. Бор установлен в фенакитах из месторождений полевошпат-флюорит-фенакитового типа в количествах 0,06 и 0,015% В<sub>2</sub>О<sub>3</sub> (аналитик В. Г. Хитров) и флюорит-фенакит-берtrandитового типа (0,14—0,28% В<sub>2</sub>О<sub>3</sub>). Фенакит из месторождения Маунт-Уилер (штат Невада) содержит 0,019% GeO<sub>2</sub> и 0,097% В<sub>2</sub>О<sub>3</sub> (Lee, Egd, 1963).

*Морфология выделений.* Для фенакита характерны два основных типа кристаллов: ромбоэдрический и призматический (рис. 11). Последний может быть короткопризматическим, призматическим и длиннопризматическим. По степени распространенности преобладает фенакит призматического облика. Исследованиями, проведенными Т. А. Яковлевской (Бериллиевые минералы..., 1973), а также автором, установлено, что по габитусу кристаллов однозначно судить о генезисе фенакита нельзя, можно говорить только о преобладающем развитии той или иной формы в различных типах месторождений. Так, ромбоэдрические



кристаллы обычно встречаются в прожилках существенно полевошпатового состава в полевошпат-флюорит-фенакитовых и полевошпат-бавенит-фенакитовых месторождениях. В слюдисто-флюорит-фенакитовых месторождениях такие кристаллы изредка наблюдаются среди массивных флюорит-эвклазовых руд, в рудопроявлениях слюдисто-флюорит-берилловой формации они находятся в тесной ассоциации с бериллом и часто им корродируются.

Короткопризматические кристаллы фенакита обычно представлены комбинацией двух гексагональных призм и ромбоэдра. В месторождениях флюорит-берtrandит-фенакитовой формации они встречаются в ассоциации с кварцем и микроклином, достигая 0,1—1 см в длину, при ширине до 3—5 мм. Сравнительно часто короткопризматические кристаллы фенакита наблюдаются также в слюдисто-флюорит-берилловых месторождениях, где среди слюдитов встречаются отдельные кристаллы величиной 4×6 см и более.

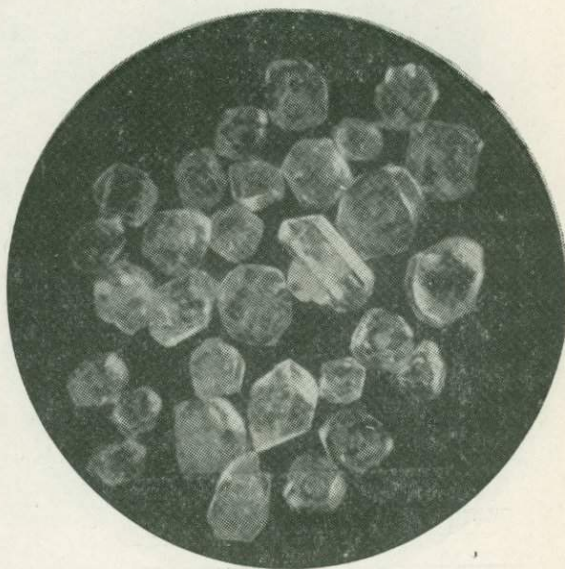


Рис. 11. Короткопризматические кристаллы фенакита. Штуф. Увел. 5

Длиннопризматические кристаллы, как правило, образуют различной формы сноповидные, древовидные образования и сферолиты радиально-лучистого строения размером от долей миллиметра до 3—4 см (рис. 12). Подобные сростки весьма характерны для метасоматических образований месторождений альбит-бавенит-фенакитового, флюорит-берtrandит-фенакитового и турмалин-флюорит-касситерит-фенакитового типов. Сферолиты образованы конусовидно-призматическими или игольчатыми кристаллами, радиально расходящимися из центра. Реже в центре сферолитов отмечаются призматические кристаллы фенакита величиной от долей до 2—5 мм или кристаллики кальцита и флюорита. Нередко наблюдаются полусферические и фестончато-узорчатые образования, сложенные каемками («скорлупками») фенакита, нарощими на анкерит и микроклин. При этом расположение кристаллов фенакита остается четким радиально-лучистым.

Сферолитовые сростки часто имеют зональное строение, обусловленное концентрическим расположением кольцевых зон с различным размером кристаллов фенакита или чередованием мономинеральных зон и зон, в которых фенакит находится в тонком сростании с кальцитом, флюоритом и другими минералами (рис. 13). Кроме того, наблюдаются сложные сферолиты, в центральной части которых заключены два-три небольших сферолита.



Внешняя поверхность сферолитов образована ромбоэдрическими окончаниями лучистых кристаллов. Размер сферолитов варьирует от долей миллиметра до 2—3, реже 4 см в диаметре, а скоплений или обособлений до 10—15 см. В сечении сферолиты имеют гексагональную форму и тесно срастаются между собой без зазоров. Последнее свидетельствует об удивительно равномерном росте отдельных лучей, составляющих сферолиты.

В некоторых месторождениях широко распространены ксеноморфные зерна фенакита. В частности, в месторождениях флюорит-фенакитового и полевошпат-флюорит-фенакитового типов они преобладают над кристаллически-ограниченными образованиями. Ксеноморфные выделения фенакита отличаются разнообразными размерами (от долей до 1 мм) и постоянным присутствием включений жильных минералов, количество которых местами настолько обильно, что зерна фенакита приобретают ситовидное строение.



Рис. 12. Радиально-лучистые сростки фенакита (1) среди флюорита (погашено) и полевого шпата (2). Шлиф. С анализатором. Увел. 18

*Цвет. Блеск.* Фенакит обычно бесцветный и белый, реже зеленовато-серого, желтоватого и розоватого цвета. Блеск стеклянный, слегка жирный и матовый. Излом раковистый. Спайность несовершенная по (001).

*Твердость.* Высокая.

Микротвердость, замеренная Е. К. Аксеновой на приборе ПМТМ-3, колеблется в пределах 1293—1488 кгс/мм<sup>2</sup> (см. табл. 8).

*Плотность.* Варьирует в небольших пределах — от 2,89 до 3,05 г/см<sup>3</sup> (ср. 2,95—2,96).

*Оптические свойства.* Оптически одноосный, положительный. Удлинение положительное. Показатели преломления минерала из различных типов месторождений близки между собой (см. табл. 8). Двупреломление  $n_e - n_o = 0,015 - 0,020$ .

*Рентгенографическое исследование.* Проводилось Н. И. Черновой в камере РКУ-114;  $a$  варьирует от 12,41 Å (ромбоэдрические кристаллы из полевошпат-флюорит-фенакитового месторождения) до 12,485 Å (сферолитовые выделения флюорит-фенакит-бертрандитового месторождения);  $c$  — от 8,22 Å (ромбоэдрический фенакит) до 8,279 Å (короткопризматический из флогопит-маргарит-бериллового месторождения) (см. табл. 8). Таким образом, параметры элементарной ячейки



в какой-то степени связаны с морфологией кристаллов. Отношение  $c:a$  совпадает или очень близко к величине, полученной при гониометрических измерениях кристаллов.

**Люминесценция.** В катодных лучах фенакит люминесцирует голубым цветом с бледно-зеленоватым оттенком, несколько напоминающим люминесценцию шеелита, но более тускло. В ультрафиолетовых лучах



Рис. 13. Концентрически-зональное строение сростков фенакита. Штуф.  
Увел. 10

в длинных волнах люминесцирует слабым светло-фиолетовым цветом, в коротких — несколько сильнее голубовато-фиолетовым.

Термолюминесцентные исследования фенакита были начаты А. Н. Карачковской (1968). Она установила, что фенакит пегматитов имеет кривые термовывесивания с меньшим количеством максимумов — уровней захвата, но обладающих наибольшей интенсивностью по сравнению с фенакитом из изумрудоносных слюдитов и месторождений флюорит-фенакит-берtrandитовой формации. Последнее, по-видимому, свидетельствует о меньших дефектах кристаллической решетки фенакита пегматита, явившейся следствием образования его в более стабильных и высокотемпературных условиях относительно гидротермального фенакита.

**Диэлектрическая проницаемость.** Между величиной диэлектрической проницаемости и формой выделения фенакита наметилась зависимость. Минимальное ее значение обнаружено у фенакита сферических сростков (6,06), у минерала, образующего лучисто-сноповидные агрегаты,  $\epsilon$  несколько больше (от 6,21 до 6,22) и равно  $\epsilon$  короткопризматического фенакита из месторождений флогопит-маргарит-бериллового



типа. Максимальная величина диэлектрической проницаемости (6,59—6,54) у короткопризматического фенакита из биотит-флюорит-фенакитового месторождения.

### Условия нахождения и минеральные ассоциации

Фенакит является ведущим рудным минералом месторождений, представленных флюоритовыми метасоматитами; в других месторождениях он имеет подчиненное значение.

А. Месторождения флюорит-фенакит-бертрандитовой формации. Фенакит в этих месторождениях встречается в различных минеральных ассоциациях, но при этом почти всегда совместно с флюоритом.

1. На слюдисто-флюорит-фенакитовых месторождениях главная масса фенакита связана с рудами мелко-среднезернистого строения, сложенными в основном флюоритом (40—70%) и литийсодержащим мусковитом (30—50%) с переменным количеством кальцита, турмалина, кварца, топаза, селлаита и других минералов. Помимо фенакита (0,3—0,5%) подчиненное развитие имеют хризоберилл, эвклаз и берилл. Фенакит находится в тесном сростании с мусковитом, реже турмалином, выполняя промежутки между линзовидными и изометричными зернами флюорита. Минерал развивается в виде неправильных зерен величиной 0,1—0,3 мм, иногда сноповидных сростков (до 1,5 мм). Фенакит корродируется турмалином и мусковитом, часто замещающим турмалин.

В мелкозернистых рудах изредка встречаются прожилки мощностью до 0,5—1 см, в которых фенакит образует сноповидные и радиально-лучистые образования (типа «солнц») величиной до 1,5 см (см. табл. 7, ан. 2), местами находясь в тесном сростании с голубовато-синим турмалином.

2. На флюорит-турмалин-касситерит-фенакитовых месторождениях фенакиту сопутствуют лепидолит, селлаит, апатит, скаполит, берилл и хризоберилл.

Фенакит в виде радиально-лучистых сноповидных и сферолитовых сростков размером от 0,1—1 до 2—5 мм (реже до 7—8 мм) группируется в прерывистые полосы, протягивающиеся параллельно полосчатости руд (см. табл. 7, ан. 3). Минерал располагается в межзерновых пространствах флюорита. Участками в пустотах появляются призматические кристаллы до 5—6 мм длиной. Иногда наблюдаются взаимные прорастания его с турмалином, образующим также сферолитовые сростки, и касситеритом, с которым фенакит выделялся, по-видимому, одновременно. Сульфиды (пирит, арсенопирит, редко сфалерит) развиваются позже всех и образуют прожилки, секущие фенакитовые руды.

3. В рудах флюорит-фенакит-бертрандитовых месторождений, развивающихся метасоматически по известнякам, в меньшей степени по алюмосиликатным породам, фенакит и бертрандит имеют примерно равное распространение. По структурно-текстурным особенностям руды разделяются на массивные, слагающие основную массу рудных тел, и прожилково-вкрапленные.

В последних фенакит встречается в виде короткопризматических, призматических и длиннопризматических кристаллов, образующих радиально-лучистые сноповидные, полусферические и сферолитовые срост-



ки величиной от 0,5 до 2—3 см (см. табл. 7, ан. 4). В массивных флюорит-бериллиевых рудах фенакит присутствует исключительно в радиально-лучистых сростках. Спорадически в них встречаются крупные почти мономинеральные обособления сростков фенакита (см. табл. 7, ан. 6) величиной до 10 см или овально-линзовидные фенакит-кварцевые образования. В последних фенакит в виде сферолитовых агрегатов концентрически-зонального строения располагается в краевых частях. При этом с кварцем он имеет четкие границы, а с флюоритом находится в тесном сростании, иногда образуя субграфические структуры.

Местами сферолиты фенакита развиваются непосредственно среди микроклина, корродируя его, с пиритом имеют ровные четкие границы. В рудах, обогащенных карбонатом, фенакит часто присутствует в виде футлярообразных (силуэтных) выделений, внешне имеющих облик обычных сферолитов, центр которых выполнен кальцитом или микроклином. В отдельных участках эти сростки группируются в узоры волнистой формы, выпуклой стороной обращенные к центру жил.

Во флюорит-бериллиевых рудах, содержащих фенакит и берtrandит и характеризующихся сложным строением, основная масса фенакита (см. табл. 7, ан. 5) приурочена к микроклиновым участкам жил и к контактам с массивными рудами, содержащими в основном берtrandит. Непосредственные контакты между фенакитом и берtrandитом наблюдаются крайне редко, но минеральные ассоциации минералов свидетельствуют о более позднем образовании берtrandита относительно фенакита (рис. 14).

В минерализованных альбититах фенакит присутствует в виде нескольких морфологических разновидностей. Вокруг гнезд флюорита он в виде ксеноморфных изометричных зерен образует прерывистые каемки, а среди альбита — радиально-лучистые сростки (до 0,5—1 см) линзовидной формы, легко выкалывающиеся из породы. Наконец, плоские радиально-лучистые сростки фенакита, типа «солнц», в ассоциации с флюоритом развиваются по плоскостям отдельностей сиенит-порфиров.

4. На полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовом месторождении с преобладающим развитием берtrandита относительно фенакита последний встречается в виде двух морфологических разновидностей.



Рис. 14. Фенакит (1) замещается берtrandитом (2); флюорит погашен. Шлиф. С анализатором. Увел. 72



Первая образует ксеноморфные зерна, выделяющиеся в массивных кварц-микроклин-флюоритовых рудах ритмично-полосчатой текстуры, выполняя промежутки между зернами флюорита (см. табл. 8, ан. 6а). Вторая встречается в виде кристаллов призматического, реже ромбоэдрического облика в кварц-полевошпатовых прожилках (см. табл. 8, ан. 6б), приуроченных к песчано-сланцевым отложениям.

При образовании фенакита на этих месторождениях существенную роль играют пропластки алюмосиликатных пород или дайки порфиринов, которые являются не только источником кремния в существенно карбонатной среде, но, по-видимому, и служат важным физико-химическим фактором, обусловившим наибольшую концентрацию фенакита на границе различных сред.

5. В месторождениях полевошпат-бавенит-фенакитового типа фенакит встречается главным образом в зонах сближенных прожилков, развивающихся среди эпидот-актинолитовых сланцев. Прожилки и гнезда сложены в основном полевым шпатом, представленным «шахматным» альбитом и в меньшей степени флюоритом, сульфидами (галенит, арсенопирит, пирит, халькопирит, сфалерит), эпидотом, турмалином, кальцитом, бавенитом и касситеритом.

На месторождении установлены три морфологические разновидности фенакита (см. табл. 7 и 8, ан. 7):

а) ксеноморфные зерна (размером от 0,01 до 2 мм) приурочены к зальбандам прожилков и к межзерновым промежуткам альбита; в гнездах фенакит в редких случаях образует скопления размером до 3—4 см в поперечнике. Очень часто он содержит включения альбита, флюорита и других минералов, местами приобретая ситовидное строение; иногда образуются скелетные формы, залеченные альбитом;

б) чечевицеобразные кристаллы (сплюснутые ромбоэдры) обычно встречаются в тонких прожилках среди сланцев размером в среднем 0,05—1 мм;

в) радиально-лучистые и сноповидные сростки фенакита размером от долей миллиметра до 0,8—1 см весьма распространены в послойных гнездах.

6. Представляют интерес условия нахождения фенакита в своеобразных месторождениях флюорит-полевошпат-берилл-фенакитового типа, залегающих в андезито-базальтах и песчаниках. Фенакит и берилл в этих месторождениях образуют промышленные концентрации. Своеобразие этих месторождений состоит также в том, что околорудные изменения пород выражены пропилитизацией.

Распределение фенакита и берилла зависит от состава вмещающих пород и максимальные их проявления разобщены в пространстве. В андезито-базальтах преимущественно развит фенакит, встречаясь в основном в альбитовых, хлорит-эпидот-флюоритовых и кварцевых прожилках с калиевым полевым шпатом, кальцитом и апатитом. Обычно фенакит образует радиально-лучистые сростки иногда типа плоских «солнц» и сноповидных агрегатов размером до 5—8 мм в диаметре, реже неправильные зерна в промежутках калиевого полевого шпата. Кроме того, фенакит встречается в зонах интенсивной альбитизации и флюоритизации андезито-базальтов, в участках брекчирования и околорудных ореолах, где приурочивается к более крупным выделениям флюорита, образуя призматические и ромбоэдрические кристаллы, а



также радиально-лучистые сростки. Мелкие ксеноморфные выделения фенакита часто развиваются между зернами альбита и замещают последний. Наконец, изредка фенакит появляется среди слабо измененных андезито-базальтов в мелких миндалинах, выполненных флюоритом, альбитом, хлоритом.

В песчаниках фенакит встречается реже. В метасоматических телах, имеющих гнездообразную форму и зональное строение (центральная часть — берилл-кварцевое ядро, периферическая — кварц-полевошпатовая порода), фенакит приурочен в основном к их периферии, реже к гнездообразным скоплениям кварца и берилла. Он образует неправильные зерна, ромбоэдрические кристаллы размером в среднем 0,5—2 мм, а также радиально-лучистые сростки (см. табл. 7, ан. 8). Фенакит встречается также в дайках гранит-порфиров в виде радиально-лучистых сростков, приуроченных к гнездообразным скоплениям и тонким просечкам, сложенным кальцитом и светло-зеленым серицитом.

Б. Месторождения слюдисто-флюорит-берилловой формации. Содержат фенакит в виде акцессорного минерала.

1. Фенакит встречается среди изумрудоносных слюдитов. Он приурочен к краевым частям олигоклазовых жил и околожилным (хлоритовой и флогопитовой) слюдитовым реакционным зонам (см. табл. 7, ан. 9). В жилах минерал ассоциируется с флюоритом, апатитом, хризобериллом, турмалином, маргаритом, флогопитом и хлоритом. Фенакит выделяется в виде крупных короткопризматических и ромбоэдрических кристаллов величиной от  $1,1 \times 1,2$  до  $4-5 \times 6$  см и в виде сростков до 10—15 см. Часто кристаллы имеют сглаженные грани, корродированные флогопитом, иногда отмечаются кристаллы, разбитые трещинами, которые залечены хлоритом и флогопитом.

Реже фенакит встречается в существенно флогопитовых слюдитах, содержащих неравномерно распределенные кристаллы зеленого берилла. Минерал образует такие же кристаллы, что и в жилах, но более мелких размеров (0,1—2 см).

2. Присутствие фенакита типично для месторождений биотит-флюорит-бериллового типа, залегающих в гранодиоритах, в которых оруденение представлено линейно вытянутым штокверком. Основная масса фенакита (см. табл. 8, ан. 9а) приурочена к берилл-биотитовым, реже к кварц-берилловым прожилкам и гнездам, фенакит присутствует в зернах и характерных выделениях «архипелаговой» структуры, обусловленных замещением его поздним бериллом. В таких образованиях крупные (0,5—1 мм) овальной формы реликты фенакита от центра к периферии постепенно сменяются более мелкими (0,05—0,1 мм). В кварц-берилловых прожилках отдельные зерна фенакита заключены в триплите и апатите и интенсивно ими корродируются.

3. Интересны условия нахождения фенакита на месторождениях мусковит-флюорит-бериллового типа (Слюдисто-флюорит-берилловые..., 1967), расположенных в сложных по составу толщах переслаивающихся карбонатных и алюмосиликатных пород. Фенакит встречается лишь в околожилных ореолах берилл-мусковитовых прожилков среди известняков, где образует ксеноморфные зерна, реже короткопризматические кристаллы размером от сотых долей до нескольких миллиметров, которые совместно с мусковитом занимают промежутки между круглыми зернами флюорита.



Примерно такого же типа выделения фенакита описаны (Lee, Engd e. a., 1963) из месторождения, представленного бериллиеносными зонами и кварцевыми жилами, располагающимися в пачке кембрийских известняков. Минерал присутствует в ксеноморфных зернах и призматических кристаллах (см. табл. 7, ан. 10).

В. Месторождения кварц-вольфрамит-молибденит-берилловой формации. Фенакит в подобных месторождениях имеет весьма ограниченное распространение, образуется в основном по бериллу.

Г. Месторождения формации бериллийсодержащих полевошпатовых метасоматитов. Характеризуются интенсивным проявлением постмагматических процессов щелочного метасоматоза (микроклинизации, альбитизации) и выделением бериллия в основном в форме гентгельвина, реже эвклаза, фенакита и бертрандита.

1. На одном из месторождений полевошпатовых метасоматитов после проявления щелочного метасоматоза в гнейсовидных гранитах в стадию грейзенизации и окварцевания наблюдается образование альбит-микроклин-кварц-биотитовых и сидерофиллит-кварцевых метасоматитов и кварцевых жил, содержащих бериллиевое оруденение.

Фенакит выделяется в начале процесса до появления в растворах серы и цинка, способствующих образованию гентгельвина. В окварцованных гранитах фенакит приурочивается к участкам, сложенным голубоватым сливным кварцем, реже к контактам его с полевым шпатом, выделяясь в виде изометричных или удлинённых зерен размером от 0,1—0,2 до 0,4 мм. В альбит-полевошпатовых (см. табл. 7, ан. 11) и грейзенизированных метасоматитах и в более поздних секущих кварцевых жилах фенакит также ассоциируется с кварцем, встречаясь в виде ромбоэдрических кристаллов, реже неправильных зерен.

2. В полевошпат-гентгельвин-фенакит-бертрандитовом месторождении, связанном с широким проявлением многостадийного щелочного метасоматоза в биотитовых гранитах, основная масса фенакита образуется в процессе железистого метасоматоза, проявленного в зонах микроклинизированных и альбитизированных рибекитовых гранитов.

Фенакит в виде ксеноморфных зерен размером 0,1—0,2 мм приурочен к тончайшим прожилкам и гнездам магнетит-полевошпат-кварцевого состава с вкрапленностью циркона, пирита и флюорита (см. табл. 7, ан. 12). Фенакит выделяется раньше бертрандита и эвклаза, а взаимоотношения его с гентгельвином не ясны (Егоров, 1967<sub>1</sub>).

Во всех полевошпатовых метасоматитах фенакит ассоциируется с полевым шпатом и кварцем.

Д. Месторождения формации бериллийсодержащих скарнов. Среди бериллийсодержащих скарнов намечается две группы месторождений, различающихся по минеральному составу. Первая представлена своеобразными тонкополосчатыми образованиями, сложенными в основном магнетитом, флюоритом, кальцитом, меньше везувианом, кварцем, сульфидами, роговой обманкой. Для них наиболее характерны гельвин, даналит, хризоберилл и таафент.

Фенакит встречается в основном в месторождениях второй группы, где бериллиевая минерализация четко связана с грейзеновым и гидро-



термальными процессами, явно наложена на известковые скарны и резко оторвана во времени от образования типично скарновых минералов. Примером последнего может служить месторождение, представленное послонными зонами пироксеновых и гранат-пироксеновых скарнов, к которым приурочена альбит-флюорит-мусковит-фенакитовая минерализация в виде гнезд и жилков зонального строения. Бесцветные длиннопризматические кристаллы фенакита, увенченные несложной асимметричной пирамидой, образуют радиально-лучистые сноповидные и полусферические сростки, реже характерные двулистники величиной до 0,5—1,5 мм (см. табл. 7, ан. 13). Изредка здесь встречается гельвин, но непосредственных контактов с фенакитом не наблюдается.

Е. Месторождения формации бериллийсодержащих пегматитов. Фенакит в пегматитах образуется чаще всего в результате гипогенного изменения берилла, реже лучистые кристаллы фенакита нарастают в пустотах на кристаллах кварца и полевого шпата. По свойствам этот фенакит идентичен фенакиту месторождений флюорит-фенакит-берtrandитовой формации. В табл. 7 для сравнения приведены два анализа фенакита из пегматитов (ан. 13 и 14).

### Процессы изменения фенакита и диагностические признаки

До недавнего времени фенакит считался весьма устойчивым минералом, не поддающимся явлениям замещения. При изучении флюорит-берtrandит-фенакитовых месторождений было установлено, что фенакит выделяется одним из первых среди бериллиевых минералов и по мере формирования оруденения замещается берtrandитом, эвклазом, бериллом, миларитом и бавенитом, реже хризобериллом (Новикова, 1967). Кроме того, часто наблюдается замещение фенакита жильными минералами, при этом возникают скелетные, кавернозные, изъеденные образования. Особенно интенсивно фенакит корродируется кальцитом и менее флюоритом, слюдой и кварцем.

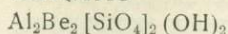
В гипергенных условиях фенакит обычно устойчив. Известен единственный случай замещения фенакита в зоне окисления гердеритом в локальных участках флюорит-турмалин-фенакитовых руд, обогащенных сульфидами. Образование гердерита происходило параллельно чухровиту и ярославиту, развивающимся по флюориту и селлаиту. Процесс гипергенного изменения фенакита в какой-то степени идентичен процессу замещения берилла мораеситом, глюцином и уралолитом (Гинзбург, Шацкая, 1964).

Фенакит — рудный минерал с наиболее высоким содержанием окиси бериллия (40—45%). Для него весьма характерны призматическая и игольчатая форма кристаллов, радиально-лучистые сферолитовые сростки часто концентрически-зонального строения, относительно высокая плотность (2,9—3,0 г/см<sup>3</sup>) и высокая твердость.

По твердости и показателям преломления фенакит близок к эвклазу, отличаясь от последнего оптически одноосным характером и прямым угасанием. В шлифах он может быть принят за роговую обманку, апатит и кварц и отличается от апатита и кварца более высоким преломлением и двупреломлением, а от роговой обманки — отсутствием спайности и бесцветностью.



# ЭВКЛАЗ



Ранее эвклаз считался весьма редким бериллиевым минералом, встречающимся в жилах альпийского типа (Meixner, 1957). Кроме того, он отмечался в пустотах миароловых пегматитов, а также в пегматитах и грейзенах как продукт изменения берилла (Strand, 1953; Martenson, 1960). В последние годы установлено достаточно широкое развитие эвклаза в месторождениях флюорит-берtrandит-фенакитовой формации и бериллийсодержащих полевошпатовых метасоматитах<sup>1</sup>.

## Физические свойства и химический состав

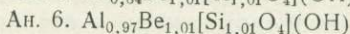
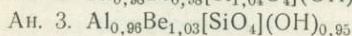
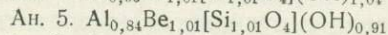
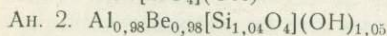
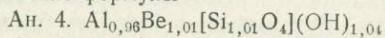
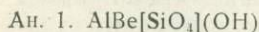
*Химический состав.* Состав эвклаза из месторождений новых генетических типов приведен в табл. 9, где для сравнения помещены ана-

Таблица 9

Химический состав эвклаза, вес. %

Компо- ненты	Флюорит-берtrandит-фенакитовая формация			Бериллийсо- держащие по- левошпатовые метасоматиты	Бериллийсодержащие пегматиты	
	Слюдисто-флю- орит-фенакито- вый тип	Турмалин-флю- орит-хризобе- рилловый тип	Сульфидно-фе- накит-бертран- дитовый тип	Полевошпат- гентгельвин- фенакит-бер- рандитовый тип	Кварц-полевошпат-берил- ловые пегматиты	
					ан. 5	ан. 6
Минеральная ассоциация						
	мусковит-флю- оритовая, ан. 1	мусковит-анке- рит-флюорито- вая, ан. 2	фенгит-флюо- ритовая, ан. 3	гематит- кварц-хлорито- вая, ан. 4	кварц-берилловая	
					ан. 5	ан. 6
SiO <sub>2</sub>	39,95	42,57	41,57	42,20	41,30	41,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,98	33,88	33,93	33,30	34,61	34,27
BeO	16,17	16,21	17,29	17,53	17,21	17,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,41	0,15	0,47	—	—
CaO	1,96	0,26	0,58	0,20	—	—
MgO	0,16	—	—	Следы	—	—
F	0,65	0,40	0,60	—	—	—
K <sub>2</sub> O	0,24	0,15	0,13	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,13	0,14	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,70	6,26	5,82	6,50	5,63	5,70
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	0,04	—	—	—
С у м м а	100,00	100,27	100,25	100,2	98,75	99,27
—O = F <sub>2</sub>	0,27	0,17	0,25	—	—	—
Аналитик	Г. П. Синю- гина	А. А. Колот- винова	Т. А. Ухина	М. Е. Каза- кова		
Источник	М. И. Нови- кова	И. И. Купри- янова	Т. И. Гет- манская	И. Н. Егоров (1967 <sub>1</sub> )	Martenson (1960)	
	Бериллиевые минералы..., 1973					

### Кристаллохимические формулы



<sup>1</sup> Использованы данные Т. И. Гетманской.



лизы эвклаза из пегматитов Швеции. При расчете химических анализов исключены примеси флюорита и мусковита. Кристаллохимические формулы минерала очень близки к стандартной.

Во всех изученных эвклазах установлены примеси германия, марганца, меди; в ряде образцов обнаружены свинец, олово, цинк, титан, иттрий, иттербий, бор (табл. 10). Присутствие германия в эвклазе (аналогично фенакиту) объясняется его изоморфным вхождением в кристаллическую решетку. Максимальное количество германия (0,084%) характерно для эвклаза, ассоциирующегося с пегматитом из месторождений полевошпат-гетгельвин-фенакит-берtrandитового типа. Содержание марганца четко коррелируется с количеством германия. Цинк также установлен в эвклазах, содержащих повышенные количества германия.

*Морфология выделений.* Наиболее характерны кристаллы пластинчато-призматического габитуса с большим числом граней. Реже наблюдаются пластинчатые, таблитчатые, коротко- и длиннопризматические кристаллы (рис. 15). Грани призмы (120) имеют вертикальную штриховку. В разрезах, перпендикулярных к (010), наблюдается двойниковое строение кристаллов:



Рис. 15. Скопление ромбовидных кристаллов эвклаза среди флюорита (погашен). Шлиф. С анализатором. Увел. 50

плоскости двойникования (010) и (041), угол между которыми равен  $30^\circ$  (Аполлонов, 1967). Размер кристаллов эвклаза обычно не превышает 2—3 мм, редко достигает 1—1,5 см. В пустотках и микротрещинках эвклаз образует друзовидные агрегаты и щетки кристаллов. В месторождениях флюорит-берtrandит-фенакитовой формации эвклаз встречается в виде розеток, сноповидных и полусферических форм радиально-лучистого строения диаметром до 5 мм.

*Цвет. Блеск.* Эвклаз преимущественно бесцветный, прозрачный, со стекляннным блеском, реже наблюдаются молочно-белые полупрозрачные разности и кристаллы светло-желтого, нежно-голубого, синего, желтовато-зеленого цвета. В сферолитовых и сноповидных сростках игольчатых кристаллов изредка наблюдается зональная окраска: ярко-голубая по периферии сростков и почти бесцветная в центре. Спайность совершенная по (010) и несовершенная по (110) и (001).

*Плотность.* Варьирует от 3,02 до 3,10 г/см<sup>3</sup>.



Основные свойства эвклаза

Номер анализа	Твердость $H$ , кгс/мм <sup>2</sup> $H_0$	Диэлектрическая проницаемость	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Показатели преломления		$c:N_g$	Элементы-примеси, %	
				$n_g$	$n_p$		Ge	Mn
1	$\frac{1242}{7,6}$	—	3,06	1,675	1,656	44°	0,01	0,1
1а	$\frac{1222}{7,5}$	—	3,02	1,674	1,652	52°	$1 \cdot 10^{-4}$	0,003
1б	$\frac{1225}{7,6}$	—	3,09	1,672	1,642	41°	$1 \cdot 10^{-4}$	0,001
2	$\frac{1210}{7,5}$	6,40	3,13	1,672	1,652	44—45°	0,015	0,01
3	$\frac{1299}{7,6}$	6,27	3,10	1,672	1,652	40°	0,005	0,003
4	$\frac{1230}{7,6}$	—	3,06	1,672	1,652	42°	0,084	0,01

*Твердость.* 7,5. Микротвердость, замеренная Е. К. Аксеновой, колеблется от 1133 до 1299 кгс/мм<sup>2</sup> (в единицах шкалы М. М. Хрущева 7,3—7,6). Значительные колебания твердости объясняются анизотропией кристаллов эвклаза.

*Оптические свойства.* Эвклаз двуосный, положительный. Угол оптических осей  $2V=49^{\circ}37'$ . Плоскость оптических осей (010)  $c:N_g=38-52^{\circ}$ . Окрашенные разности слабо плеохроируют в голубовато-зеленых и желтовато-голубых тонах.

*Термографическое изучение* эвклазов из месторождений флюорит-бертрандит-фенакитовой формации показало, что вода в минерале носит высокотемпературный характер. На термограммах отчетливо проявлен эндотермический эффект в интервале  $950-1050^{\circ}\text{C}$ , связанный с потерей воды (6,01%) и разрушением кристаллической структуры эвклаза. Исследование продуктов прокаливания эвклаза показало, что при нагревании его до  $1100^{\circ}\text{C}$  образуются бромеллит и две кристаллические фазы — силлиманит и тримит (Новикова, 1964).

### Условия нахождения и минеральные ассоциации

В последние годы установлено широкое развитие эвклаза в гидротермальных месторождениях, на некоторых из них выделены собственно эвклазовые типы руд.

А. Месторождения флюорит-фенакит-бертрандитовой формации.

1. Эвклаз на месторождении флюорит-фенакитового типа развит в двух минеральных ассоциациях — слюдисто-флюорит-фенакитовой и слюдисто-турмалин-флюорит-хризоберилловой.

В рудах первого типа эвклаз приурочен к линзовидным прожилкам слюдисто-флюоритового, флюорит-кальцитового и флюоритового состава. Он располагается в центральных частях прожилков, нарастает на флюорит, образуя скопления и друзовидные сростки кристаллов удли-



ненно-призматической формы с характерными остро ромбовидными сечениями и реже сноповидные обособления. Размеры кристаллов в поперечнике варьируют от 0,1 до 1—3 мм, длина до 1—2,5 см. Реже встречаются мономинеральные прожилки эвклаза мощностью 1,5—2 см.

В слюдисто-турмалин-флюорит-хризоберилловых рудах, представленных залежами и линзообразными телами в толще графитистых известняков, количество эвклаза резко возрастает и в отдельных участках определяет самостоятельный слюдисто-флюорит-эвклазовый тип руды. Эвклазовые руды представлены массивной породой среднезернистого строения темно-серого, почти черного цвета. Эвклаз развит в виде пластинчатых и таблитчатых кристаллов величиной 0,1—0,5—1 см, тесно ассоциирующихся с флюоритом. Реже, подобно хризобериллу и фенакиту, он встречается в интерстициях округлых зерен флюорита, занимая место турмалина и мусковита, которыми слегка корродируется. Кроме того, среди агрегатов тонкочешуйчатого мусковита изредка наблюдаются почти мономинеральные прожилки эвклаза мощностью 1,5—2 см, в которых минерал присутствует в призматических кристаллах, образуя сноповидные сростки. Иногда среди его скоплений отмечаются ромбовидные кристаллы фенакита. Границы между минералами резкие, прямые.

2. В качестве одного из наиболее распространенных бериллиевых минералов эвклаз встречен на слюдисто-флюорит-хризоберилловом месторождении, залегающем в толще доломитизированных известняков. Здесь выделяются мусковит-флюорит-эвклаз-хризоберилловые руды, которые образуются по скарнам.

Эвклазсодержащие руды представлены неоднородной флюорит-мусковитовой породой пятнисто-гнездовой текстуры. Мусковитовый агрегат содержит то неравномерную вкрапленность, то сравнительно крупные гнезда флюорита, вокруг которых мусковит часто образует фестончатые оторочки. В отдельных участках руд встречаются крупные кристаллы и гнезда карбоната типа анкерита. Эвклаз и фенакит в большинстве случаев приурочены к гнездам анкерита и реже флюорита. Здесь же нередко наблюдаются диаспор и бесцветный турмалин.

Кристаллы эвклаза короткопризматического габитуса, сравнительно крупные (до 1 см), со штриховкой на гранях. Минерал замещается мусковитом, а сам корродирует берилл. Среди скоплений эвклаза часто наблюдаются включения призматических кристаллов фенакита.

3. На месторождении сульфидно-фенакит-бертрандитового типа эвклаз имеет второстепенное значение и развит только в верхних горизонтах в рудах фенгит-флюорит-бертрандитового состава. Приурочен он к линзовидным фенгит-флюоритовым прожилкам мощностью 1—5 мм. Наблюдаются две морфологические разновидности эвклаза: скопления кристаллов призматического габитуса, окрашенные в светло-желтый цвет, и радиально-лучистые сростки полусферической и сферической формы нежно-голубой окраски, сложенные тонкоигльчатыми индивидами. Эвклаз нарастает обычно на флюорит и интенсивно корродируется тонкочешуйчатым фенгитом. Бертрандит, присутствующий в прожилках в небольших количествах, часто разъедает эвклаз.

Б. Месторождения формации бериллийсодержащих полевошпатовых метасоматитов.



На одном из месторождений полевошпат-гентгельвин-фенакит-берtrandитового типа бериллиевая минерализация приурочена к катаклазированным участкам биотитовых и рибекитовых гранитов, среди которых наблюдаются кварц-хлоритовые метасоматиты с эвклазом, а также жилы кварц-гематитового и кварц-хлоритового состава. Хлоритовые тела представлены тонкозернистой темно-зеленой породой, состоящей из прохлорита (30—95%) и позднего кварца (30—35%), а также реликтовых минералов гранитов — микроклина, кварца и новообразованных гематита, пирита, флюорита.

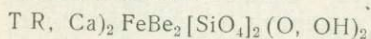
Эвклаз наблюдается в виде сростков неправильной формы размером 0,5—1,5 см, сложенных мелкими таблитчатыми кристалликами (1—7 мм). Минерал находится в тесной ассоциации с поздним кварцем и обычно интенсивно корродируется хлоритом и гематитом. Образование эвклаза И. Н. Егоров (1967<sub>1</sub>) связывает с заключительной низкотемпературной стадией процесса, проявленной после формирования основной массы фенакита, берtrandита и гентгельвина.

### Процессы изменения эвклаза и диагностические признаки

Эвклаз почти на всех месторождениях корродируется флюоритом, мусковитом, фенгитом и другими сопровождающими его минералами; в редких случаях отмечается замещение его берtrandитом.

Следующие характерные признаки отличают эвклаз от ассоциирующихся с ним минералов: пластинчато-призматическая, тонкоигольчатая форма кристаллов и радиально-лучистые, сповидные сростки, стеклянный или перламутровый блеск, совершенная спайность, высокая твердость. Фенакит, берtrandит, хризоберилл, турмалин, встречающиеся в сходных с эвклазом ассоциациях, отличаются от него по оптическим свойствам. По некоторым физическим признакам (плотности, твердости, показателям преломления) эвклаз близок к фенакиту.

### ГАДОЛИНИТ



Гадолинит — характерный силикат бериллия и редких земель, возникающий в месторождениях, связанных с субщелочными и щелочными гранитами или с зонами щелочного метасоматоза. Здесь рассматривается гадолинит берtrandит-фенакитовых месторождений и бериллий-содержащих полевошпатовых метасоматитов, в которых он является характерным второстепенным минералом. Гадолинит типичен также для пегматитов щелочных гранитов, которые в данной работе не рассматриваются.

### Физические свойства и химический состав

*Химический состав.* Химический состав гадолинитов из гидротермальных месторождений заметно отличается от гадолинитов из пегматитов меньшим содержанием редких земель и значительным количеством кальция. В гадолинитах из пегматитов содержание CaO обычно варьирует от 0,5 до 2,5%, в то время как гадолинит гидротермальных образований содержит 3—9% CaO, а гадолинит амфибол-альбит-лей-



кофановых метасоматитов 1,50% (табл. 11). Последнее, вероятно, зависит от состава пород, по которым развиваются метасоматиты. При образовании гидротермальных метасоматических месторождений по известнякам в условиях избытка кальция возникают гадолиниты, обогащенные кальцием. В случае, когда метасоматическому замещению подвергаются алюмосиликатные породы, гадолиниты содержат относительно мало кальция.

Таблица 11

Химический состав гадолинита, вес. %

Компоненты	Флюорит-берtrandит-фенакитовая формация		Бериллийсодержащие полевошпатовые метасоматиты			
	Флюорит-лейкофановый тип	Брилолит-хризоберилл-фенакитовый тип	Амфибол-альбит-лейкофановый тип		Альбититы	
			ан. 3	ан. 4	ан. 5	ан. 6
SiO <sub>2</sub>	27,88	25,09	25,33	30,17	23,50	23,77
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	Следы	—	—
FeO	3,42	4,79	9,27	7,50	9,55	4,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,13	—	—	3,77	3,50	—
ΣTR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	36,82	38,42	50,46	27,90	41,45	48,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,73	10,62	—	1,21	3,01	4,48
MgO	0,00	2,37	—	1,02	—	1,50
CaO	6,73	8,75	1,55	6,54	3,80	7,05
ThO <sub>2</sub>	0,1	2,38	4,79	9,80	4,15	—
BeO	10,00	7,00	7,63	7,86	8,65	10,18
Na <sub>2</sub> O	0,44	0,20	—	0,30	—	0,03
K <sub>2</sub> O	—	—	0,62	0,79	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> } H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> }	1,86	0,48	—	3,10	2,20	—
F	—	—	—	1,22	0,44	—
U <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	—	—	0,34	—	0,12	—
С у м м а	99,11	100,10	99,99	101,18	100,37	100,00
-O=F <sub>2</sub>	—	—	—	0,51	0,05	—
Аналитик	Т. И. Столярова			Т. И. Столярова		Т. И. Столярова
Источник	В. Т. Шацкая (Бериллийсодержащие минералы..., 1973).		Л. Б. Зубков, В. И. Парибок и др. (1970)	В. В. Архангельская, Т. И. Столярова (1970)	И. Т. Александрова, Г. А. Сидоренко (1966)	Н. В. Скоробогатова (1970)

Кристаллохимические формулы

- Ан. 1. (TR<sub>1,36</sub>Ca<sub>0,54</sub>)(Fe<sup>2+</sup><sub>0,21</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0,23</sub>)(Be<sub>1,9</sub>Al<sub>0,68</sub>)[SiO<sub>4</sub>]<sub>2,29</sub>(O<sub>1,47</sub>OH<sub>0,53</sub>)  
 Ан. 2. (TR<sub>1,29</sub>Ca<sub>0,71</sub>)(Fe<sup>2+</sup><sub>0,32</sub>Mg<sub>0,3</sub>)(Be<sub>1,33</sub>Al<sub>0,99</sub>)[SiO<sub>4</sub>]<sub>1,99</sub>(O<sub>1,61</sub>OH<sub>0,39</sub>)  
 Ан. 3. (TR<sub>2,13</sub>Ca<sub>0,14</sub>)(Th<sub>0,09</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0,67</sub>Be<sub>1,55</sub>[SiO<sub>4</sub>]<sub>2,18</sub>(O<sub>1,48</sub>OH<sub>0,52</sub>)  
 Ан. 4. (TR<sub>1,1</sub>Ca<sub>0,54</sub>)(Th<sub>0,18</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0,3</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0,36</sub>Mg<sub>0,1</sub>)(Be<sub>1,51</sub>Al<sub>0,11</sub>)[SiO<sub>4</sub>]<sub>2,42</sub>(O<sub>1,62</sub>OH<sub>0,1</sub>F<sub>0,28</sub>)  
 Ан. 5. (TR<sub>1,6</sub>Ca<sub>0,38</sub>)(Th<sub>0,1</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0,68</sub>Fe<sup>3+</sup><sub>0,2</sub>)(Be<sub>1,7</sub>Al<sub>0,34</sub>)[SiO<sub>4</sub>]<sub>2,1</sub>(O<sub>1,45</sub>OH<sub>0,55</sub>)  
 Ан. 6. (TR<sub>1,7</sub>Ca<sub>0,6</sub>)(Fe<sup>2+</sup><sub>0,28</sub>Mg<sub>0,18</sub>)(Be<sub>1,84</sub>Al<sub>0,42</sub>)[SiO<sub>4</sub>]<sub>1,98</sub>(O<sub>1,82</sub>OH<sub>0,18</sub>)

По составу редких земель гадолиниты являются селективно иттриевыми. Количество редких земель цериевой группы находится в подчиненном количестве (табл. 12).



Распределение редкоземельных элементов в гадолинитах, вес. %

Компоненты	Ан. 1	Ан. 2	Ан. 3	Ан. 4	Ан. 5	Ан. 6
La	—	2,12	0,034	0,39	2,0	—
Ce	—	5,34	1,91	2,0	4,7	—
Pr	—	0,85	0,024	—	0,63	—
Nd	—	2,57	3,98	0,58	1,70	—
Sm	—	1,04	2,51	—	0,30	0,21
Eu	—	0,33	0,034	—	—	2,54
Gd	1,06	1,23	4,9	0,13	0,27	0,83
Tb	—	0,46	—	—	—	—
Dy	—	3,54	3,98	—	1,3	—
Ho	—	1,00	1,48	3,0	2,0	0,43
Er	3,90	3,04	1,91	1,07	1,37	2,55
Tu	0,36	0,58	0,35	0,20	0,18	0,54
Yb	1,00	2,73	2,21	0,53	2,00	1,46
Lu	—	0,23	0,024	—	—	—
Y	30,5	13,33	27,11	20,0	25,0	40,2
$\Sigma TR_Y$	31,86	24,45	—	—	—	—
$\Sigma TR_{Ce}$	4,96	13,94	—	—	—	—
$\Sigma TR_{Ce+Y}$	36,82	38,39	50,456	27,90	41,45	48,76
Параметры элементар- ной ячейки, Å:						
a	9,81					9,84
b	7,47					7,44
c	4,64					4,65
$\beta$	88°44'					88°
Плотность, г/см <sup>3</sup>	4,04	3,77	4,3	3,89		—

Содержание окиси бериллия в гадолинитах колеблется от 7 до 10%. Наиболее высокое оно в гадолинитах флюорит-лейкофанового месторождения.

Гадолиниты из месторождений флюорит-берtrandит-фенакитовой формации по составу отличаются от гадолинитов полевошпатовых метасоматитов. Первые (см. табл. 12, ан. 1 и 2) характеризуются: а) более низкой суммой редких земель (36—38% против 41—49% в гадолинитах полевошпатовых метасоматитов); б) меньшим содержанием тория; наиболее низкие содержания отмечаются на флюорит-лейкофановом месторождении (0,1%); в) большим содержанием алюминия (7,73—10,62% по сравнению с 1,21—4,03% в щелочных метасоматитах).

*Морфология выделений.* Гадолинит на месторождениях флюорит-берtrandит-фенакитовой формации преимущественно образует вкрапленность. Он присутствует в виде мелких удлиненных и призматических



кристаллов с ромбоэдрическим сечением размером от 0,1 до 0,5, редко 3—5 мм. Часто образует зерна неправильной формы.

В полевошпатовых метасоматитах наряду с мелкозернистыми скоплениями отмечаются крупные (до 1 см) зерна или призматические кристаллы с характерными ромбическими сечениями.

*Цвет. Блеск. Спайность.* Окраска гадолинитов в пределах одного и того же месторождения меняется от светло-серовато-зеленой и бутылочно-зеленой до черной. Иногда наблюдаются зональные кристаллы. Центральная часть кристаллов более темная, периферическая — более светлая. Н. В. Скоробогатова (1970) отмечает, что в зональных кристаллах гадолинитов из альбититов центральная часть окрашена в бурый цвет, а периферическая — в светло-зеленый. Эти зоны отличаются и по показателям преломления (периферическая зона имеет показатели  $n_p=1,739$ ,  $n_g=1,754$ , а центральная часть —  $n_g=1,749$ ). Окраска гадолинита зависит от степени метамиктности минерала. Гадолиниты имеют стеклянный и смоляной блеск, раковистый излом. Спайность отсутствует.

*Плотность.* Колеблется от 3,77 до 4,04 г/см<sup>3</sup>. Наиболее низкие величины характерны для метамиктных разностей (3,77).

*Твердость.* 6.

*Оптические свойства.* Минерал двуосный, положительный,  $2V=80^\circ$ . Показатели преломления колеблются от 1,734 до 1,82. Двупреломление низкое (0,003). Черные разности гадолинита изотропны, просвечивают только отдельные участки в тонких сколах темно-зеленоватым или темно-зеленовато-коричневым цветом. Гадолиниты гидротермальных месторождений отличаются от гадолинитов из пегматитов меньшими показателями преломления.

*Рентгенографическое исследование.* Отличие состава гидротермальных гадолинитов от приведенных И. Т. Александровой и Г. А. Сидоренко (1966) для пегматитов сказывается на параметрах элементарной ячейки. Они сводятся в основном к следующему.

Для гадолинитов из гидротермальных месторождений характерен высокий процент содержания редких земель иттриевой группы и иттрия, при резко подчинении редких земель цериевой группы. Отношение суммы  $\frac{TR_Y}{TR_{Ce}}$  колеблется от 1,9 до 6,5. Максимального значения эта величина достигает у гадолинитов из альбититов, а именно 13 (селективно иттриевый гадолинит), соответственно и величина параметра  $a$  у них самая низкая ( $a=9,81—9,84 \text{ \AA}$ ).

Гидротермальные гадолиниты отличаются и более низкими значениями параметра  $b$  (4,64—4,65  $\text{\AA}$ ), что хорошо объясняется небольшим количеством содержания железа, не превышающего 9% (а для гадолинитов из флюорит-лейкофанового и бритолизит-хризоберилл-фенакитового не более 7%).

### Условия нахождения и минеральные ассоциации

1. На флюорит-лейкофановом и бритолизит-хризоберилл-фенакитовом рудопроявлениях минерализация локализуется среди известняков, вблизи контакта с гранитоидами или сланцами. Гадолинит встречается среди микроклин-альбит-авгитовых метасоматитов или жильных



альбититов, обогащенных биотитом, вместе с ортитом, бритолином и др.

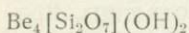
2. На месторождениях формации полевошпатовых метасоматитов гадолинит встречается среди микроклинитов в ассоциации с бастнезитом или в зонах гидротермальной переработки гранитоидных пород совместно с альбитом, флюоритом, гадингситом, цирконом, а также в прослоях слюдисто-хлоритовых пород среди альбититов, совместно со сфеном и апатитом.

### Процессы изменения гадолинита и диагностические признаки

Изменения гадолинита незначительны. В редких случаях они выражаются в развитии по нему гидроокислов железа и карбонатов, в том числе и иттриевого бастнезита. Изменение начинается с краев зерен до образования полных псевдоморфоз.

Гадолинит при разделении фракций по плотности попадает в наиболее тяжелую ( $\sim 3,2$  г/см<sup>3</sup>). По внешнему виду светлоокрашенные разновидности гадолинита можно принять за малакон, а темноокрашенные — за ортит.

### БЕРТРАНДИТ



Бертрандит еще сравнительно недавно считался малораспространенным минералом, не имеющим какого-либо практического значения. Обычно его описывали как продукт изменения берилла редкометалльных пегматитов (Власов, Кутукова, 1960; Ферсман, 1940). Новые фактические данные свидетельствуют о широком распространении бертрандита в месторождениях разнообразных генетических типов, особенно в гидротермальных месторождениях флюорит-бертрандитовой и флюорит-фенакит-бертрандитовой формаций.

После открытия в шт. Юта в США крупнейшего в мире бериллиевого месторождения, представленного измененными бертрандитсодержащими кислыми эффузивами — риолитами, этот минерал наряду с фенакитом приобрел первостепенное практическое значение.

### Физические свойства и химический состав

*Химический состав.* Содержание окиси бериллия в минерале 34,51—41,60%, кремния 48,03—57,77% и воды 5,92—8,80%. При этом намечается определенная корреляция между содержанием кремния и бериллия (табл. 13). В бертрандите отмечаются примеси алюминия, железа и ряда других элементов, обусловленные, по-видимому, наличием механических примесей каолинита (ан. 4 и 5), а также вхождением их в состав самого минерала. Зависимости состава минерала от его генезиса не установлено. При расчете химических анализов на 9 атомов кислорода получены кристаллохимические формулы, близкие к теоретической. Исключение составляют анализы 8 и 9 (см. табл. 13), в которых отмечается пониженное количество бериллия по сравнению со стехиометрической формулой.



Спектральным анализом в бертрандите установлены примеси халькофильных элементов (медь, свинец, серебро, цинк, сурьма), а также (подобно фенакиту) германий и бор (табл. 14).

Наличие бора в бертрандите впервые было отмечено К. А. Власовым и Е. И. Кутуковой (1960) и А. С. Назаровой (1965). Способ вхождения бора в бертрандит пока не ясен. Присутствие же германия в бертрандите легко объясняется замещением им кремния.

*Морфология выделений.* Наиболее характерно появление бертрандита в форме мелких таблитчатых кристаллов. Ф. В. Чухровым и А. Н. Смольяниновой (1956) на кварц-молибденитовом месторождении в пределах одной пустотки среди кварца были обнаружены четыре типа кристаллов, которые практически охватывают все морфологические различия бертрандита (рис. 16).

Во флюорит-фенакит-бертрандитовых месторождениях бертрандит встречается в виде мелких (1—2,5 мм) кристалликов таблитчатой, пластинчатой и призматической формы, часто образующих агрегаты, реже радиально-лучистые, веерообразные и сноповидные сростки (рис. 17). Эти формы бертрандита характерны и для месторождений других формаций. Изредка отмечаются друзы таблитчатых кристаллов на кварце или в пустотках флюорита (рис. 18). В низкотемпературных кварц-бертрандитовых месторождениях бертрандит наиболее часто встречается в виде зерен и сростков. Для него типично двойниковое строение кристаллов, часто полисинтетических, а также образование крестообразных своеобразных сердцевидных сростков (с углом  $60^\circ$  между осями кристаллов) и тройников.

*Цвет. Блеск. Спайность.* Бертрандит бесцветный, белый, реже розоватый, желтоватый, прозрачный. Блеск стеклянный до перламутрового и матового. Спайность по (110) и (001) совершенная, по (010) хорошая. На гранях призмы наблюдается отчетливая поперечная штриховка. Минерал хрупкий.

*Твердость.* По шкале Мооса 6. Микротвердость колеблется от 777 до 926 кгс/мм<sup>2</sup>, что соответствует 6,4—6,7—6,8; низшие показания 6,4 зафиксированы у бертрандита (см. табл. 14, ан. 1) из поверхностного горизонта, подверженного разрушению.

*Плотность.* Варьирует от 2,542 до 2,604—2,609 г/см<sup>3</sup>. Бертрандит из низкотемпературных гидротермальных месторождений характеризуется несколько более низкими значениями плотности (2,54—2,58 г/см<sup>3</sup>).

*Оптические свойства.* Минерал оптически двуосный, отрицательный. Угасание прямое, положительное, реже отрицательное. Дисперсия слабая  $r < v$ . Показатели преломления  $n_g = 1,602—1,614$  и  $n_p = 1,581—1,592$ . Двупреломление  $n_g - n_p = 0,015—0,025$ . Минимальные показатели преломления характерны для бертрандита из высокотемпературных кварц-вольфрамитовых жил (см. табл. 13, ан. 6) и пегматитов (см. табл. 13, ан. 9).

Угол оптических осей (2V) варьирует в пределах  $69—74^\circ$  (изредка  $81^\circ$ , бертрандит из пегматитов Швеции).

Под микроскопом в минерале часто обнаруживаются газово-жидкие включения, располагающиеся грубо параллельно удлинению. Иногда в низкотемпературных месторождениях в бертрандите наблюдается структура песочных часов (рис. 19).



Химический состав

Комплексы	Флюорит-берtrandит-фенакитовая формация					Слюзисто-флюорит-бериллово-вая формация
	Флюорит-фенакит-берtrandитовый тип		Полевощпат-флюорит-фенакит-берtrandитовый тип	Слюзисто-флюорит-берtrandитовый тип	Маргарит-флюорит-берилло-вый тип	
	Минеральные					
	микроклин-карбонат-флюоритовая, ан. 1	карбонат-флюоритовая, ан. 2	кварц-карбонат-флюоритовая, ан. 3	альбит-кварц-флюоритовая*, ан. 4	фенгит-флюорит-гидротермальный**, ан. 5	берилл-сульфидно-флюоритовая, ан. 6
SiO <sub>2</sub>	50,53	50,91	50,66	52,62	50,44	50,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,44	0,99	1,88	6,21	Следы
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,19	0,24	0,26	0,05	0,55	0,14
TiO <sub>2</sub>	—	0,01	0,02	—	—	0,00
CaO	0,17	1,14	—	Не обн.	0,103	0,68
MgO	0,10	0,10	0,10	Следы	1,16	0,00
BeO	41,18	39,53	40,50	37,85	32,23	40,83
GeO <sub>2</sub>	—	0,019	0,018	—	—	—
K <sub>2</sub> O	0,16	0,10	0,06	—	0,40	—
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,11	0,05	—	0,45	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	7,20	7,68	7,14	7,18	7,96	7,46
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	0,14
Н.п.п.	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,65	100,279	99,798	99,61	99,503	100,18
Аналитик	А. А. Липатова, А. А. Колотьянова		А. А. Липатова	Т. И. Стоярова	М. Е. Казакова	
Источник	М. И. Новикова (Бериллиевые минералы..., 1973)		А. С. Назарова (1965)	Т. И. Германская, М. И. Новикова (1966)	К. А. Власов, Е. И. Кутукова (1960)	

\* Примесь каолинита.  
\*\* Примесь каолинита и фенгита.

Кристаллохимические

- Ан. 1. [Be<sub>2,99</sub>Si<sub>0,02</sub>Al<sub>0,01</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>](OH)<sub>1,91</sub>
- Ан. 2. [Be<sub>2,97</sub>Si<sub>0,03</sub>Al<sub>0,02</sub>Ca<sub>0,05</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>](OH)<sub>2</sub>
- Ан. 3. [Be<sub>2,99</sub>Al<sub>0,11</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>](OH)<sub>1,91</sub>
- Ан. 4. [Be<sub>1,91</sub>Si<sub>0,11</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>](OH)<sub>1,91</sub>
- Ан. 5. [Be<sub>2,98</sub>Al<sub>0,02</sub>Si<sub>2,98</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>](OH)<sub>2</sub>·0,22H<sub>2</sub>O
- Ан. 6. [Be<sub>2,91</sub>Si<sub>0,09</sub>Al<sub>0,01</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>](OH)<sub>1,98</sub>
- Ан. 7. [Be<sub>2,41</sub>Si<sub>0,59</sub>Si<sub>2,79</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>](OH)<sub>1,53</sub>

берtrandита, вес. %

Кварц-молибденит-вольфрамит-бериллово-вая формация				Бериллийсодержащие полевощпатовые метасоматиты		Бериллийсодержащие пегматиты	
Кварц-вольфрамитовый тип	Кварц-касситерит-бериллово-вый тип	Кварц-вольфрамит-молибденитовый тип	Полевощпат-генит-альвин-фенакит-берtrandитовый тип	Бериллово-вые пегматиты		Кварц-полевощпатовые пегматиты	
ассоциации							
вольфрамит-сульфидно-кварцевая, ан. 7	берилл-флюорит-альбит-касситеритовая, ан. 8	фенакит-полевощпатовая, ан. 9	пегматит-полевощпатовая, ан. 10	фенакит-полевощпатовая, ан. 11	брекчия пегматитов		кварц-вольфрамитовая, ан. 14
					ан. 12	ан. 13	
57,77	55,37	48,58	50,88	51,25	49,63	49,84	48,03
0,29	0,86	0,13	0,57	0,96	—	—	0,70
—	0,40	0,20	0,67	0,52	—	—	0,08
—	—	—	—	—	—	—	—
—	1,34	2,12	—	0,25	—	—	0,76
—	0,29	Следы	—	0,32	—	—	0,50
34,51	35,07	40,36	41,11	39,72	41,60	40,90	40,50
0,023	—	—	—	—	—	—	—
0,08	—	—	—	—	—	—	—
0,02	—	—	—	—	—	—	—
5,92	7,14	—	7,12	8,25	8,65	8,46	8,80
—	—	8,65	0,12	—	—	—	—
98,613	100,47	100,04	100,47	101,27	99,88	99,20	99,37
А. А. Липатова	В. А. Молена						
Е. П. Шпапоц (Бериллиевые минералы..., 1973)	Ив. Ф. Григорьев, Е. И. Доломанова (1955)	Ф. В. Чухров (1960)	И. Н. Егоров (1967 <sub>2</sub> )	А. И. Гинзбург (Бериллиевые минералы..., 1973)	Martenson (1960)	А. И. Гинзбург (Бериллиевые минералы..., 1973)	

формулы

- Ан. 8. [Be<sub>2,99</sub>Si<sub>0,12</sub>Al<sub>0,04</sub>Si<sub>2,88</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>](OH)<sub>1,33</sub>
- Ан. 9. [Be<sub>2,88</sub>Ca<sub>0,12</sub>Si<sub>2,88</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>](OH)<sub>2</sub>·0,15H<sub>2</sub>O
- Ан. 10. [Be<sub>2,92</sub>Si<sub>0,08</sub>Al<sub>0,08</sub>Si<sub>2,92</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>](OH)<sub>1,92</sub>
- Ан. 11. [Be<sub>2,76</sub>Si<sub>0,24</sub>Al<sub>0,04</sub>Fe<sub>0,02</sub>Ca<sub>0,01</sub>Mg<sub>0,02</sub>Si<sub>2,98</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>](OH)<sub>2</sub>·0,08H<sub>2</sub>O
- Ан. 12. [Be<sub>2,98</sub>Si<sub>0,02</sub>Al<sub>0,01</sub>Si<sub>2,97</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>](OH)<sub>2</sub>·0,03H<sub>2</sub>O
- Ан. 13. Be<sub>2,91</sub>[Si<sub>1,99</sub>O<sub>7</sub>](OH)<sub>2</sub>·0,07H<sub>2</sub>O
- Ан. 14. [Be<sub>2,9</sub>Al<sub>0,03</sub>Ca<sub>0,02</sub>Mg<sub>0,02</sub>Si<sub>2,98</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>](OH)<sub>2</sub>·0,17H<sub>2</sub>O



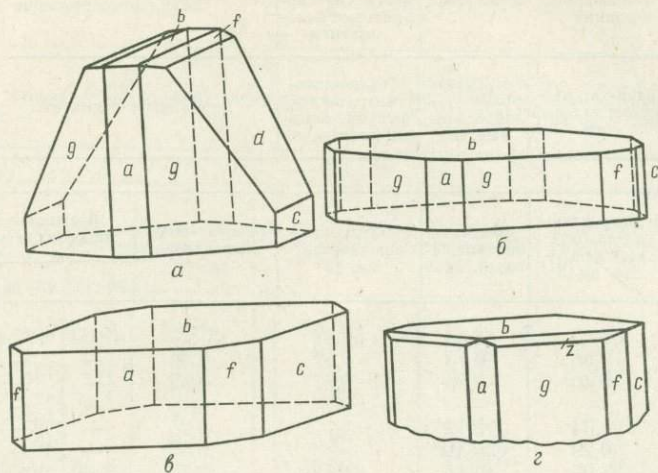


Рис. 16. Типы кристаллов берtrandита. По Ф. В. Чухрову  
*a* — грубоклиновидный; *б* — пластинчатый; *в* — таблитчатый; *г* — короткопризматический



Рис. 17. Лучистые сростки берtrandита цементируют зерна флюорита (погашен). Шлиф. С анализатором. Увел. 18



*Рентгеноструктурное изучение.* Проведенное Н. И. Черновой для берtrandита из различных типов месторождений, показало заметные их отличия (см. табл. 14). Минимальные значения параметра  $a$  отмечаются у берtrandита из кварц-вольфрамитового месторождения, а максимальные у берtrandита из полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитового. В то же время их значения несколько ниже данных, приведенных Л. П. Соловьевой и Н. В. Беловым (1961). Отношения величин параметров элементарной ячейки большинства берtrandитов близки между собой и вполне сопоставимы с данными указанных исследователей.

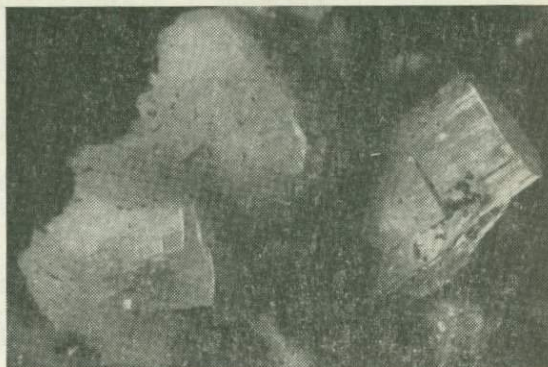


Рис. 18. Друза таблитчатых кристаллов берtrandита с присыпками пирита. Штуф. Увел. 5

*Метод инфракрасной спектроскопии.* Изучение берtrandитов методом ИКС, проведенное Л. С. Солнцевой, из флюорит-фенакит-берtrandитового (см. табл. 13, ан. 1) и из кварц-вольфрамитового месторождений (см. табл. 13, ан. 7), показало близкие результаты. В областях 430; 900; 940; 1015  $\text{см}^{-1}$  фиксируются деформационные и валентные колебания  $[\text{SiO}_4]$ -тетраэдра; в области 545  $\text{см}^{-1}$  — деформационные колебания  $\text{Si}—\text{O}—\text{Si}$ ; в областях 720; 740; 760; 780; 800; 830  $\text{см}^{-1}$  — колебания  $\text{Be}—\text{O}$ ; в областях 1480; 3560; 3590  $\text{см}^{-1}$  — деформационные и валентные колебания  $\text{OH}$ .

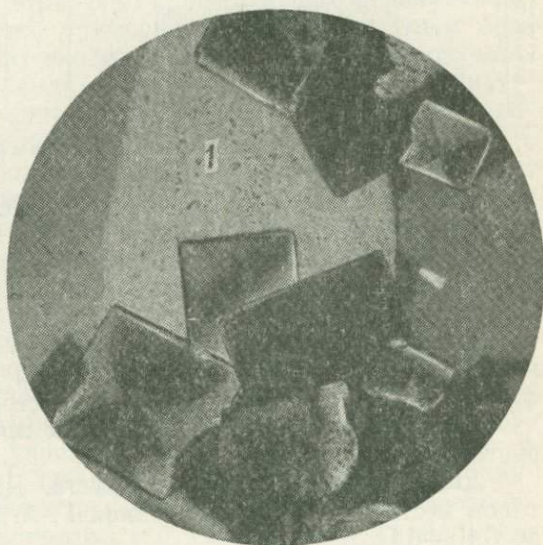


Рис. 19. Кристаллы берtrandита со структурой песочных часов среди кварца (1) и флюорита (погашен). Шлиф. С анализатором. Увел. 18

Кроме того, в образце из кварц-вольфрамитового месторождения фиксируются широкие полосы поглощения в областях 470—500; 600—650; 1000; 3250—3500  $\text{см}^{-1}$ , обусловленные, по-видимому, присутствием примесей других силикатов.

*Термографическое изучение.* Проведено Л. И. Рыбаковой для берtrandитов из различных типов месторождений. Установлено, что кривые



## Основные свойства бертрандита

Номер анализа	Твердость $H_v$ , кгс/мм <sup>2</sup>	Диэлектричес- кая проникае- мость	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Показатели преломления		Угол оптиче- ских осей 2 <i>U</i>	Параметры элементарной ячейки, Å				Элементы- примеси, %	
				$n_g$	$n_p$		<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>a:b:c</i>	Ge	B
1	$\frac{777-864}{6,4-6,7}$	5,66	2,544	1,611	1,591		8,711	15,26	4,565	0,571:1:0,299	$1 \cdot 10^{-4}$	
2	$\frac{926}{6,8}$	6,11	2,54	1,612	1,591		8,710	15,26	4,565	0,571:1:0,299	0,018*	
3	$\frac{885}{6,7}$	6,10	2,542	1,611	1,585						0,016*	
4	$\frac{926}{6,8}$	5,71	2,582	1,612	1,588		8,721	15,286	4,571	0,570:1:0,299	0,0063*	0,046
5	$\frac{917}{6,8}$		2,57	1,612	1,589		8,723	15,275	4,570	0,571:1:0,299		
6	$\frac{899}{6,8}$	5,72	2,55	1,614	1,592	74°	8,694	15,240	4,577	0,564:1:0,300		0,005
7	$\frac{864}{6,7}$	5,91	2,57	1,606	1,581						0,027	0,03
8		2,57				69—70°					0,0078*	0,18
9		2,609		1,612	1,587							
10		2,62		1,612	1,588							
11				1,602	1,585							
12			2,63			109°						
13	6,0											
14	6,5		2,604	1,612	1,589							

\* По данным количественного спектрального анализа.

нагревания имеют первый эндотермический пик в интервале температур 830—870°С и второй после 900°С. Исследованиями А. С. Назаровой (1965) установлено, что первый пик (830—870°С) соответствует выделению высокотемпературной воды, а второй — началу разрушения структуры минерала.

*pH суспензии* варьирует от 6,8 до 7,2 бертрандита из флюорит-фенакит-бертрандитового месторождения и от 7 до 7,7 из полевошпат-флюорит-фенакит-бертрандитового месторождения.

*В катодных и ультрафиолетовых лучах* бертрандит не люминесцирует.

*Диэлектрическая проницаемость.* Для бертрандита из различных типов месторождений, замеренная Г. А. Горбатовым, варьирует от 5,66 до 6,10—6,11.

## Условия нахождения и минеральные ассоциации

Бертрандит является главным бериллиевым минералом месторождений бертрандитовой и флюорит-фенакит-бертрандитовой формаций.

*А. Месторождения бертрандитовой формации.* Месторождения бертрандитовой формации приурочены обычно к областям молодой мезо-кайнозойской складчатости. Для них характерна тесная связь с субвулканическими и вулканическими образованиями кислого



состава. Месторождения и рудопроявления данной формации известны в штате Юта, США (Топаз-Маунтин), в Мексике (Агуачиле) (Бертрандит-фенакитовые месторождения..., 1965), а также в СССР (Коваленко и др., 1968). Небольшая глубина формирования этих месторождений обусловила специфическую минерализацию, представленную водными силикатами бериллия — берtrandитом, гелльберtrandитом, сфероберtrandитом и беxоитом ( $\beta$ -Be(OH)<sub>2</sub>).

Бертрандит в оруденелых туфах хр. Томас (США) встречается в жеодах в виде мельчайших зерен в ассоциации с флюоритом, кварцем, опалом, спекуляритом, кальцитом, адуляром, цеолитами и монтмориллонитом.

В месторождении Агуачиле берtrandит образует радиально-лучистые агрегаты тонкоигольчатых кристаллов (величиной 0,15 мм) в ассоциации с флюоритом, цементируя его кристаллы.

На рудопроявлениях, охарактеризованных А. П. Коваленко и др. (1968) и Н. П. Заболотной и др. (1972), берtrandит встречается в виде мельчайших зерен и таблитчатых кристаллов (0,03—0,05 мм) и их агрегатов (до 0,5—1 мм) в ассоциации с флюоритом, адуляром и кварцем, выполняя гнездовые обособления среди адуляр-флюорит-кварцевых и карбонат-кварцевых жил.

**Б. Месторождения флюорит-фенакит-берtrandитовой формации.**

1. Одно из месторождений этой формации флюорит-фенакит-берtrandитового типа характеризуется примерно равным развитием берtrandита и фенакита. Бертрандит входит в состав флюорит-берtrandитовых и флюорит-фенакит-берtrandитовых руд, в которых он присутствует исключительно в форме кристаллов пластинчатой и таблитчато-призматической формы (величиной от 0,3—0,5 до 1,5, реже до 2—3 мм), часто образующих сноповидные и веерообразные сростки (см. табл. 13, ан. 1 и 2). Спорадически берtrandит (ан. 3) встречается в виде призматических кристаллов (величиной 3—5 мм), ориентированных параллельно контакту тел. По отношению к микроклину и реликтовому кальциту он выделяется позже, интенсивно их замещая или образуя в них вроски. С пиритом и другими сульфидами берtrandит имеет ровные границы, а в участках руд, обогащенных кварцем, наблюдается в виде неравномерно распределенных точечных включений и контурных скелетных кристаллов.

Во флюорит-фенакит-берtrandитовых рудах берtrandит в основном приурочен к флюоритовым участкам. Изредка он наблюдается и в полевошпатовых участках, но развивается четко по трещинкам спайности в микроклине или появляется в периферических частях сферолитовых сростков фенакита при коррозии его флюоритом и карбонатом.

2. Полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовое месторождение, представленное минерализованными зонами дробления, характеризуется большим содержанием берtrandита относительно фенакита (Назарова, 1965).

Бертрандит в массивных флюорит-бериллиевых рудах в виде таблитчатых кристаллов (0,3—0,5 мм) выделяется в промежутках изометричных зерен флюорита. В участках развития фенакита он группируется вокруг сростков последнего и интенсивно его замещает (см. табл. 13, ан. 4). Реже берtrandит встречается в рудах с друзовой текстурой,



приурочиваясь к концентрически-зональным образованиям, периферическая зона которых сложена крупнозернистым флюоритом и небольшим количеством микроклина, а центральная — альбитом и микроклином. В последней наблюдаются многочисленные пустоты — каверны, стенки их покрыты кристаллами серовато-белого кварца, на которые нарастают таблитчатые кристаллики берtrandита (размером до 1—3 мм).

В заключение отметим, что основная масса берtrandита на флюорит-фенакит-берtrandитовых месторождениях выделяется близкоодновременно с фенакитом и только небольшая его часть развивается за счет замещения фенакита в поздние стадии процесса. Образование берtrandита и фенакита на месторождениях этого типа является следствием эволюции состава минералообразующих растворов. В распределении их намечается вертикальная зональность, выражающаяся в приуроченности берtrandита к верхним горизонтам и в постепенной смене его с глубиной фенакитом.

3. Минерализация слюдисто (фенгит)-флюорит-берtrandитового типа метасоматически развивается по дайке порфировидных гранитов, залегающей среди доломитов и доломитизированных известняков. Характерно сложное строение и многообразие минеральных ассоциаций, среди которых ведущей является хлорит-фенгит-флюорит-фенакит-берtrandитовая с эвклазом, галенитом и буланжеритом. Макроскопически берtrandитовые руды представляют собой тонкозернистые зеленовато-черного цвета породы с неравномерным распределением гнезд и порфировидных выделений флюорита, пирита и берtrandита.

Минерал ассоциируется в основном с флюоритом, реже с фенгитом, хлоритом и дравитом, совместно с которыми иногда выполняет пустоты выщелачивания по пириту. Кроме того, берtrandит встречается во флюоритовых прожилках в ассоциации с эвклазом, выделяясь позже него и частично его корродируя. Он также наблюдается в маломощных линзовидных образованиях, где тесно сростается с галенитом (см. табл. 13, ан. 5). Условия формирования берtrandита и фенакита близки к месторождениям флюорит-фенакит-берtrandитового типа и в их распределении также устанавливается вертикальная зональность, при которой берtrandит располагается в наименее глубинных участках месторождений.

4. Месторождения топаз-флюорит-хризобериллового типа характеризуются большим разнообразием текстур руд — полосчатых, массивных, друзовидных, вкрапленных. Главный рудный минерал — хризоберилл, реже встречаются фенакит, эвклаз и берtrandит.

Берtrandит подобно эвклазу и фенакиту отмечается в жилах, развивающихся по контакту даек гранит-порфира или среди скарнов. Присутствует в основном во флюоритовых рудах друзовидной текстуры, встречаясь в виде мельчайших пластинчатых кристаллов. Изредка наблюдаются друзовые обособления его, сложенные веерообразными сростками (размером до 0,5 см), нарощими на крупнозернистый флюорит, который выстилает стенки пустот. Преимущественная приуроченность берtrandита к друзовым полостям среди массивных флюорит-хризоберилловых руд свидетельствует о более позднем его выделении относительно хризоберилла.



В. Месторождения слюдисто-флюорит-берилловой формации. Берtrandит для месторождений указанной формации не типичен, он встречается спорадически и появление его обусловлено главным образом растворением берилла и переотложением бериллия.

1. Месторождения маргарит-флогопит-бериллового типа характеризуются спорадическим распространением берtrandита (см. табл. 13, ан. 6), который в небольшом количестве встречается в плагиоклаз-берилловых жилах. Минерал присутствует в мелких (до  $0,5 \times 1$  см) пластинчатого облика кристаллах, образующих крестообразные и друзовидные сростки. Образование берtrandита связано с проявлением поздней гидротермальной стадии, в процессе которой происходило замещение плагиоклаза и берилла. Выделяющийся при этом бериллий здесь же переотлагается в пустотах выщелачивания в форме берtrandита и частично бавенита. В некоторых случаях он выделяется позже бавенита и развивается по нему.

2. На одном из рудопроявлений биотит-флюорит-бериллового типа наблюдались псевдоморфозы берtrandита, бавенита и адуляра по бериллу (Новикова, 1967), который в процессе проявления поздней цеолитовой минерализации интенсивно растворяется с образованием указанных минералов.

Г. Месторождения кварц-молибденит-вольфрамит-берилловой формации. В месторождениях этой формации берtrandит развит спорадически и образуется также в основном путем замещения берилла при проявлении поздних низкотемпературных стадий гидротермального процесса.

1. Месторождения кварц-вольфрамит-бериллового типа представлены обычно вольфрамит-кварцевыми жилами, характеризующимися многостадийным формированием оруденения. В раннюю стадию образуются вольфрамит, берилл, касситерит, молибденит, а из жильных — кварц, калиевый полевой шпат, топаз, мусковит. В позднюю стадию минерализации происходит формирование жил сульфидно-кварцевого состава или возникновение друзовых пустот, выполненных сульфидами и карбонатами. С последней стадией и связано появление берtrandита, который наблюдается чаще всего в пустотках кварцевых жил, содержащих берилл, где образует друзовидные сростки, иногда нарастающие на гранях кварца и вольфрамитов (см. табл. 13, ан. 7).

2. На месторождениях кварц-касситеритового типа с бедной бериллиевой минерализацией берtrandит, по данным Ив. Ф. Григорьева и Е. И. Долмановой (1955), выделяется как самостоятельный минерал в поздние стадии процесса, в виде призматических, пластинчатых и чечевицеобразных кристаллов (см. табл. 13, ан. 8), нарастающих на кристаллы альбита, а иногда на ранний топаз и кварц.

3. Кварц-вольфрамит-молибденитовые месторождения с аксессуарным бериллом и берtrandитом детально изучены Ф. В. Чухровым (Чухров, Смольянинова, 1956). Берtrandит в виде мелких прозрачных и бесцветных пластинчатых кристалликов и веерообразных сростков, достигающих 5 см (см. табл. 13, ан. 9), выполняет промежутки между корродированным бериллом, вольфрамитом и мусковитом, местами нарастает на мусковит и в то же время идиоморфен относительно флюорита и родохрозита.



Д. Месторождения формации бериллийсодержащих полевошпатовых метасоматитов. Берtrandит для месторождений указанной формации, как правило, не характерен. Исключение представляет полевошпат-гегтгельвин-фенакит-берtrandитовое рудопроявление, на котором одним из основных типов руд является магнетит-гематит-кварц-полевошпатовая с берtrandитом и фенакитом и аксессуарными пироксеном, торитом, монацитом, бастнезитом и сульфидами. Берtrandит в форме пластинчатых кристаллов, размером от долей до 5 мм, тесно ассоциируется с гематитом и кварцем (см. табл. 13, ан. 10). Местами минерал метасоматически развивается по микроклину и альбиту и образует псевдоморфозы по магнетиту, в тесной ассоциации с которым находятся полевые шпаты и фенакит. Последнее свидетельствует о более позднем выделении берtrandита относительно фенакита.

Е. Месторождения бериллийсодержащих пегматитов в данной работе не рассматриваются. Для сравнения приведены только химические составы берtrandита (см. табл. 13, ан. 11, 12, 14).

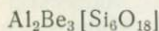
### Процессы изменения берtrandита и диагностические признаки

1. Воздействие поздних минералов непосредственно в процессе выделения их из рудообразующих растворов часто вызывает явления коррозии берtrandита флюоритом, карбонатом и слюдами, вследствие чего возникают контурные (скелетные) кристаллы в кварце.

2. Берtrandит на поздних стадиях развития процессов в массивных флюорит-берtrandитовых рудах замещается бавенитом, а в участках руд, обогащенных микроклином, — миларитом. В свою очередь, сам он местами развивается по милариту.

Берtrandит характеризуется следующими признаками, отличающими его от бериллиевых и сопутствующих минералов: пластинчатый, таблитчатый и призматический габитус кристаллов; высокое содержание окиси бериллия; твердость (6,4—6,8) средняя между очень твердыми (хризоберилл, берилл, фенакит) и сравнительно мягкими (бавенит, лейкофан) минералами; низкая плотность (2,55—2,60) сближает его с миларитом, редко встречающимися эпидидимитом, чкаловитом и лейфитом, а оптические свойства — двуосность, отрицательный знак, средние показатели преломления и высокое двупреломление с большой группой распространенных бериллиевых минералов (лейкофаном, мелинофаном, либеритом, гердеритом) и с мусковитом (за который он может быть принят в шлифах).

### БЕРИЛЛ



До последнего времени берилл является основным промышленным минералом для получения металлического бериллия и его соединений. Бериллу и его драгоценным разновидностям посвящено большое количество работ. Наиболее интересны исследования А. Е. Ферсмана (1925, 1940); первые обобщения по химическому составу берилла были сделаны А. И. Гинзбургом (1955) и А. А. Беусом (1960), по кристаллохи-



мии — В. В. Бакакиным, Г. М. Рыловым и Н. В. Беловым (1967); в 1964 г. вышла монография В. Г. Фекличева, посвященная детальному исследованию морфологии и структуры кристаллов берилла; интересна также в этом отношении работа Матсуды (Matsuda, 1964).

В данной работе основное внимание уделено особенностям берилла из гидротермальных месторождений, наиболее слабо охарактеризованных в литературе.

### Физические свойства и химический состав

*Химический состав.* Бериллы гидротермальных месторождений отличаются от бериллов из пегматитов резко пониженным содержанием суммы щелочей, в частности незначительным количеством цезия и мень-

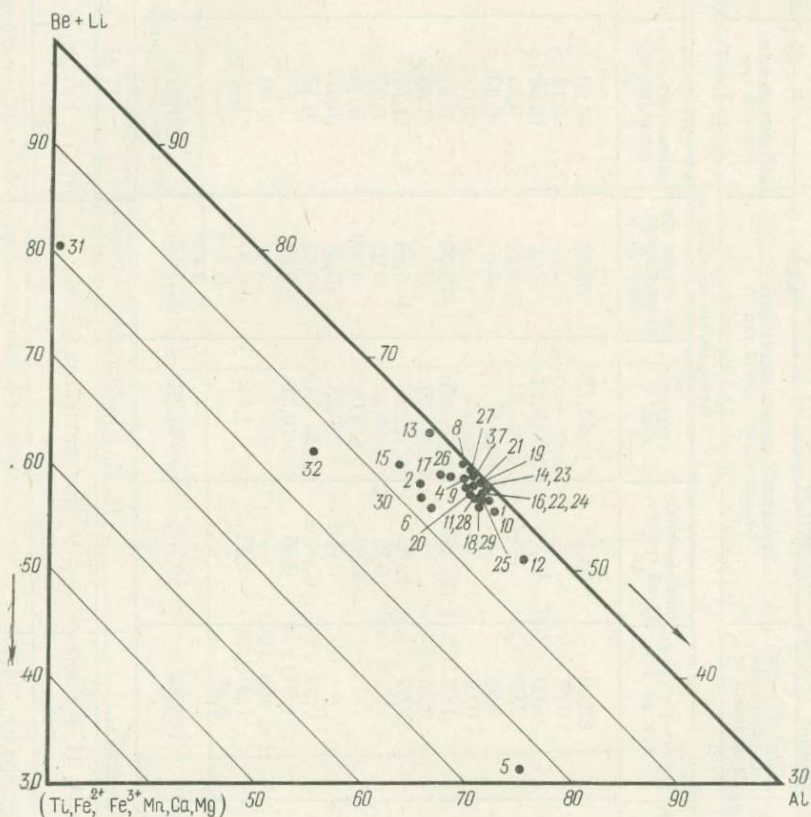


Рис. 20. Диаграмма химического состава бериллов

шим содержанием воды (табл. 15). В то же время они характеризуются более высоким содержанием железа (от 0,2 до 3%  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ) и магния (до 1,2%  $\text{MgO}$ ).

Химические составы изученных бериллов, пересчитанные на группы (Be+Li), (Al) и (Fe+Ti+Mn+Ca), нанесены на треугольную диаграмму (рис. 20), на которой отчетливо видно, что основная масса их



## Химический состав бериллов, вес. %

Компоненты	Флюорит-бертраундит-фенакитовая формация						Слюдисто-флюорит-берилловая формация	
	Слюдисто-флюорит-фенакитовый тип	Слюдисто-флюорит-топаз-хризоберилловый тип	Турмалин-флюорит-касситерит-фенакит-даналитовый тип		Полевошпат-фенакитовый тип	Мусковит-флюорит-берилловый тип		
	Минеральная ассоциация							
	флюорит-слюдяная, ан. 1	берилл-флюоритовая, ан. 2	топаз-мусковитовый грейзен, ан. 3	кварцевая, ан. 4	касситерит-турмалин-флюоритовая, ан. 5	полевошпат-кварцевая, ан. 6	мусковит-флюоритовый грейзен, ан. 7	кварцевая, ан. 8
SiO <sub>2</sub>	66,03	65,29	65,70	65,72	56,63	64,90	65,30	64,66
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,08	—	—	—	0,14	He обн.	Следы
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,84	15,00	18,21	18,18	19,58	16,50	18,53	18,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,00	2,05	1,00	1,91	1,22	0,28	0,20	0,19
FeO	—	0,96	—	—	—	0,93	He обн.	0,03
MnO	He обн.	0,02	—	—	—	0,023	0,016	—
CaO	0,10	1,07	He обн.	He обн.	10,00	0,1	—	—
MgO	0,32	0,36	—	0,09	0,51	1,85	0,32	0,13
BeO	11,97	12,02	12,65*	12,89	6,23	11,74	13,20	13,84
Li <sub>2</sub> O	—	—	0,31	0,40	0,22	0,026	0,06	0,069
Rb <sub>2</sub> O	—	—	0,01	0,012	0,009	0,008	—	—
Cs <sub>2</sub> O	—	—	0,098	0,25	0,23	0,074	—	—
K <sub>2</sub> O	He обн.	0,50	Следы	He обн.	0,36	0,37	0,10	Следы
Na <sub>2</sub> O	—	1,08	0,36	0,32	3,20	1,55	0,42	0,20
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	He обн.	—	—	—	0,06	He обн.	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,67	1,20	1,43	1,49	1,20	2,64	1,87	1,68
F	—	0,45	—	—	0,28*	—	0,01	—
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	0,42*	—	—	—
С у м м а	100,02	100,08	99,768	101,262	100,089	101,191	100,026	99,229
Аналитик	А. А. Липатова		В. И. Юрченкова			Т. М. Костырева		
Источник	М. И. Новикова	И. И. Куприянова	Н. К. Маршукова (1969)			И. И. Куприянова	В. Т. Шацкая	А. И. Гинзбург
	(Бериллиевые минералы..., 1973)					(Бериллиевые минералы..., 1973)		

\* Микросиликатный анализ.



Компоненты	Слюдисто-флюорит-берилловая формация						
	Биотит-флюорит-берилловый тип				Флогопит-маргарит- берилловый тип		
	Минеральная ассоциация						
	альбит-флюорит-биотитовый грейзен, ан. 9	альбитовая, ан. 10	кварцевая, ан. 11	биотитовая, ан. 12	мусковит-флюоритовая, ан. 13	альбит-кварцевая, ан. 14	флогопитовая, ан. 15
SiO <sub>2</sub>	65,54	66,27	66,76	65,14	64,99	64,38	64,69
TiO <sub>2</sub>	He обн.	0,05	He обн.	0,04	—	—	He обн.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,48	17,78	18,61	18,55	18,38	19,48	15,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,81	0,64	0,40	0,65	0,23	Следы	0,35
FeO	0,21	0,41	0,10	0,45	—	—	—
MnO	Следы	—	0,006	—	—	—	Следы
CaO	He обн.	He обн.	He обн.	1,01	0,40	0,30	0,80
MgO	0,54	0,19	0,29	He обн.	—	1,11	1,89
BeO	12,77	12,24	12,54	12,48	13,83	13,72	13,37
Li <sub>2</sub> O	He обн.	0,012	0,12	He обн.	0,30	—	—
Rb <sub>2</sub> O	0,06	—	0,005	0,003	—	—	—
Cs <sub>2</sub> O	0,01	—	0,064	0,017	—	—	—
K <sub>2</sub> O	0,33	0,30	0,52	Следы	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	0,69	0,70	0,54	1,13	1,16	1,10	1,80
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	He обн.	0,16	—	0,28	0,00	—	He обн.
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,72	1,71	1,18	0,83	0,90	1,25	1,29
F	—	—	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а	100,16	100,462	101,135	100,58	100,19	101,34	99,35
Аналитик	К. А. Дорофеева	Т. А. Ухина, Л. И. Полупанова			М. Е. Казакова	В. С. Салтыкова	
Источник	М. И. Новикова (Слюдисто-флюорит-берилловые..., 1967)				К. А. Власов, Е. И. Кутукова (1960)		



Компоненты	Кварц-молибденит-вольфрамит-берилловая формация							
	Кварц-вольфрамит-берилловый тип	Кварц-вольфрамит-молибденит-берилловый тип	Кварц-касситерит-берилловый тип	Кварц-касситерит-вольфрамит-берилловый тип	Кварц-молибденит-вольфрамит-берилловый тип	Кварц-касситерит-берилловый тип		
	Минеральная ассоциация							
	флюорит-кварцевая, ан. 16	кварцевая, ан. 17	кварц-топаз-слюдяной грейзен, ан. 18	вольфрамит-кварцевая, ан. 19	кварцевая, ан. 20	кварцевая, ан. 21	кварц-слюдяно-берилловый грейзен, ан. 22	кварцевая, ан. 23
SiO <sub>2</sub>	65,18	64,60	65,76	65,80	65,06	66,80	66,26	66,30
TiO <sub>2</sub>	—	—	0,033	0,03	Не обн.	Не обн.	Следы	0,040
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,8	17,75	18,53	18,03	19,12	17,76	18,07	19,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Следы	1,37	0,72	0,29	0,61	0,11	0,08	0,21
FeO	—	Не обн.	0,49	0,22	Не обн.	0,48	0,99	Не обн.
MnO	0,09	—	—	Следы	"	Не обн.	0,005	0,006
CaO	0,02	0,45	0,46	0,17	0,43	"	0,02	0,00
MgO	0,08	0,48	0,22	Не обн.	0,10	"	0,10	0,50
BeO	14,00	13,34	12,80	13,19	13,68	12,91	13,50	13,37
Li <sub>2</sub> O	—	0,41	—	Не обн.	0,019	0,013	Не обн.	0,09
Rb <sub>2</sub> O	—	—	—	0,021	—	0,02	0,02	0,014
Cs <sub>2</sub> O	—	—	—	0,10	—	0,27	0,25	0,05
K <sub>2</sub> O	—	0,25	0,19	0,23	0,25	0,40	0,20	0,18
Na <sub>2</sub> O	—	—	0,29	0,18	—	0,15	0,20	0,25
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	0,05	0,24	0,14	0,02	0,00
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,7	1,75	1,86	1,00	1,20	0,18	0,33	0,70
F	—	—	0,08	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а	100,87	100,40	101,433	99,311	100,709	99,233	100,045	100,74
Аналитик				К. А. Дорофеева	В. М. Лурье	Л. И. Полупанова	Л. Г. Носова	К. А. Дорофеева
Источник	А. А. Беус (1960)		И. И. Куприянова (Бериллиевые минералы..., 1973)	В. Т. Шацкая (Заболотная и др., 1962)		М. И. Новикова (Заболотная и др., 1962)		



Компоненты	Кварц-молибденит-берилловая формация			Бериллийсодержащие скарны		Бериллийсодержащие пегматиты			
	Кварц-вольфрамит-берилловый тип	Кварц-вольфрамит-молибденит-берилловый тип	Кварц-берилловый (касситерит, вольфрамит) тип	Магнетит-флюорит-хризоберилловый тип	Редкометалльные пегматиты	Хрусталеносные гранитные пегматиты		Редкометалльные пегматиты	
	Минеральная ассоциация								
	кварцевая, ан. 24	вольфрамит-кварцевая (зона дробления), ан. 25	кварц-слюдяной грейзен, ан. 26	кварцевая, ан. 27	полевошпатовая, ан. 28	флюорит-мусковитовый грейзен, ан. 29	флюорит-кварц-берилловая		микроклин-альбит-кварцевая, ан. 32
						ан. 30	ан. 31		
SiO <sub>2</sub>	65,83	65,79	66,28	68,08	64,98	65,62	64,00	58,80	59,52
TiO <sub>2</sub>	He обн.	0,045	He обн.	0,04	0,04	He обн.	0,12		0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,77	19,76	17,55	17,66	18,60	18,53	15,64	0,25	10,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,43	0,00	0,67	0,53	0,60	0,29	2,84	2,21	2,08
FeO	0,06	0,44	0,12	0,08	0,43	0,02	He обн.	3,68	2,24
MnO	0,009	0,005	Следы	—	—	—	—	—	0,09
CaO	He обн.	0,00	He обн.	Следы	—	0,01	He обн.	1,58	0,29
MgO	0,37	0,11	"	He обн.	0,24	He обн.	"	—	0,11
BeO	13,02	13,14	13,38	"	0,16	0,11	"	0,82	2,16
Li <sub>2</sub> O	0,052	0,12	0,12	"	12,93	12,76	12,52	12,90	12,49
Rb <sub>2</sub> O	0,01	0,007	0,022	0,02	—	0,14	0,115	—	0,23
Cs <sub>2</sub> O	0,04	0,02	0,04	Следы	—	0,004	He обн.	0,037	—
K <sub>2</sub> O	0,20	0,68	0,25	0,09	—	0,17	0,039	0,37	6,68
Na <sub>2</sub> O	0,26	0,30	0,23	0,10	0,26	0,30	0,56	0,22	0,16
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	He обн.	0,06	0,02	0,20	0,63	0,45	1,17	2,82	1,16
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,37	0,90	1,35	1,70	1,60	1,74	2,0	2,60	1,62
F	—	—	—	—	—	—	ZnO = 0,20	—	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,27
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub> = 14,44	Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0,10
С у м м а	100,421	101,377	100,832	100,78	100,47	100,144	100,544	100,727	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 0,09 99,97
Аналитик	Л. И. Полупанова		Т. И. Костырева, В. М. Лурье	Г. Е. Синюгина	К. А. Дорофеева	Т. И. Костырева			
Источник	М. И. Новикова (Заболотная и др., 1962)				И. И. Куприянова, М. И. Новикова (Бериллиевые минералы..., 1973)		М. Б. Чистякова (1968)		W. T. Schaller (1962)



## Кристаллохимические формулы и структурные типы берилла

- Ан. 1.  $\text{Ca}_{0,01}(\text{Be}_{2,55}\text{Mg}_{0,04}\text{Fe}^{3+}_{0,07})_2\text{Al}_{1,86}[\text{Si}_{5,85}\text{O}_{18}] \cdot 1,54\text{H}_2\text{O} - t$   
 Ан. 2.  $(\text{Na}_{0,2}\text{K}_{0,06}\text{Ca}_{0,04})_0,3(\text{Be}_{2,71}\text{Si}_{0,14})_2,85(\text{Al}_{1,66}\text{Fe}_{0,22}\text{Mg}_{0,05}\text{Ti}_{0,01})_{1,94}[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 0,38\text{H}_2\text{O} - to$   
 Ан. 3.  $\text{Na}_{0,06}(\text{Be}_{2,77}\text{Li}_{0,12}\text{Si}_{0,05}\text{Al}_{0,02})_2,96(\text{Al}_{1,13}\text{Fe}_{0,07})_2,00[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 0,43\text{H}_2\text{O} - t$   
 Ан. 4.  $(\text{Na}_{0,05}\text{Li}_{0,03}\text{Cs}_{0,01})_{0,09}(\text{Be}_{2,84}\text{Li}_{0,13}\text{Al}_{0,03}\text{Si}_{0,01})_3,01(\text{Al}_{1,93}\text{Fe}_{0,06}\text{Mg}_{0,01})_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 0,45\text{H}_2\text{O} - t$   
 Ан. 5.  $(\text{Ca}_{0,98}\text{Na}_{0,12}\text{K}_{0,05}\text{Cs}_{0,01})_{1,66}(\text{Be}_{1,51}\text{Al}_{0,21}\text{Li}_{0,09})_{1,81}(\text{Al}_{1,83}\text{Fe}_{0,09}\text{Mg}_{0,08})_2[\text{Si}_{5,71}\text{Al}_{0,29}\text{O}_{18}] \cdot 0,4\text{H}_2\text{O} - to$   
 Ан. 6.  $(\text{Na}_{0,28}\text{K}_{0,04})_{0,32}(\text{Be}_{2,65}\text{Si}_{0,11}\text{Al}_{0,08}\text{Li}_{0,01})_2,85(\text{Al}_{1,64}\text{Mg}_{0,26}\text{Fe}_{0,09}\text{Ti}_{0,01})_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 0,83\text{H}_2\text{O} - to$   
 Ан. 7.  $(\text{Na}_{0,07}\text{K}_{0,01})_{0,6}(\text{Be}_{2,91}\text{Al}_{0,05})_2,96(\text{Al}_{1,96}\text{Fe}^{3+}_{0,06}\text{Mg}_{0,04})_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 0,57\text{H}_2\text{O} - o$   
 Ан. 8.  $\text{Na}_{0,03}(\text{Be}_{2,97}\text{Li}_{0,02}\text{Fe}^{3+}_{0,01})_3(\text{Al}_{1,94}\text{Mg}_{0,02})_{1,96}[\text{Si}_{5,78}\text{O}_{18}] \cdot 1,0\text{H}_2\text{O} - to$   
 Ан. 9.  $(\text{Na}_{0,12}\text{K}_{0,04})_{0,16}(\text{Be}_{2,83}\text{Al}_{0,04}\text{Si}_{0,04})_2,91(\text{Al}_{1,85}\text{Fe}^{3+}_{0,06}\text{Fe}^{2+}_{0,02}\text{Mg}_{0,07})_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 0,51\text{H}_2\text{O} - to$   
 Ан. 10.  $(\text{Na}_{0,13}\text{K}_{0,03})_{0,16}(\text{Be}_{2,71}\text{Al}_{0,03}\text{Si}_{0,09})_2,83(\text{Al}_{1,9}\text{Fe}^{3+}_{0,05}\text{Fe}^{2+}_{0,03}\text{Mg}_{0,02})_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 0,39\text{H}_2\text{O} - to$   
 Ан. 11.  $(\text{Na}_{0,1}\text{K}_{0,07})_{0,17}(\text{Be}_{2,73}\text{Al}_{0,05}\text{Si}_{0,05}\text{Li}_{0,04})_2,87(\text{Al}_{1,13}\text{Fe}^{3+}_{0,03}\text{Mg}_{0,04})_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 0,37\text{H}_2\text{O} - t$   
 Ан. 12.  $(\text{Na}_{0,2}\text{Ca}_{0,1})_0,3(\text{Be}_{2,75}\text{Al}_{0,04})_2,79(\text{Al}_{1,93}\text{Fe}^{3+}_{0,04}\text{Fe}^{2+}_{0,03})_2[\text{Si}_{5,97}\text{Al}_{0,03}\text{O}_{18}] \cdot 0,25\text{H}_2\text{O} - o$   
 Ан. 13.  $(\text{Na}_{0,2}\text{Ca}_{0,04})_{0,24}(\text{Be}_{2,92}\text{Li}_{0,11})_3,03(\text{Al}_{1,97}\text{Fe}^{3+}_{0,04})_2,01[\text{Si}_{5,9}\text{Be}_{0,1}\text{O}_{18}] \cdot 0,53\text{H}_2\text{O} - t$   
 Ан. 14.  $(\text{Na}_{0,19}\text{Ca}_{0,03})_{0,22}\text{Be}_{2,91}(\text{Al}_{1,99}\text{Mg}_{0,01})_2[\text{Si}_{5,74}\text{Al}_{0,06}\text{O}_{18}] \cdot 0,37\text{H}_2\text{O} - n$   
 Ан. 15.  $(\text{Na}_{0,32}\text{Ca}_{0,08})_{0,4}\text{Be}_{2,97}(\text{Al}_{1,66}\text{Cr}_{0,02}\text{Fe}^{2+}_{0,02})_{1,7}[\text{Si}_{5,96}\text{O}_{18}] \cdot 0,30\text{H}_2\text{O} - n$   
 Ан. 16.  $(\text{Be}_{2,95}\text{Mg}_{0,01})_2,96\text{Al}_2[\text{Si}_{5,75}\text{Al}_{0,05}\text{O}_{18}] \cdot 1,01\text{H}_2\text{O} - n$   
 Ан. 17.  $(\text{K}_{0,03}\text{Ca}_{0,04})_{0,07}(\text{Be}_{2,85}\text{Li}_{0,15})_3(\text{Al}_{1,87}\text{Fe}^{3+}_{0,03}\text{Mg}_{0,06})_2,02[\text{Si}_{5,75}\text{Al}_{0,02}\text{O}_{18}] \cdot 1,04\text{H}_2\text{O} - to$   
 Ан. 18.  $(\text{Na}_{0,05}\text{K}_{0,02}\text{Ca}_{0,04})_{0,11}(\text{Be}_{2,71}\text{Fe}^{3+}_{0,05}\text{Fe}^{2+}_{0,03}\text{Mg}_{0,03})_2,82\text{Al}_{1,93}[\text{Si}_{5,82}\text{O}_{18}] \cdot 1,09\text{H}_2\text{O} - t$   
 Ан. 19.  $(\text{Na}_{0,03}\text{K}_{0,02}\text{Ca}_{0,01})_{0,06}(\text{Be}_{2,91}\text{Si}_{0,05})_2,96(\text{Al}_{1,96}\text{Fe}^{3+}_{0,02}\text{Fe}^{2+}_{0,01})_{1,99}[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 0,30\text{H}_2\text{O} - t$   
 Ан. 20.  $(\text{K}_{0,03}\text{Ca}_{0,04})_{0,07}(\text{Be}_{2,92}\text{Li}_{0,01})_2,93(\text{Al}_{1,95}\text{Fe}^{3+}_{0,04}\text{Mg}_{0,01})_2[\text{Si}_{5,79}\text{Al}_{0,05}\text{O}_{18}] \cdot 0,71\text{H}_2\text{O} - o$   
 Ан. 21.  $(\text{Na}_{0,03}\text{K}_{0,05}\text{Cs}_{0,01})_{0,09}(\text{Be}_{2,83}\text{Fe}^{3+}_{0,01}\text{Fe}^{2+}_{0,04})_2,88(\text{Al}_{1,9}\text{Si}_{0,06})_{1,98}[\text{Si}_{6,00}\text{O}_{18}] \cdot 0,11\text{H}_2\text{O} - to$   
 Ан. 22.  $(\text{Na}_{0,03}\text{K}_{0,02}\text{Cs}_{0,01})_{0,06}(\text{Be}_{2,89}\text{Al}_{0,05}\text{Si}_{0,06})_3(\text{Al}_{1,91}\text{Fe}^{2+}_{0,07}\text{Mg}_{0,02})_2[\text{Si}_{6,0}\text{O}_{18}] \cdot 0,09\text{H}_2\text{O} - to$   
 Ан. 23.  $(\text{Na}_{0,04}\text{K}_{0,02})_{0,06}(\text{Be}_{2,95}\text{Li}_{0,02}\text{Al}_{0,03})_3(\text{Al}_{1,95}\text{Fe}^{3+}_{0,02}\text{Mg}_{0,03})_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 0,29\text{H}_2\text{O} - to$   
 Ан. 24.  $(\text{Na}_{0,04}\text{K}_{0,02})_{0,06}(\text{Be}_{2,78}\text{Li}_{0,02})_2,8(\text{Al}_{1,92}\text{Fe}^{3+}_{0,03}\text{Mg}_{0,05})_2[\text{Si}_{5,86}\text{Al}_{0,05}\text{O}_{18}] \cdot 0,92\text{H}_2\text{O} - o$   
 Ан. 25.  $(\text{Na}_{0,05}\text{K}_{0,08})_{0,13}(\text{Be}_{2,8}\text{Li}_{0,04})_2,84(\text{Al}_{1,96}\text{Fe}^{2+}_{0,03}\text{Mg}_{0,01})_2[\text{Si}_{5,85}\text{Al}_{0,11}\text{O}_{18}] \cdot 0,5\text{H}_2\text{O} - to$   
 Ан. 26.  $(\text{Na}_{0,04}\text{K}_{0,03})_{0,07}\text{Be}_{2,89}(\text{Al}_{1,84}\text{Fe}^{3+}_{0,04}\text{Fe}^{2+}_{0,01})_{1,89}[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 0,8\text{H}_2\text{O} - o$   
 Ан. 27.  $(\text{Na}_{0,03}\text{K}_{0,01}\text{Cs}_{0,01})_{0,05}(\text{Be}_{2,68}\text{Li}_{0,01}\text{Si}_{0,11})_2,8(\text{Al}_{1,89}\text{Fe}^{3+}_{0,03}\text{Si}_{0,08})_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 0,47\text{H}_2\text{O} - to$   
 Ан. 28.  $(\text{Na}_{0,11}\text{K}_{0,03}\text{Ca}_{0,02})_{0,16}(\text{Be}_{2,85}\text{Fe}^{3+}_{0,04}\text{Fe}^{2+}_{0,03}\text{Mg}_{0,02})_{2,94}\text{Al}_2[\text{Si}_{5,96}\text{O}_{18}] \cdot 0,49\text{H}_2\text{O} - t$   
 Ан. 29.  $(\text{Na}_{0,08}\text{K}_{0,03}\text{Cs}_{0,01})_{0,12}(\text{Be}_{2,77}\text{Fe}^{3+}_{0,01}\text{Li}_{0,02}\text{Mg}_{0,01})_{2,81}\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot 0,52\text{H}_2\text{O} - t$   
 Ан. 30.  $(\text{Na}_{0,2}\text{K}_{0,06}\text{Cs}_{0,01})_{0,27}(\text{Be}_{2,71}\text{Fe}^{3+}_{0,19}\text{Li}_{0,04}\text{Mg}_{0,07})_3(\text{Al}_{1,66}\text{Mg}_{0,1})_{1,76}[\text{Si}_{5,76}\text{O}_{18}] \cdot 1,2\text{H}_2\text{O} - to$   
 Ан. 31.  $(\text{Na}_{0,52}\text{K}_{0,03}\text{Cs}_{0,02})_{0,57}(\text{Be}_{2,97}\text{Fe}^{3+}_{0,03})_3(\text{Al}_{0,03}\text{Sc}_{1,21}\text{Fe}^{3+}_{0,13}\text{Fe}^{2+}_{0,29}\text{Mn}_{0,13}\text{Mg}_{0,12})_{1,91}[\text{Si}_{5,64}\text{O}_{18}] \cdot 1,66\text{H}_2\text{O} - t$   
 Ан. 32.  $(\text{Na}_{0,22}\text{K}_{0,02}\text{Cs}_{0,28})_{0,52}\text{Be}_3(\text{Al}_{1,25}\text{Sc}_{0,01}\text{Fe}^{3+}_{0,15}\text{Fe}^{2+}_{0,19}\text{Cr}_{0,01}\text{Mn}_{0,02}\text{Mg}_{0,32})_{1,95}[\text{Si}_{5,96}\text{O}_{18}] \cdot 0,54\text{H}_2\text{O} - o$



располагается компактно вблизи линии (Be+Li) и (Al), примерно в средней ее части, вследствие близости химического состава.

Согласно исследованиям В. В. Бакакина и Г. М. Рылова (1970) большинство изученных нами бериллов относятся к *t*-бериллам и *to*-бериллам — минералам с замещением преимущественно в тетраэдрической позиции (*t*) и с замещением в двух позициях (*to*): тетраэдрической (*t*) и октаэдрической (*o*). Берилл с составом, близким к «нормальному» (*n*), отмечен на флогопит-маргарит-берилловом месторождении. Бериллы с замещением в октаэдрической позиции, так называемые *o*-бериллы, встречаются в грейзенах и кварцево-жильных образованиях. К ним же относятся необычный берилл из Аризоны и бацит (см. табл. 15, ан. 31 и 32).

Характер элементов-примесей в бериллах в значительной степени определяется составом вмещающих пород. Наибольшее количество примесей натрия, кальция, железа и магния обнаруживается в бериллах из метасоматических месторождений, развивающихся среди пород повышенной основности или известняков (табл. 16).

Большой интерес представляет кальциевая разновидность берилла (см. табл. 15, ан. 5), содержащая 6,23% BeO и до 10% CaO. В отличие от бацита (Чистякова, 1968) и необычного берилла из Аризоны (Schaller e. a., 1962), в которых отмечается замещение алюминия в октаэдрических позициях соответственно скандием и магнием, в этой разновидности кальций, по-видимому, занимает положение крупных катионов (K, Cs, Na) в каналах структуры минерала.

*Морфология выделений.* Берилл гидротермальных месторождений отличается преимущественно длиннопризматическим обликом кристаллов с отношением диаметра к длине от 1:3 до 1:20, реже наблюдаются конусовидные кристаллы, шестоватые, сноповидные и радиально-лучистые сростки. Обычно кристаллы увенчаны пинакоидом.

В метасоматических образованиях нередко зерна неправильной ксеноморфной формы, скелетные выделения и «контурные» кристаллы, представляющие собой агрегат тесно сросшихся длиннопризматических кристаллов, отличающихся обилием остроугольных включений жильных минералов. «Контурные» кристаллы в какой-то степени напоминают «фаршированные» кристаллы берилла из пегматитов (Беус, 1960).

Размеры кристаллов берилла широко варьируют от микроскопических выделений до 20—30 см по длинной оси, но в большинстве гидротермальных месторождений берилл характеризуется мелкими размерами выделений (2—3×10—15 мм).

*Цвет. Блеск.* Берилл обычно окрашен в бледные голубовато-зеленоватые тона или бесцветный, реже встречаются голубые прозрачные разновидности (аквамарины) и ярко-зеленые бериллы — изумруды, цвет которых обусловлен соответственно ионами двухвалентного железа и хрома. На отдельных месторождениях наблюдаются бериллы, окрашенные интенсивно в синий (см. табл. 15, ан. 5) и сине-голубой цвет. Блеск минерала стеклянный на гранях призмы и матовый на изломе и в зернистых формах.

*Твердость.* Исследованиями Е. К. Аксеновой (Бериллиевые минералы..., 1973) установлена анизотропия твердости II рода (в разных сечениях одного и того же кристалла). Микротвердость изученных бериллов в продольном направлении варьирует от 1204 до 1460 кгс/мм<sup>2</sup>,

## Основные свойства бериллов

Номер анализа	Твердость $H$ , кгс/мм <sup>2</sup> $H_0$	Диэлектричес- кая проницае- мость	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Показатели преломления		Параметры элементар- ной ячейки, Å			Элементы-примеси, %		
				$n_o$	$n_e$	$a$	$c$	$c:a$	Cr	Sc	Ga
1	1233—1398 7,5—7,8	6,58	2,73	1,579	1,567	9,215	9,212	0,9996			
2			2,65	1,578	1,572	9,24	9,17	0,9924			
3			2,62	1,571	1,566						0,03
4			2,63	1,574	1,566						0,001
5			2,72	1,589	1,570	9,252	9,209	0,9963			
6	1142 7,3		2,67	1,582	1,572						
7	1233—1410 7,5—7,8		2,67	1,575	1,569	9,221	9,209	0,9986			
8			2,66								
9		6,52	2,70	1,576	1,567	9,222	9,211	0,9988	0,001	0,003	
10	1262 7,6	6,50	2,66	1,573	1,567	9,220	9,211	0,9989	0,001	0,001	
11	1282 7,6	6,68	2,66	1,573	1,567	9,211	9,212	0,9989			0,01
12		6,79	2,68	1,575	1,567	9,219	9,211	0,9991			0,01
13	1234—1460 7,5—7,9		2,70	1,580	1,574						0,01
14				1,584	1,578						0,01
15				1,586	1,582					0,025	0,001
16		6,50	2,69	1,572	1,566						
17		6,93									
18	1233—1449 7,5—7,9	6,01	2,70	1,572	1,566						
19		6,01	2,68	1,570	1,566	9,2192	9,2082	0,9987			
20		6,06		1,570	1,566					0,01	
21	1204 7,5		2,67	1,570	1,566	9,2201	9,2094	0,9988			
22		6,31	2,65	1,573	1,569	9,2200	9,2103	0,9989		0,01	
23		6,38	2,66	1,572	1,565	9,2223	9,2101	0,9986	0,001	0,01	
24											
25	1252—1410 7,6—7,8	6,51	2,661	1,570	1,564	9,2190	9,2085	0,9988		0,01	
26	1247 7,5		2,60	1,573	1,569				0,001	0,01	
27			2,68	1,571	1,565	9,222	9,209	0,9986			
28		7,54	2,67	1,576	1,570						
29		6,93	2,69	1,577	1,572	9,222	9,209	0,9986			
30	1250 1,5		2,71	1,579	1,572	9,221	9,173	0,9947			$2 \cdot 10^{-4}$
30a	1096 7,1		2,74	1,588	1,580	9,267	9,202	0,9629	0,001	0,003	0,001
31	851—897		2,77	1,627	1,607	9,521	9,165	0,9626			$1 \cdot 10^{-4}$
32			2,92	1,608	1,599	9,30	9,20	0,989			



в поперечном от 1133 до 1252 кгс/мм<sup>2</sup>, что по шкале Мооса соответствует твердости в продольном направлении от 7,7 до 7,9 и в поперечном 7,5—7,6.

*Плотность.* Варьирует от 2,61 до 2,73 г/см<sup>3</sup> (см. табл. 15 и 16, ан. 1 и 26); в среднем 2,67—2,70 г/см<sup>3</sup>.

*Оптические свойства.* Минерал одноосный, отрицательный, иногда слабо двуосный с углом оптических осей  $2V$  около 10—15°. В шлифах в проходящем свете бесцветный. Синие и сине-голубые бериллы обнаруживают отчетливый плеохроизм от бесцветного до голубого цвета. В поперечных сечениях изредка наблюдается своеобразная поперечно-волокнистая структура, напоминающая микроклиновую решетку. Обычно берилл содержит газово-жидкие включения, которые преимущественно ориентированы параллельно удлинению кристаллов, реже расположены беспорядочно. Показатели преломления варьируют по  $n_o$  от 1,570 до 1,589 и по  $n_e$  от 1,565 до 1,572; в то же время для большой группы натриевых бериллов они несколько выше бесщелочных бериллов (см. табл. 15 и 16, ан. 19—27). Двупреломление минерала низкое (0,006—0,008), за исключением кальциевого берилла (0,019).

*Рентгенографическое исследование.* Проведено Н. И. Черновой и Н. А. Картенко. Параметры исследованных бериллов изменяются незначительно (см. табл. 16), в некоторых случаях параметр  $c$  является показательным, так как происходит его увеличение с повышением содержания щелочей (Франк-Каменецкий, Соседко, 1958). Исследованиями В. В. Бакакина и Г. М. Рылова (1970) по корреляции химического состава и параметров ячейки берилла установлено, что в  $t$ -бериллах наблюдается в основном увеличение параметра  $c$ , а в  $o$ -бериллах — параметра  $a$ . Это положение хорошо подтверждается на изученных авторами образцах, особенно для крайних членов  $t$ - или  $o$ -бериллов. Типоморфно отношение  $c:a$ , у большинства исследованных бериллов оно находится в пределах 0,9963—0,9996, с отдельными отклонениями в сторону резкого уменьшения (0,9626) у бациты (см. табл. 16, ан. 31) и у ярко-голубого берилла (0,9929, ан. 30а). Отношение  $c:a$ , по предположению А. А. Беуса (1960), служит причиной изменения облика кристаллов и меняется в зависимости от содержания щелочей.

*Диэлектрическая проницаемость.* Измеренная Г. А. Горбатовым, варьирует в пределах от 6,38 до 6,93, с колебаниями до 7,54 у минерала из месторождений бериллийсодержащих скарнов. Зависимость величины  $\epsilon$  от химического состава минералов не установлена.

*Термографическое изучение.* Проведено Л. И. Рыбаковой. Выделены четыре типа бериллов: 1) бериллы биотит-флюорит-берилловых месторождений, инертные к процессу нагревания; 2) бериллы из полевошпат-фенацитовых месторождений, характеризующиеся сравнительно четкими экзо- (430°С) и эндотермическим (1120°С) эффектами (см. табл. 15, ан. 6), обусловленными, по-видимому, повышенными содержаниями воды (2,64%) и окислением железа; 3) берилл из бериллийсодержащих скарнов (см. табл. 15 и 16, ан. 19), на кривой нагревания которого выявляется эндотермический эффект при 970°С; 4) основная масса бериллов мусковит-флюорит-берилловых и турмалин-флюорит-касситерит-фенацитовых месторождений, на кривых нагревания которых в отличие от бериллов первой и третьей групп выявляется слабо выраженный эндотермический эффект при 1000°С. Таким образом, тер-



мографическим исследованием установлен высокотемпературный характер воды в берилле, которая выделяется при нагревании до 1000°С и более.

### Условия нахождения и минеральные ассоциации

А. Месторождения флюорит-фенакит-берtrandитовой формации. Берилл в месторождениях указанной формации не влияет на баланс распределения бериллия в рудах.

1. На одном из слюисто-флюорит-фенакитовых месторождений берилл наблюдается в виде трех разновидностей: а) бесцветных или белых зерен в составе мономинеральных и флюорит-берилловых тонких прожилков с оторочками слюды; б) в грейзенизированных дайках гранита (см. табл. 15 и 16, ан. 1), в редких короткопризматических кристаллах (0,5—1 см) голубовато-зеленого цвета, тесно ассоциирующихся с альбитом и тонкочешуйчатым мусковитом; в) в виде продуктов замещения фенакита совместно с калиевым полевым шпатом и флюоритом (Новикова, 1967), при этом берилл наследует лучистую структуру фенакита.

2. В небольшом количестве берилл встречается во флюорит-топаз-мусковит-фенакитовых рудах, развивающихся по гранит-порфирам. Оруденение представлено флюорит-топаз-мусковитовыми грейзенами с фенакитом, в которых развита сеть прожилков аналогичного состава с бериллом (см. табл. 15 и 16, ан. 2). Берилл короткопризматического габитуса (0,1—1 см) корродируется топазом и мусковитом.

3. Многообразные соотношения различных бериллиевых минералов обнаруживаются на месторождениях турмалин-флюорит-касситерит-фенакит-даналитового типа. В участках, расположенных в гранитах и среди сланцев, развиваются кварцевые жилы с касситеритом, вольфрамитом и бериллом (см. табл. 15, ан. 3 и 4; Маршукова, 1969). К известнякам и скарнам приурочена флюорит-даналит-фенакитовая минерализация, содержащая небольшое количество хризоберилла и необычного по составу кальциевого берилла (см. табл. 15, ан. 5). Кристаллы берилла встречаются в турмалин-флюоритовых гнездовидных обособлениях среди скаполит-карбонатных жил.

4. На одном из месторождений полевошпат-фенакитового типа, которое отличается широким развитием пропилитизации вмещающих основных эффузивов и песчаников, берилл по своему значению стоит на втором месте после фенакита. В андезито-базальтах бериллий почти целиком связан с фенакитом. В более кислых по составу полимиктовых песчаниках он фиксируется в берилле (см. табл. 15, ан. 6). Наиболее богатые скопления берилла приурочены к метасоматическим телам гнездообразной формы, центральная часть которых сложена кварцем и бериллом, а периферические — среднезернистым кварц-полевошпатовым агрегатом, содержащим фенакит, берилл, изредка берtrandит. Берилл образует тонкопризматические кристаллы (длиной 2—4 см), а также сноповидные и призматически-зернистые агрегаты. В сростании с кварцем наблюдаются футлярообразные скелетные кристаллы берилла.

Б. Месторождения слюисто-флюорит-берилловой формации. В данных месторождениях берилл играет роль основного рудного минерала.



1. На одном из месторождений бериллиевая минерализация, изученная В. Т. Шацкой и И. И. Куприяновой, развивается среди пестрой по составу толщи известняков, сланцев и амфиболитов. В различных породах оруденение имеет свои отличительные особенности, в соответствии с чем выделяются три типа берилла:

1) в вольфрамит-кварцевых жилах, залегающих в амфиболитах, реже известняках, берилл в виде призматических конусовидных кристаллов развивается преимущественно в зальбандовых частях среди мусковита (см. табл. 15, ан. 8);

2) во флюорит-мусковитовых прожилках, для которых типично зональное строение: в центре появляются флюорит и кварц, затем следует мусковитовая зона, а зальбанды сложены альбитом; берилл развивается во всех зонах, но наиболее часто встречается в центральной, где среди флюорита и кварца наблюдаются призматические кристаллы, линзовидные скопления и сростки; среди мусковитовой зоны минерал имеет ксеноморфные очертания, а среди альбита он встречается в виде скелетных форм;

3) в метасоматических околожилных породах (см. табл. 15, ан. 7) — грейзенах ритмично-полосчатой текстуры, развивающихся по известнякам, берилл присутствует в виде зерен, образующих гнездообразные и прожилковидные скопления, а также в виде мелких призматических кристалликов, ориентированных поперек прожилков. Берилл наблюдается исключительно в ксеноморфных зернах и находится в тесном сростании с мусковитом.

На другом месторождении мусковит-флюорит-бериллового типа наблюдаются отдельные кварц-флюорит-мусковитовые жилы и зоны прожилков, содержащие берилл и темно-синий турмалин, который приурочен к зальбандам жил. Берилл выделяется в виде крупных (размером 1—2×4—7 см) призматических кристаллов, окрашенных в бледный зеленовато-голубоватый цвет. Бледно-зеленые листочки мусковита нарастают на грани кристаллов берилла, образуя оторочки лучистого строения, типа кокардовых структур (рис. 21) и выполняют в нем поперечные трещинки. Иногда в этой ассоциации появляется фенацит, который развивается в участках замещения берилла полевым шпатом.

2. На одном из месторождений биотит-флюорит-бериллового типа, где рудная минерализация развивается среди сравнительно однородных по составу гранодиоритов (Новикова, 1967), в зависимости от условий формирования и соотношения основных жильных минералов намечаются четыре разновидности берилла.

Берилл, выделяющийся в процессе грейзенизации гранодиоритов, присутствует в виде плохо ограненных кристаллов в альбит-флюорит-слюдяных грейзенах (см. табл. 15, ан. 9). С окружающими минералами имеет нечеткие границы и визуально плохо определяется. Обычно он развивается внутри табличек альбита или выполняет промежутки между зернами кварца и корродируется мусковитом.

Три другие разновидности берилла соответствуют определенным типам руд: берилл-альбитовому, берилл-кварцевому и берилл-биотитовому. Берилл-альбитовые руды, развивающиеся преимущественно в грейзенизированных гранодиоритах, выполняют небольшие гнезда, линзы и невыдержанные прожилки. Берилл образует неравномерную вкрапленность, составляя от 1—2 до 25% объема прожилков (см.



табл. 15, ан. 10). Тонкопризматические кристаллы минерала величиной от 0,2 до 1—2×10—15 мм, расположенные беспорядочно, интенсивно корродируются флюоритом и слюдой, причем замещение этими минералами характерно для всех разновидностей берилла данного месторождения.

В кварцевых рудах присутствует более крупный берилл (см. табл. 15, ан. 11). Длиннопризматические кристаллы его иногда конусовидной формы достигают 0,2—2,0 мм в поперечном сечении и от 0,3 до

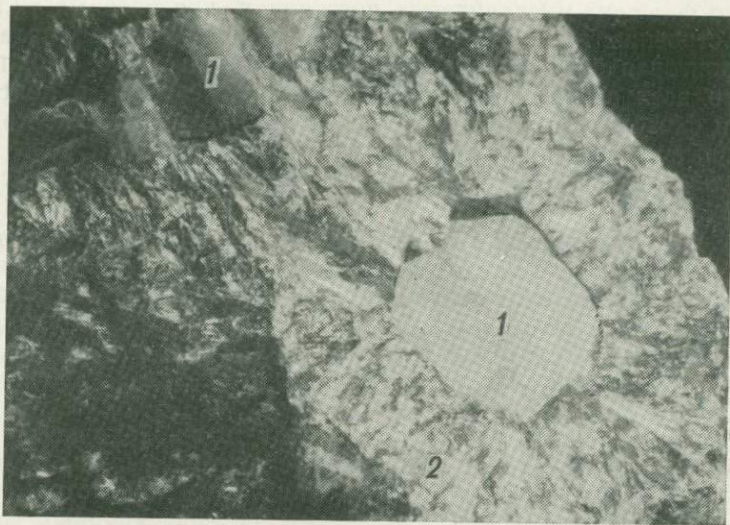


Рис. 21. Кокардовые структуры обрастания берилла (1) мусковитом (2). Увел. 1,5

1—3—4 см по длинной оси. Часто наблюдаются параллельные, сноповидные и радиально-лучистые сростки, местами кристаллы веерообразно расщепляются и изгибаются согласно с формой прожилков. В участках перехода из прожилков в грейзены кристаллы берилла резко уменьшаются в сечении. Для берилла из кварцевых руд характерно обилие газово-жидких включений, они подчеркивают зональное строение минерала. Иногда берилл корродируется апатитом, триплитом и флюоритом и цементируется ортитом.

По ряду свойств бериллы из альбитовых и кварцевых руд близки между собой. По-видимому, берилл-альбитовая ассоциация, приуроченная к нижним горизонтам, совершенно постепенно во времени вследствие эволюции состава минералообразующих растворов сменялась берилл-кварцевой, локализующейся в верхних горизонтах месторождения.

Берилл-биотитовые руды распространены спорадически. Берилл образует крайне неравномерную вкрапленность, выделяясь в виде беспорядочно расположенных призматических кристаллов размером 0,2×1 см (см. табл. 15, ан. 12).



3. Месторождение флогопит-маргарит-бериллового типа подробно описано К. Л. Власовым и Е. И. Кутуковой (1960), а также И. И. Куприяновой (Бериллиевые минералы..., 1973). Химический состав и свойства бериллов из различных минеральных ассоциаций этого месторождения для сравнения представлены в табл. 15 и 16 (ан. 13, 14, 15).

В. Месторождения молибденит-вольфрамит-берилловой формации. В этой формации объединена очень большая группа комплексных месторождений. По масштабам оруденения и условиям формирования выделяются две группы месторождений: а) месторождения, генетически связанные с многофазными дифференцированными интрузивами со сравнительно крупными запасами какого-либо полезного компонента; б) месторождения, связанные с трещинными интрузивами одноактного становления в условиях малых глубин, обычно характеризуются небольшим масштабом оруденения. Берилл в этих месторождениях отмечается как попутный компонент.

1. На одном из комплексных месторождений первой группы вольфрамит-бериллового типа берилл широко распространен, встречаясь в разнообразных ассоциациях. Наиболее ранние его выделения отмечаются в апикальных частях порфировидных гранитов, превращенных метасоматическими процессами в кварц-слюдяные грейзены. Берилл образует спорадические гнезда величиной до 2—3 см, сложенные параллельными и несогласно ориентированными призматическими кристаллами длиной до 0,5—1,5 см, внешне похожими на кварц.

Основная масса берилла концентрируется в кварцевых жилах, расположенных на флангах вольфрамитового оруденения. В участках совместного развития минералов вольфрамит цементирует берилл (см. табл. 15, ан. 16). Последний в виде призматических кристаллов (0,5—1,0×3—6 см) ассоциируется с фиолетово-розоватым флюоритом. В отдельных участках жил наблюдаются крупные пустоты выщелачивания. Стенки их выстланы друзами октаэдров темно-фиолетового флюорита, на которых в виде присыпок развиты тончайшие пластинчатые кристаллики бертрандита, кубики пирита и редкие прозрачные призмочки аквамарина размером 0,1—0,2×0,5—1 см (рис. 22).

2. На другом месторождении кварц-вольфрамит-молибденит-бериллового типа формирование основных полезных компонентов разобщено в пространстве и во времени, обуславливая появление горизонтальной зональности относительно рудоносного массива. В ранний период в апикальных частях штока гранит-порфиров происходило образование молибденового оруденения. Местами в этих же участках наблюдается берилловая минерализация в виде редких секущих прожилков, но основная концентрация берилла связана со следующей стадией процесса минерализации, проявленной в ближайшем экзоконтакте штока гранит-порфиров. В прожилках кварца, формирующих штокверк, параллельно с бериллом встречаются молибденит, шеелит, пирит и вольфрамит. И, наконец, в поздний этап минерализации происходило образование жильного кварц-сульфидно-гюбнеритового оруденения, локализованного в удалении от гранитного массива.

Берилл в прожилках выделяется в виде светло-голубоватых призматических кристаллов размером 0,5—1×2—5 см (см. табл. 15, ан. 17).



3. На одном кварц-касситерит-берилловом месторождении четко проявлена зональность, выражающаяся в приуроченности берилла к гранитному массиву, а касситерита — к вмещающим эффузивно-осадочным образованиям. Основная масса берилла развивается в среднезернистых пористых кварц-слюдяных грейзенах, содержащих неравномерную вкрапленность сфалерита и арсенопирита. Берилл присутствует в виде беспорядочно расположенных длиннопризматических

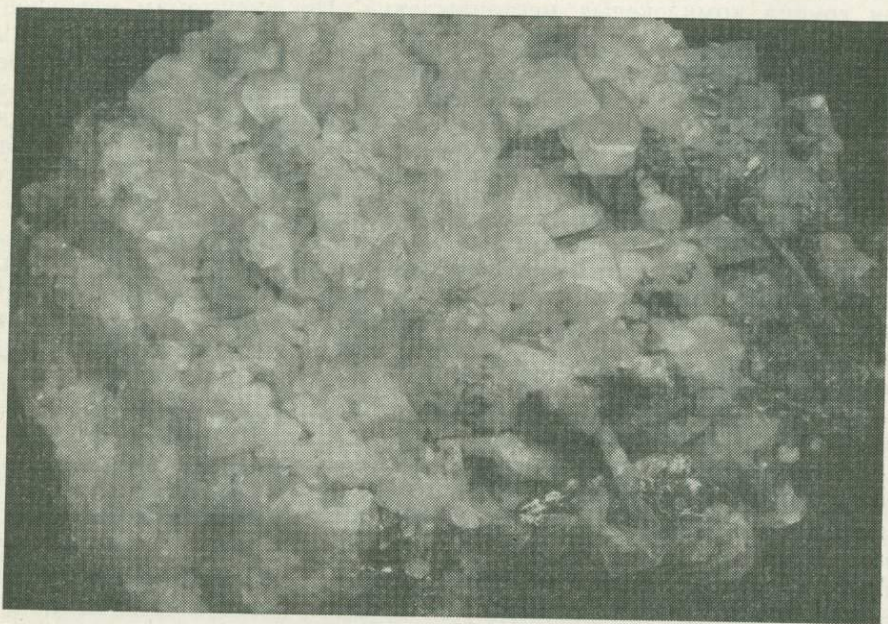


Рис. 22. Сrostки призматических кристаллов берилла с игольчатым козалитом в пустотках. Нат. вел.

прозрачных кристаллов светло-голубого цвета, по свойствам отвечающих аквамарину (см. табл. 15, ан. 18).

4. Месторождения малоглубинной среднетемпературной подформации детально охарактеризованы ранее (Вольфрам-молибден-олово-бериллиевые . . . , 1962). Для бериллов этих месторождений характерна тесная ассоциация с кварцем, который формирует прожилки, жилы и гнезда непосредственно в гранитоидных массивах или в экзоконтактах среди алюмосиликатных осадочно-метаморфических пород. Реже наблюдается метасоматический берилл, сингенетичный процессу грейзенизации.

Берилл прожилков отличается преимущественно мелкими размерами (0,2—0,5×1—5 см), кристаллы имеют призматический и длиннопризматический габитус с отношением ширины к высоте от 1:3 до 1:15. В минерализованных зонах дробления иногда наблюдаются более крупные кристаллы величиной до 5—10 см, образующие веерообразные и параллельные сrostки. С сопутствующими молибденитом,



вольфрамитом и касситеритом минерал находится в различных соотношениях. В минерализованных зонах дробления берилл цементируется вольфрамитом (см. табл. 15, ан. 25), а в кварцевых жилах образует параллельные срастания (см. табл. 15, ан. 19, 20). Сульфиды во всех случаях цементируют берилл, проникая по трещинкам и корродируя его (см. табл. 15, ан. 23). С касситеритом имеет ровные прямые границы, свидетельствующие о близкоодновременном их образовании (см. табл. 15, ан. 27). По отношению к молибдениту берилл выделяется позже.

Метасоматический берилл этой группы месторождений появляется непосредственно в процессе формирования грейзенов. Можно выделить три разновидности берилла, две из них встречаются почти во всех месторождениях комплексного типа. Первая в виде тонкопризматических кристалликов развивается спорадически в слюдяно-кварцевых грейзенах, приурочиваясь к мусковиту, цементирующему округлые зерна кварца (см. табл. 15, ан. 26). Вторая встречается в виде редких ксеноморфных зерен в грейзенизированных гранитоидах и грейзенах, выполняющая промежутки между зернами кварца, табличками альбита и листочками слюды, реже захватывая (включая) их. При этом инородные минералы сохраняют свойственные им кристаллографические очертания.

Третья разновидность метасоматического берилла отмечалась на месторождении (см. табл. 15, ан. 22), представленном грейзенизированными зонами, локализующимися в куполовидных поднятиях гранитного массива по контакту с ороговикованными песчано-сланцевыми породами (см. табл. 21, ан. 21). Развитие берилла происходило параллельно с процессом грейзенизации гранитов. Первые его выделения в грейзенизированных гранитах выполняют неправильной формы межзерновые промежутки жильных минералов. Затем зерна берилла разрастаются, захватывая таблички альбита и зерна кварца. Последние сохраняют свойственные им очертания и составляют более половины объема новообразованного берилла.

При дальнейшем развитии процесса появляются крупные кварц-слюдяно-берилловые скопления размером 0,3—0,5 м. Они сложены почти параллельно ориентированными длиннопризматическими кристаллами берилла (0,1—2×3—4 см) бледно-голубоватого цвета с большим количеством включений кварца, альбита, меньше слюды, составляющих 25—30% объема скоплений и отличающихся формой выделений, подчиненной остроугольным очертаниям пустот берилла. И, наконец, участками в грейзенах появляются крупные обособления «контурных» кристаллов берилла, образующиеся, по-видимому, при собирательной перекристаллизации сростков тонкопризматического берилла и характеризующиеся нечеткими изометрично-гексагональными сечениями размером 2—3 см. При перекристаллизации, видимо, происходило частичное очищение берилла от включений и переотложение кварца и слюды в промежутках между «контурными» кристаллами в слюдяном грейзене. Последнее иллюстрируется уменьшением количества включений — их не более 10—15% объема «контурного» берилла (рис. 23).

Г. Месторождения формации бериллий содержат скарнов. В месторождениях этой формации берилл встречается часто, но практического интереса он не представляет.



1. На одном из скарновых месторождений бериллиевая минерализация имеет несколько форм проявления: флюорит-гранат-везувиановые породы с рассеянным бериллием, флюорит-протолитионит-магнетитовые тонкополосчатые породы с хризобериллом, кварц-протолитионит-полевошпатовые прожилки с бериллом и кальцит-флюорит-полевошпатовые гнезда с аксинитом и бавенитом.

Берилл приурочен к центральной части прожилков. Он образует идиоморфные призматические кристаллы и их сростки (см. табл. 15, ан. 28). Минерал подвергается вторичным изменениям — замещается бавенитом, берtrandитом и миларитом.



Рис. 23. Агрегатные скопления длиннопризматических кристаллов метасоматического берилла; темное — слюда и кварц. Нат. вел.

2. На другом месторождении бериллийсодержащих скарнов редкометаллическая (оловянная, бериллиевая и вольфрамовая) минерализация связана с процессом грейзенизации. В зависимости от вмещающих скарнов намечается два типа бериллиевой минерализации: мусковит-флюорит-берилловая и флюорит-везувиан-магнетит-хризоберилловая с гельвином, касситеритом и шеелитом.

Мусковит-флюорит-берилловая ассоциация, приуроченная к полосчатым рогообманково-диопсидовым скарнам, образует невыдержанные

прожилки, гнезда и линзы, ориентированные согласно с общей структурой скарнов. Прожилки обычно имеют зональное строение, центральная часть их выполнена флюоритом, зальбанды — листочками мусковита. Берилл в виде светлых голубовато-зеленых призматических кристаллов располагается между ними, а в отдельных случаях полностью слагает тонкие прожилки.

Д. Месторождения формации бериллийсодержащих пегматитов. Берилл из пегматитов в данной работе не рассматривается. Для сравнения с изученными бериллами приведено два анализа минерала из различных пегматитов (см. табл. 15, ан. 29 и 30).

### Процессы изменения берилла и диагностические признаки

Берилл является устойчивым минералом. В то же время известны многочисленные случаи изменения и замещения его различными минералами в типогенных и реже гипергенных условиях. Гипогенные изменения берилла могут быть сведены к следующим.



1. Изменения, связанные с реакционным воздействием поздних минералов на ранее выделившийся берилл. К ним относятся широко распространенные явления коррозии и разъедания минерала кварцем, полевыми шпатами, флюоритом, слюдами и другими минералами.

2. Изменения, происходящие в условиях высокого потенциала щелочей (главным образом калия, в меньшей степени натрия). Основными минералами, развивающимися по бериллу в этом случае, являются берtrandит, бавенит, фенакит, реже эвклаз, которые сопровождаются адуляром, ортоклазом или альбитом, реже мусковитом. Другая форма замещения берилла — образование по нему псевдоморфоз, сложенных обычно фенакитом или берtrandитом, находящимися в ассоциации с ортоклазом или адуляром, а иногда с бавенитом (Бериллиевые минералы . . . , 1973).

3. Изменения, происходящие в условиях высокого потенциала фтора и имеющие по сравнению со вторым типом слабое распространение (Смолянинова, 1965), выражаются в замещении берилла фенакитом и берtrandитом в ассоциации с топазом и кварцем или флюоритом и жильбертитом.

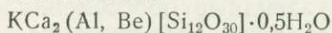
В поверхностных условиях берилл в основном подвергается механическому разрушению и только в условиях тропического выветривания по нему иногда образуется каолинит. Кроме того, на одном из мусковит-флюорит-берилловых месторождений наблюдалось замещение берилла гипергенными фосфатами бериллия — мораеситом, глюцином, уралолитом (Григорьев, 1964; Гинзбург, Шацкая, 1964).

Берилл по сочетанию ряда признаков резко отличается от многих минералов. Он характеризуется высокой твердостью, преимущественно кристаллической формой выделений, отсутствием спайности и неровным изломом, светлой голубовато-зеленоватой окраской и стойкостью по отношению к кислотам.

В то же время следующие свойства берилла близки свойствам других минералов: а) небольшая плотность ( $2,65—2,8$  г/см<sup>3</sup>) сближает его с кварцем, полевыми шпатами, а также миларитом и бавенитом, б) низкое двупреломление ( $0,006—0,010$ ) близко к кварцу и хризобериллу; от последних берилл отличается показателями преломления, а от хризоберилла также и одноосным характером.

Из бериллиевых минералов берилл по ряду признаков (твердости, плотности, облику кристаллов и структуре) сходен с миларитом.

## МИЛАРИТ



Миларит относится к числу тех бериллиевых минералов, которые за последние 10 лет из числа редких перешли в категорию относительно распространенных минералов. Первые находки его в Швейцарии относятся к тридцатым годам. В Советском Союзе он был обнаружен спустя 20 лет Т. А. Соседко (Соседко, Телешева, 1962).

### Физические свойства и химический состав

*Химический состав.* Миларит отличается низким содержанием окиси бериллия (от 3,57 до 5,93%), на фоне большого количества кремния (от 69,82 до 72,43%). Содержание алюминия изменяется от 3,85 до



7,70% (табл. 17). Кристаллическая структура минерала и его состав позволяют сделать вывод, что наиболее стабильна в миларите сумма катионов кремния, алюминия, бериллия и кальция, равная 15, на которую и производился пересчет анализов.

Сопоставление кристаллохимических формул показывает, что миларит из флюорит-фенакит-бертрандитового и флюорит-лейкофанового месторождений обнаруживает наиболее высокое содержание бериллия, близкое к милариту из Швейцарии, а из пегматитов — минимальное. Содержание воды непостоянное, по-видимому, аналогично бериллу, она располагается в каналах структуры миларита. Максимальные ее содержания отмечаются в минерале из полевошпат-бавенит-фенакитового и флюорит-лейкофанового месторождений, минимальные — из гидротермальных жил Швейцарии. Сумма калия и натрия в минерале около 5% (при соотношении калия к натрию 4:1) и колеблется от 4,03% из флюорит-фенакит-бертрандитовых метасоматитов до 4,91% (гидротермальные жилы). Методом парамагнитного резонанса, проведенным Л. В. Бершовым (Чистякова, 1968) для миларита из пегматитов Казахстана, установлено, что марганец в двухвалентной форме входит в структуру минерала.

Спектральным анализом обнаружены примеси (в %): Си 0,0001—0,005; Ga 0,001—0,005; Y 0,001—0,05; Yb 0,0001—0,01 и Ba 0,03—0,1. Эти примеси характерны для миларитов всех месторождений, что может свидетельствовать о вхождении этих элементов в состав минерала. Кроме того, выявлены элементы, отражающие, по-видимому, специфические геохимические особенности соответствующих месторождений. Примесь бора фиксируется в минерале из флюорит-фенакит-бертрандитового месторождения и из пегматитов (табл. 18).

*Морфология выделений.* Миларит встречается чаще всего в виде кристаллов игольчатого и призматического габитуса, реже в виде зерен неправильной формы. Гониометрическими исследованиями, проведенными Т. А. Соседко (1962), для минерала установлено развитие граней двух призм (1120) и (1010), расположенных под углом 30°. На гранях призмы (1120) наблюдается отчетливо выраженная продольная штриховка, окончания кристаллов в основном (как и у берилла) представлены пинакоидом (0001), реже гексагональной дипирамидой (1011). Величина кристаллов миларита измеряется первыми единицами миллиметра, в редких случаях до 1—2 см. Часто наблюдаются параллельные (Т. А. Соседко, 1960 г.) беспорядочные, сноповидные и древовидные сростки размером 0,5—4 см, реже друзовидные обособления в пустотах выщелачивания (Новикова, 1971), а также скопления радиально-лучистых сростков величиной 10—15 см.

*Цвет. Блеск. Спайность.* Миларит бесцветен или окрашен в светлые травяно-зеленоватые тона. В пегматитах Казахстана минерал имеет четкое секториальное строение типа «песочных часов», подчеркивающееся неоднородной окраской. Так, пирамиды роста пинакоида окрашены в интенсивный травяно-зеленый цвет, а пирамиды роста граней призм — в светлый зеленовато-желтый (Чистякова и др., 1964). Зеленая окраска минерала по аналогии с бериллом (Грум-Гржимайло, 1956) обусловлена, по-видимому, наличием двухвалентного железа. На флюорит-фенакит-бертрандитовом месторождении в поверхностной зо-



## Химический состав миларитов, вес. %

Компоненты	Флюорит-фенакит-бертрандитовая формация					Бериллийсодержащие скарны	Бериллийсодержащие пегматиты	Гидротермальные жилы	
	Флюорит-фенакит-бертрандитовый тип			Полевошпат-бавенит-фенакитовый тип	Флюорит-лейкофановый тип	Альбит-флюорит-фенакитовый тип	Литиево-бериллиевые пегматиты	Бериллиевые пегматиты	Кальцитовые жилы (Швейцария)
	Минеральная ассоциация								
	кальцит-флюорит-фенакитовая, ан. 1	хлорит-флюорит-кальцитовая, ан. 2	флюорит-актинолит-кальцитовая, ан. 3	фенакит-кальцит-флюорит-полевошпатовая, ан. 4	лейкофан-полевошпат-миларитовая, ан. 5	кварц-кальцит-флюорит-полевошпатовая, ан. 6	бавенит-шабазитовая, ан. 7	фенакит-эпидот-флюоритовая, ан. 8	адуляр-бевенит-кальцитовая с халькопиритом, ан. 9
SiO <sub>2</sub>	71,23	70,76	69,41	71,24	69,82	72,29	71,12	71,66	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,02	2,91	4,85	6,20	5,44	5,33	7,70	4,68	
TiO <sub>2</sub>	0,02	Не обн.	0,008	—	0,016	0,01	Не обн.	—	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,12	0,09	0,16	0,18	0,13	Не обн.	—	0,13	
FeO	—	0,05	—	4,77	5,12	0,17	—	—	
BeO	4,52	5,93	4,96	4,77	5,12	4,50	3,57	5,85	
CaO	9,42	11,53	12,63	10,85	12,88	11,42	11,55	11,15	
MgO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,58	—	0,10	—	0,01	
MnO	Следы	0,07	0,11	0,12	0,18	—	—	0,47	
Na <sub>2</sub> O	1,90	0,22	0,09	0,25	0,28	0,21	0,30	0,17	
K <sub>2</sub> O	4,03	5,58	4,05	4,28	4,64	4,35	4,80	4,65	
F	0,09	0,18	0,08	0,05	0,20	—	—	—	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Не обн.	Не обн.	0,10	0,20	0,16	Не обн.	0,14	0,18	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,65	—	2,00	1,83	1,67	1,36	1,25	1,43	
П. п. п. (CO <sub>2</sub> )	—	2,40	1,09	—	—	—	—	—	
Сумма	100,00	99,72	99,538	100,55	100,536	99,74	100,43	100,32	
— O = F <sub>2</sub>	0,04	0,08	0,03	0,02	0,08	—	—	—	
Аналитик	А. А. Липатова Г. А. Синогина		А. А. Колотвинова			А. А. Липатова			
Источник	М. И. Новикова			И. И. Куприянова	В. Т. Шацкая	И. И. Куприянова	Т. А. Соседко, Р. Л. Телешева (1962)	М. Б. Чистякова и др. (1964)	А. А. Беус (1960)

Бериллиевые минералы . . . , 1973

## Кристаллохимические формулы:

- Ан. 1.  $(K_{0,84}Na_{0,61})_{1,45}Ca_{1,63}[Be_{1,8}Al_{1,2}]_3[(Si_{11,8}Al_{0,17}Fe_{0,03})_{12}O_{29,9}F_{0,03}OH_{0,14}] \cdot 0,76H_2O$   
 Ан. 2.  $(K_{1,2}Na_{0,07})_{1,27}(Ca_{2,09}Mn_{0,01}F_{0,01})_{2,11}[Be_{2,4}Al_{0,59}]_{2,99}[(Si_{11,98}F_{0,02})_{12}F_{0,03}O_{29,97}] \cdot 1,4H_2O$   
 Ан. 3.  $(K_{0,83}Na_{0,03})_{0,86}(Ca_{1,77}Mn_{0,01}Fe_{0,02})_{1,8}[Be_{1,92}Al_{0,92}]_{2,84}[(Si_{11,72}B_{0,01})_{12}O_{23,96}F_{0,01}OH_{1,03}] \cdot 0,05H_2O$   
 Ан. 4.  $(K_{0,91}Na_{0,08})_{0,99}Ca_{1,93}[Be_{1,88}Al_{1,02}]_3[(Si_{11,82}Al_{0,18})_{12}O_{30,03}] \cdot 1,01H_2O$   
 Ан. 5.  $(K_{1,0}Na_{0,09})_{1,09}Ca_{2,33}[Be_{2,16}Al_{0,86}]_3[(Si_{11,76}Al_{0,21}Fe_{0,01}Mn_{0,02})_{12}O_{30,05}] \cdot 0,94H_2O$   
 Ан. 6.  $(K_{0,92}Na_{0,07})_{0,99}Ca_{2,01}[Be_{1,8}Al_{1,05}Fe_{0,02}Si_{0,04}]_{2,91}[Si_{12}O_{30}] \cdot 0,76H_2O$   
 Ан. 7.  $(K_{1,03}Na_{0,1})_{1,13}Ca_{2,08}[Be_{1,45}Al_{1,53}Si_{0,02}]_3[Si_{12}O_{30,45}] \cdot 0,7H_2O$   
 Ан. 8.  $(K_{0,98}Na_{0,05})_{1,03}(Ca_{1,97}Mn_{0,07}Fe_{0,02})_{2,06}[Be_{2,31}Al_{0,69}]_3[(Si_{11,94}Al_{0,06})_{12}O_{29,88}] \cdot 0,79H_2O$   
 Ан. 9.  $(K_{1,05}Na_{0,15})_{1,2}Ca_{2,09}[Be_{2,1}Al_{0,91}]_3[(Si_{11,98}Al_{0,02})_{12}O_{13}] \cdot 0,57H_2O$



Таблица 18

## Основные свойства миларита

Номер анализа	Твердость $H$ , кгс/мм <sup>2</sup> $H_0$	Диэлектрическая проницаемость	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Показатели преломления		Элементы-примеси, %					
				$n_e$	$n_o$	Ga	Y	Yb	Lu	Ba	B
1	$\frac{749}{6,4}$	7,07	2,51	1,533	1,536	0,003	0,001	$1 \cdot 10^{-4}$	0,1	0,03	0,1*
2	$\frac{749-707}{6,4-6,2}$	7,04	2,52	1,552	1,556	0,004				0,003	0,006
3				1,550	1,555	0,005	0,009				0,01
4			2,56	1,531	1,535	0,005	0,001	0,001			0,1
5	$\frac{738}{6,3}$	6,51	2,55	1,530	1,533	0,001	0,03	0,01	0,01	0,03	
6		6,73		1,530	1,533						
7			2,54	1,537	1,538	0,001	0,003	0,003			
8			2,47	1,540	1,545	0,005	0,05	0,0			0,03*
9	5,5—6		2,57	1,529	1,532					0,1	

\* По данным количественного спектрального анализа.

не встречается миларит светло-розового цвета. Блеск стеклянный, матовый.

Спайность у миларита отсутствует; в направлении, перпендикулярном оси  $c$ , наблюдается четкая отдельность.

Твердость. 5,5—6 по шкале Мооса (Беус, 1960).

Замеры микротвердости нескольких образцов миларита из различных типов месторождений показали колебание  $H$  в пределах 694—749 кгс/мм<sup>2</sup>, или  $H_0$  в единицах шкалы М. М. Хрущева 6,2—6,4. Анало-

## Параметры элементарной

Образцы	Параметры	Ап. 1	Ап. 2	Ап. 3	Ап. 4
Естественные	$a$	$10,397 \pm 0,009$	$10,39 \pm 0,016$	$10,42 \pm 0,01$	$10,392 \pm 0,01$
	$c$	$13,770 \pm 0,005$	$13,70 \pm 0,001$	$13,69 \pm 0,02$	$13,758 \pm 0,005$
	$c:a$	1,324	1,318	1,316	1,324
Прокаленные при 1000° С	$a$	$10,379 \pm 0,009$	$10,37 \pm 0,01$		$10,395 \pm 0,003$
	$c$	$13,82 \pm 0,005$	$13,74 \pm 0,012$		$13,829 \pm 0,005$
	$c:a$	1,331	1,325		1,331
Аналитик		Н. И. Чернова			
Источник		М. И. Новикова		И. И. Курьянова	
		Берилловые минералы..., 1973			

гично бериллу установлена анизотропия твердости на гранях призмы параллельно удлинению кристалла 6,4, а в поперечном направлении 6,2—6,3.

Плотность. Варьирует от 2,47 до 2,59 и зависит, по-видимому, от химического состава минерала.

Оптические свойства. Миларит оптически одноосный, отрицательный. По показателям преломления выделяются две разновидности: первая с  $n_o=1,532-1,538$ ,  $n_e=1,529-1,537$  и вторая с  $n_o=1,545-1,556$ ,  $n_e=1,538-1,550$ . Повышенные показатели преломления отвечают минералу с большим содержанием  $BeO$  (5,93—5,85%). Двупреломление у миларита низкое (0,005—0,009). Удлинение отрицательное. Погасание волнистое и часто отмечается анизотропия в виде рисунка, напоминающего неотчетливую микроклиновую решетку. Аномальность оптических свойств П. Черни (Сегпу, 1963) предположительно связывает с неоднородным распределением молекул воды и ионов щелочей в структуре минерала. Строение миларита типа «песочных часов» в шлифах подчеркивается различным двупреломлением у пирамид роста призмы и линакоида. Для головки кристаллов миларита М. Б. Чистяковой и др. (1964) установлена анизотропия, напоминающая структуру пертита. Схематически оптическая аномалия миларита в разрезе  $\perp(0001)$  изображена Теннесоном.

Рентгеноструктурный анализ. Параметры кристаллической решетки миларита из различных месторождений рассчитаны Н. И. Черновой (табл. 19). Минимальные значения  $a$  отмечаются у миларита из полвошпат-бавенит-фенакитового и флюорит-фенакит-бертрандитового месторождений; максимальные — у минерала из альпийских жил Швейцарии и пегматитов Чехословакии (Сегпу, 1963). Величина параметра  $c$  минимальная у миларита из пегматитов, а максимальная из альпийских жил Швейцарии. Четкой закономерной связи размеров парамет-

Таблица 19

## Параметры элементарной

Образцы	Параметры	Ап. 5	Ап. 6	Ап. 7	Ап. 8	Эталон		
Естественные	$a$	$10,39 \pm 0,015$	10,415	$10,40 - 0,007$	$10,40 \pm 0,03$	10,43	10,54	10,42
	$c$	$13,784 \pm 0,011$	13,850	$13,702 - 0,009$	$13,743 \pm 0,003$	13,85	13,96	13,72
	$c:a$	1,326	1,33	1,317	1,321	1,328	1,324	1,317
Прокаленные при 1000° С	$a$		$10,361 \pm 0,002$					
	$c$		$13,801 \pm 0,002$					
	$c:a$		1,341					
Аналитик								
Источник		В. Т. Шацкая	И. И. Курьянова	Т. А. Соседко, И. Л. Телешева (1962)	М. Б. Чистякова и др. (1964)	Н. В. Белов, Т. Н. Тархова (1951)	Т. Жо (1952)	Р. Сегпу (1963)



ров кристаллической решетки и состава миларитов не установлено. Более определенной величиной является отношение  $c:a$ , которое совершенно одинаково у миларита из всех гидротермальных месторождений (1,324) и отличается от минерала из пегматитов (1,317—1,321) и скарнов (1,33). Последнее, возможно по аналогии с бериллами (Беус, 1960), характеризует морфологию кристаллов и определяется генетическими особенностями (Новикова, 1971).

Методом инфракрасной спектроскопии, проведенным Л. С. Солнцевой, получены очень близкие результаты для миларита различных типов месторождений. Полосы максимумов поглощения в областях 1620 (1627), 3545 (3550), 3580 (3600)  $\text{см}^{-1}$  относятся к молекулярной воде, которая начинает удаляться при прокаливании до температуры 1000° С. При этом структура миларита изменяется незначительно, что подтверждено рентгенографическими исследованиями (см. табл. 19).

Термический анализ миларита, выполненный Л. И. Рыбаковой, подтвердил высокотемпературный характер выделения воды. На кри-вых нагревания наблюдается четкий эндотермический эффект при 830—930° С и менее ясный после 1050° С, связанный с удалением воды.

Диэлектрическая проницаемость, замеренная Г. А. Горбатовым, для миларитов варьирует от 6,51 до 7,40. Максимальное значение (7,40) фиксируется у минерала из флюорит-фенакит-бертрандитового месторождения, характеризующегося кристаллической формой выделения и высоким содержанием  $\text{BeO}$  (5,93%), а минимальное (6,51) — у миларита из флюорит-лейкофанового месторождения, отличающегося зернистым обликом.

### Условия нахождения и минеральные ассоциации

Парагенетические ассоциации миларита различных типов месторождений свидетельствуют о том, что этот минерал характерен для заключительных стадий гидротермального процесса и образуется главным образом при замещении ранее выделившихся минералов бериллия в среде, обогащенной щелочами, особенно калием. Основным бериллиевым минералом, за счет которого возникает миларит в пегматитах, является берилл; во флюорит-фенакит-бертрандитовых метасоматитах — фенакит и мелинофан, в меньшей степени бертрандит; во флюорит-лейкофановых — лейкофан.

А. Месторождения флюорит-фенакит-бертрандитовой формации. В месторождениях этой формации миларит наиболее широко развит.

1. Одно из месторождений подобного типа представлено линзообразными метасоматическими залежами и зонами прожилков, сложенными флюоритом, микроклином, альбитом, карбонатами и кварцем, с фенакитом и бертрандитом и спорадически развитым мелинофаном. Образование миларита связано с проявлением более поздней карбонатной (углекислого метасоматоза) стадии минерализации в участках наложения ее на флюорит-бериллиевые руды.

Миларит присутствует преимущественно в агрегатных сростках сноповидной, веерообразной, изогнуто-древовидной, реже сферолитовой формы, образованных тонкопризматическими и игольчатыми кри-



сталлами. Размер агрегатов изменяется от 0,5—1,5 до 5—6 см. Крупные линзовидно-гнездовые образования миларита (размером 0,5—1 × 1,5—2 м) встречаются на продолжении основных рудных тел, по контакту их с дайками сиенитов и жилами микроклинитов, вблизи тектонических зон, ограничивающих распространение бериллиевой минерализации по простиранию (см. табл. 17, ан. 3).

Основные сопутствующие с миларитом минералы — кальцит белого цвета, сине-зеленый актинолит и хлорит — цементируют отдельные

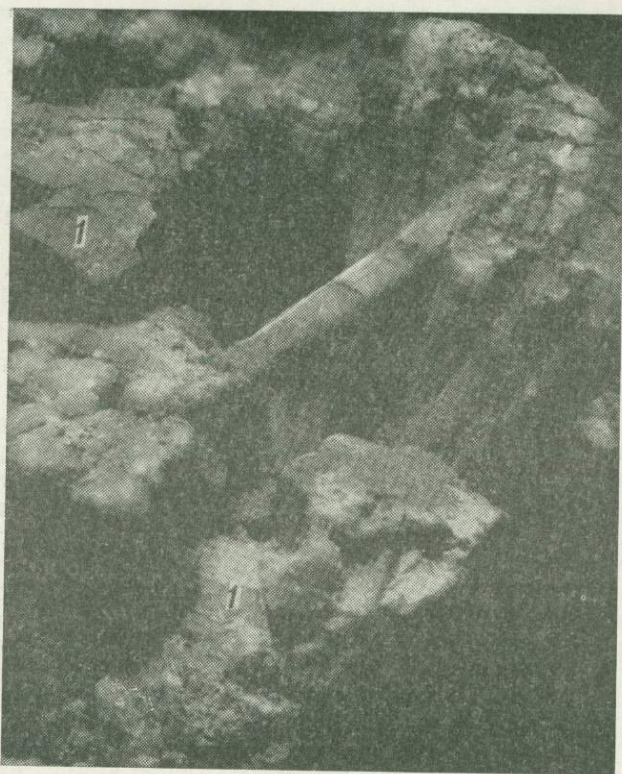


Рис. 24. Друзовые сростки призматических кристаллов миларита с табличатым кальцитом (1). Увел. 5

его агрегатные сростки или выполняют промежутки между группами сростков (см. табл. 17, ан. 2). В небольшом количестве встречаются флюорит, пирит, альбит и минералы раннего образования — микроклин, эгирин, реликты мелинофана, фенакита. Обычно миларит значительно крупнее ранних минералов бериллия.

Участками миларитсодержащие породы представлены образованиями брекчиевидного облика и жеодовой, кавернозной текстуры. Стенки пустот выстланы ромбовидными кристаллами кальцита и табличатыми альбита, на которые нарастает миларит (см. табл. 17, ан. 1). Он



образует друзовидные скопления столбчатых кристаллов гексагонального облика (рис. 24).

Миларит окрашен в светлые желтовато-зеленоватые, реже в розоватые и беловатые тона, иногда наблюдаются зонально окрашенные сростки. Выделенные по цвету разновидности отличаются между собой показателями преломления, химическим составом и параметрами элементарной ячейки (см. табл. 19, ан. 1, 2, 3).

2. Миларит обнаружен также в полевошпат-бавенит-фенакитовом месторождении, представленном системой фенакитсодержащих прожилков среди актинолитовых сланцев. Пржилки сложены главным образом «шахматным» альбитом, содержат фенакит, флюорит, сульфиды (галенит, арсенопирит, пирит, халькопирит, сфалерит), эпидот, турмалин, кальцит, бавенит, касситерит.

Миларит обнаружен в гнездообразном раздуве прожилков (см. табл. 17, ан. 4) среди полевошпатового агрегата в виде гнездовидных скоплений, выполненных сростками беспорядочно ориентированных призматических кристаллов. Миларит заметно крупнее ассоциирующихся с ним минералов. Здесь же встречается фенакит в виде неравномерной вкрапленности реликтовых зерен.

3. На одном из месторождений флюорит-лейкофанового типа, расположенном в экзоконтактовой зоне щелочных рибекитовых гранитов с известняками и по контакту известняков со сланцами, обнаружены бериллиевые минералы, выделяющиеся в следующей последовательности: гадолинит, фенакит, лейкофан, гельвин, миларит.

Миларит образует мономинеральные прожилки мощностью 2—3 мм. Окраска его в крупных скоплениях зеленоватая, в мелких осколках — почти бесцветная. Пржилки миларита проходят во флюорит-пироксеновой породе с единичными мелкими скоплениями волластонита. В призальбандовой части прожилков миларит прорастается альбитом и содержит реликтовые включения лейкофана. Центральная часть прожилков сложена почти мономинеральным миларитом с небольшой примесью голубого апатита. Границы прожилков неровные. Миларит присутствует в виде призматических кристаллов размером от 0,5 до 5 мм (см. табл. 17, ан. 5).

Б. Формация бериллийсодержащих скарнов. На одном из месторождений данной формации миларит образуется в линзовидных гнездах с аксинитом и бавенитом среди гранат-везувияновых скарнов. Наиболее ранний по времени образования буровато-красный гранат нередко пересекается тонкими прожилками калиевого полевого шпата с актинолитом и эпидотом. Кварц, флюорит, кальцит и миларит выполняют промежутки между зернами полевого шпата и других минералов, реже образуют прожилки. Выделения миларита ксеноморфны по отношению к кальциту и калиевому полевоому шпату.

В. Месторождения формации бериллийсодержащих пегматитов. Миларит обнаружен также в редкометальных пегматитах. Подробная характеристика условий и образования минерала дана в соответствующих работах. Здесь для сравнения приведен только химический состав миларита (см. табл. 17, ан. 7 и 8). Кроме того, приведены данные по милариту, заимствованные у А. А. Беуса (1960).



## Процессы изменения миларита и диагностические признаки

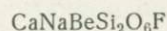
Миларит, подобно бериллу, в гипергенных условиях изменяется мало. Немногочисленные известные пока случаи замещения миларита какими-либо минералами связаны с гипогенными процессами. М. Б. Чистякова (Чистякова и др., 1964) в пегматитах Казахстана наблюдала выщелачивание и замещение миларита тонкочешуйчатым серицитом, адуляром, берtrandитом, горным хрусталем и иногда галлуазитом до образования полных псевдоморфоз. На флюорит-фенакит-берtrandитовом месторождении удалось наблюдать развитие псевдоморфоз бавенита в ассоциации с хлоритом и кальцитом по милариту. В участках проявлений низкотемпературной халцедон-опаловой минерализации встречаются псевдоморфозы халцедон-кальцит-опалового состава по милариту.

По форме выделений, окраске в зеленоватых тонах, низкой плотности и двупреломлению, расположению включений, а также стойкости по отношению к кислотам миларит близок к бериллу. В то же время он характеризуется более низкими показателями преломления, близкими к альбиту и калиевому полевому шпату.

## ГРУППА ЛЕЙКОФАН-МЕЛИНОФАНА

Минералы этой группы до последнего времени считались весьма редкими. В последнее время они все чаще встречаются в месторождениях, связанных с субщелочными и щелочными гранитоидами. Лейкофан является основным носителем бериллия на флюорит-лейкофановом, амфибол-альбит-лейкофановом месторождениях и в ряде мелких рудопроявлений. Мелинофан в заметных количествах присутствует на редкометалльно-флюоритовом рудопроявлении и на флюорит-фенакит-берtrandитовом месторождении.

### ЛЕЙКОФАН



#### Физические свойства и химический состав

*Химический состав.* Лейкофан из гидротермальных месторождений несколько отличается от лейкофана из пегматитов по составу, а особенно по содержанию алюминия и кальция (табл. 20). Особняком стоит лейкофан из амфибол-альбит-лейкофановых метасоматитов, в котором отмечается пониженное содержание фтора.

В небольшом количестве в лейкофане обнаруживается примесь редких земель (от 0,03 до 0,41%). Пересчет кристаллохимических формул лейкофана на  $\text{Si} + \text{Be} + \text{Al} = 3$  показывает их близость к теоретической формуле.

Спектральным анализом в минерале установлены примеси меди, свинца (0,03—0,01%), олова, германия (0,0001—0,003%).

*Морфология выделений.* Для лейкофана характерны пластинчатые формы выделений. В пегматитах это призматические кристаллы, веерообразные и розетковидные сростки размером до первых сантиметров. В редкометалльных метасоматитах преимущественно развиты мелкозер-



Химический состав лейкофана, вес. %

Компоненты	Флюорит-берtrandит-фенакитовая формация		Бериллийсодержащие пегматиты		
	Флюорит-лейкофановый тип, ан. 1	Амфибол-альбит-лейкофановый тип, ан. 2	Альбитизированные пегматиты, ан. 3	Щелочные пегматиты	
				ан. 4	ан. 5
SiO <sub>2</sub>	47,42	48,00	46,9	45,98	47,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,23	Следы	0,58	2,32	1,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,49	0,05	0,35	0,22	—
BeO	10,11	10,38	10,55	11,52	10,70
CaO	24,26	24,00	24,4	23,65	23,37
MgO	0,10	0,20	0,35	0,30	0,17
Na <sub>2</sub> O	11,43	12,15	11,3	10,79	11,26
K <sub>2</sub> O	0,11	0,84	0,68	0,70	0,30
F	6,94	5,00	6,78	7,04	6,57
H <sub>2</sub> O±	1,18	—	0,81	0,83	—
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	—	0,41	—	—
С у м м а	102,30	100,62	103,11	103,35	100,43
—O = F <sub>2</sub>	2,91	2,10	2,85	2,96	2,76
Аналитик	А. А. Липатова		Т. И. Столярова		
Источник	В. Т. Шацкая (1969)	Л. Б. Зубков и др. (1971)	А. М. Портнов (1964)	Е. И. Семенов (1957)	W. Brogger (1890)

## Кристаллохимические формулы

Ан. 1.  $(Ca_{1,03}Na_{0,92}K_{0,01})_2[(Be_{1,01}Mg_{0,01})_{1,02}(Si_{1,97}Al_{0,01})_{1,98}](O_{6,05}OH_{0,03})_{6,08}]F_{0,9} \cdot 0,147H_2O$

Ан. 2.  $(Ca_{1,05}Na_{0,48}K_{0,02})_{1,57}[Be_{1,04}Si_{1,98}O_6]F_{0,66}$

Ан. 3.  $(Ca_{1,03}Na_{0,9}K_{0,03})_{2,01}[Be_{1,04}Mg_{0,02})_{1,06}(Si_{1,94}Al_{0,02})_{1,96}(O_6OH_{0,11})_{6,11}]F_{0,89}$

Ан. 4.  $(Ca_{1,0}Na_{0,85})_{1,85}[Be_{1,08}Si_{1,81}Al_{0,11})_{1,92}(O_{5,8}OH_{0,2})_6]F_{0,85}$

Ан. 5.  $(Ca_{1,05}Na_{0,9})_{1,95}[Be_{1,08}(Si_{1,95}Al_{0,05})_2(O, OH)_6]F_{0,88}$

нистые образования лейкофана размером от сотых долей до 1—2 мм. Форма выделений различная: плоскопризматические кристаллы, иногда веерообразные сростки, удлинённо-призматические до игольчатых кристаллы, но преимущественно это мелкие ксеноморфные зерна или зерна с овальными очертаниями.

**Цвет. Блеск. Спайность.** Лейкофан имеет светлую окраску, преимущественно белого цвета, иногда с желтоватым или слабо-зеленоватым оттенком. Блеск стеклянный. Спайность в трех направлениях: совершенная по (001), что объясняется (Cappillo e. a., 1967) присутствием слоев в кристаллической решетке лейкофана; несовершенная по (100) и (101).

**Твердость.** Около 4.

**Плотность.** У лейкофана из альбитизированных пегматитов 2,96, из пегматитов 2,98, из флюорит-лейкофановых и амфибол-альбитовых метасоматитов 2,97 г/см<sup>3</sup>.

**Оптические свойства.** Лейкофан двуосный, оптически отрицательный. Величина 2V у лейкофана из пегматитов 39—40°, из альбитизиро-



ванных пегматитов и флюорит-лейкофановых метасоматитов порядка 50°. Показатели преломления:  $n_g=1,596$ ,  $n_m=1,594$ ,  $n_p=1,571$  (табл. 21). Несколько отличается по показателям преломления лейкофан из флюорит-лейкофанового типа месторождений ( $n_g=1,591$ ,  $n_p=1,573$ ). Для лейкофана из пегматитов характерно сложное полисинтетическое двойникование по (110), хорошо заметное при введении гипсового компенсатора.

Таблица 21

Основные свойства лейкофана и мелинофана

Минерал	Номер анализа	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Показатели преломления			2V	Параметры элементарной ячейки, Å				V, Å <sup>3</sup>
			$n_g$	$n_m$	$n_p$		a	b	c	c/a	
Лейкофан	1	2,97	1,594	1,591	1,573	-50°	7,43±0,02	7,44±0,015	9,95±0,03		
	2	2,97	1,596		1,570		7,40±0,015	7,37±0,03	9,90±0,03		
	3	2,96	1,596	1,592	1,571	-50°					
	4	2,98	1,596	1,594	1,570	-40°					
	5	2,97	1,597	1,594	1,571	-30°	7,38		9,96		
Мелинофан	1	2,971	1,614		1,598		10,48±0,01		9,906±0,01	0,945	1087,97
	2	3,016	1,618		1,598		10,51±0,01		9,91±0,01	0,943	1094,66
	3	3,016	1,618		1,598		10,43		9,829	0,942	1069,248
	4	2,977	1,610		1,591		10,562		9,881	0,936	1102,28
	5	3,012	1,612		1,593		10,6		9,9	0,934	1112,36

*Рентгенографическое исследование.* Лейкофан из флюорит-лейкофановых и амфибол-альбитовых метасоматитов по значениям межплоскостных расстояний и параметрам элементарной ячейки очень близок к лейкофану альбититов и пегматитов.

*Изучение инфракрасных спектров поглощения,* проведенное Л. С. Солнцевой, показало, что лейкофан характеризуется определенными полосами поглощения, которые могут быть интерпретированы следующим образом: 443, 468, 538, 645 и 875, 925, 970, 995, 1030, 1080 см<sup>-1</sup> — деформационные, валентные и комбинационные колебания Si—O. Полосы в области 670—800 см<sup>-1</sup> могут быть отнесены к колебаниям BeO. Полосы поглощения 1615 см<sup>-1</sup> и широкая полоса в области 3200—3600 см<sup>-1</sup> соответствуют деформационным и валентным колебаниям H<sub>2</sub>O. Слабые полосы поглощения 3570, 3680, 3720 см<sup>-1</sup>, по-видимому, принадлежат валентным колебаниям групп OH.

*Люминесценция.* В катодных лучах лейкофан люминесцирует оранжевым цветом. В ультрафиолетовых лучах отмечается фиолетово-голубое свечение.

### Условия нахождения и минеральные ассоциации

Значительных концентраций лейкофан достигает только во флюорит-лейкофановых и амфибол-альбит-лейкофановых метасоматитах, связанных со щелочными и субщелочными гранитами.

Во флюорит-лейкофановых метасоматитах, развивающихся по известнякам, основную массу составляет флюорит, менее лейкофан, микроклин, литийсодержащий мусковит. Кроме лейкофана в небольшом



количестве встречается фенакит. Породы имеют массивную текстуру с пятнисто-пестельчатым распределением светлого лейкофана и микроклина среди темного флюорита. Лейкофан содержит мелкие включения флюорита и микроклина.

В случае наложения флюорит-лейкофановой минерализации на альбитизированные граниты, скарны или пироксен-флюоритовые жилы образуются породы более сложного состава. В них помимо перечисленных минералов присутствуют и реликтовые минералы замещаемых пород. Вместо массивной текстуры породы имеют прожилково-вкрапленное строение; кроме фенакита и лейкофана появляются в небольшом количестве гельвин и гадолинит.

Амфибол-альбит-лейкофановые метасоматиты образуются по амфиболитизированным диабазам. Метасоматиты имеют пятнисто-полосчатое строение, обусловленное соответствующим распределением светлоокрашенных участков, сложенных альбитом, кварцем и лейкофаном, среди реликтов измененных диабазов. Лейкофан преимущественно ассоциируется с альбитом, менее с кварцем.

#### **Процессы изменения лейкофана и диагностические признаки**

Е. И. Семенов (1957) отмечает, что при выветривании лейкофана иногда образуется тончайшая белая пленка, вероятно, водных силикатов бериллия. На флюорит-лейкофановом месторождении лейкофан в слабой степени подвергается изменению. Только в отдельных участках некоторые зерна его становятся с поверхности более рыхлыми, иногда на них (как и в случае лейкофана из пегматитов) наблюдается тонкая пленка, которую проанализировать не удалось.

По внешнему облику лейкофан напоминает берtrandит и мелинофан. От берtrandита отличается меньшей прозрачностью, более уплотненными формами выделения, большей плотностью (у берtrandита около 2,6, у лейкофана 2,96—2,98 г/см<sup>3</sup>), меньшими показателями преломления и меньшим углом оптических осей. Лейкофан в отличие от многих бериллиевых минералов растворяется в кислотах. Наиболее интенсивно растворение происходит при подогревании в соляной и азотной кислотах. Отличие лейкофана от мелинофана дано при описании последнего.

#### **МЕЛИНОФАН**

Ca (Na, Ca) BeSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>F

#### **Физические свойства и химический состав**

*Химический состав.* Мелинофан из флюорит-фенакит-берtrandитового месторождения по сравнению с мелинофаном из пегматитов отличается пониженным содержанием Na<sub>2</sub>O и более высоким кальция и воды; кроме того, он содержит бор. Расчет кристаллохимических формул изученного мелинофана позволяет предполагать двоякую роль алюминия в структуре минерала: по-видимому, алюминий может замещать и кремний и бериллий (табл. 22).

*Морфология выделений.* На гидротермальных месторождениях мелинофан встречается в виде пластинчато-таблитчатых кристаллов размером от 0,05 до 1—1,5 мм, с характерными клиновидными окончаниями, группирующимися в сноповидные, лучистые и неправильной формы аг-



## Химический состав мелинофана, вес. %

Компоненты	Флюорит-берtrandит-фенакитовая формация			Бериллийсодержащие пегматиты	
	Флюорит-фенакит-берtrandитовый тип	Редкометалльно-флюоритовый тип			
	Минеральная ассоциация				
	флюорит-полевошпат-диопсид-везувиановая, ан. 1	флюорит-микроклин-эгирин-везувиановая, ан. 2	пироксен-флюоритовая, ан. 3	ан. 4	ан. 5
SiO <sub>2</sub>	41,26	41,91	—	42,42	43,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,00	2,70	2,39	5,98	4,61
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,01	—	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,55	0,34	0,61	0,1	—
BeO	8,97	10,42	10,15	9,57	9,80
CaO	29,82	32,62	—	28,70	29,56
MgO	0,20	0,40	—	—	0,16
MnO	0,22	0,15	—	0,03	—
Na <sub>2</sub> O	5,51	4,66	—	8,72	7,98
K <sub>2</sub> O	0,10	0,06	—	0,01	0,23
F	7,38	4,40	—	5,76	5,43
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	He обн.	0,23	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,49	1,98	—	0,25	—
CO <sub>2</sub>	—	1,74*	—	—	—
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,60	0,18	—	—	—
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	He обн.	0,10	—	0,55	—
Сумма	101,13	101,90	—	102,09	101,37
—O = F <sub>2</sub>	3,11	1,85	—	2,49	2,29
Аналитик	Л. М. Пурусова		А. А. Липатова		
Источник	М. И. Новикова и др. (1975)		В. Т. Шацкая (Бериллиевые минералы..., 1973)		В. И. Бельков, А. П. Денисов (1968) W. Brogger, (1890)

\* Примеси кальцита.

## Кристаллохимические формулы

Ан. 1. Ca(Na<sub>0,5</sub>K<sub>0,01</sub>Ca<sub>0,31</sub>)<sub>0,82</sub>[Be<sub>1,03</sub>(Si<sub>1,74</sub>Al<sub>0,17</sub>B<sub>0,06</sub>)<sub>1,97</sub>O<sub>6,40</sub>](F<sub>0,61</sub>OH<sub>0,39</sub>)<sub>0,01</sub>H<sub>2</sub>OАн. 2. Ca(Na<sub>0,4</sub>Ca<sub>0,35</sub>)<sub>0,75</sub>[Be<sub>1,07</sub>(Si<sub>1,79</sub>Al<sub>0,13</sub>B<sub>0,01</sub>)<sub>1,93</sub>O<sub>6,04</sub>](F<sub>0,58</sub>OH<sub>0,42</sub>)Ан. 4. Ca(Na<sub>0,69</sub>Ca<sub>0,26</sub>)<sub>0,95</sub>[(Be<sub>0,95</sub>Al<sub>0,05</sub>)<sub>1,0</sub>Si<sub>1,78</sub>Al<sub>0,24</sub>)<sub>2,0</sub>O<sub>6,12</sub>](F<sub>0,75</sub>OH<sub>0,03</sub>)<sub>0,78</sub>Ан. 5. Ca(Na<sub>0,84</sub>Ca<sub>0,3</sub>)<sub>0,94</sub>[(Be<sub>0,97</sub>Al<sub>0,02</sub>Mg<sub>0,01</sub>)<sub>1,0</sub>(Si<sub>1,8</sub>Al<sub>0,2</sub>)<sub>2,0</sub>O<sub>6,19</sub>]F<sub>0,71</sub>

регаты величиной до 0,5 см (рис. 25). Иногда наблюдаются субпараллельные сростки кристаллов. В более редких случаях отмечаются зерна неправильной формы.

**Цвет. Блеск. Спайность.** Окраска мелинофана из гидротермальных месторождений белая, слегка желтоватая, иногда зеленоватая. В тонких пластинках он бесцветный, прозрачный. В пегматитах Лангезунд-фиорда мелинофан имеет зеленовато-желтую окраску. Блеск стеклянный. Спайность по (001).



*Твердость.* Мелинофан из пегматитов имеет твердость 5—5,5, из гидротермальных месторождений 6,0. Минерал хрупкий. При дроблении проб он попадает в самые тонкие фракции.

*Плотность.* Варьирует от 2,977 до 3,016 г/см<sup>3</sup>.

*Оптические свойства.* Мелинофан одноосный, реже двуосный с очень небольшим углом  $2V$ , оптически отрицательный. Показатели преломления у мелинофана из гидротермальных метасоматитов (см.

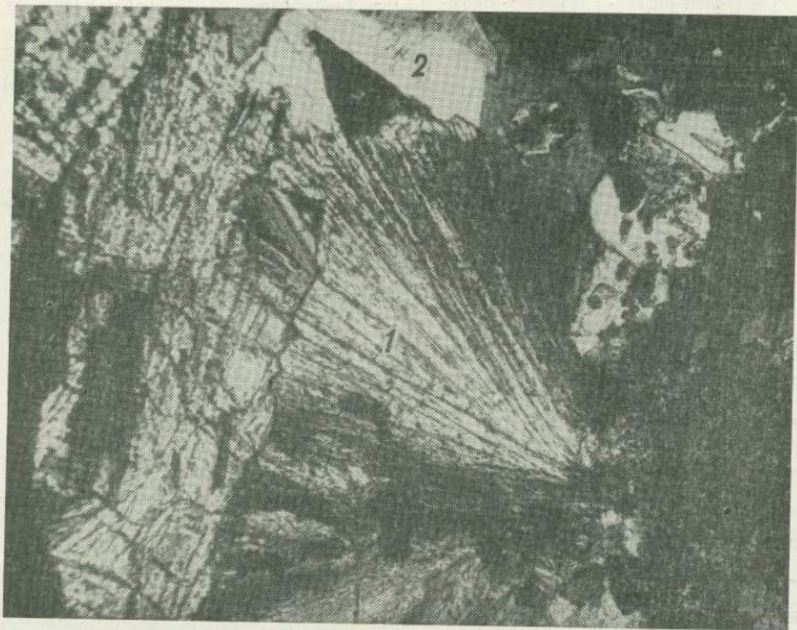


Рис. 25. Лучистые сростки мелинофана (1); флюорит погашен; 2 — альбит. Шлиф. С анализатором. Увел. 45

табл. 21) немного выше, чем у мелинофана из пегматитов. Иногда наблюдается полисинтетическое двойникование.

*Рентгенографическое изучение.* Графическое и аналитическое индиферирование порошкограммы мелинофана из гидротермальных месторождений было сравнено с мелинофаном из пегматитов. Параметр решетки  $a$  мелинофана из гидротермальных месторождений несколько ниже, чем у мелинофана из пегматитов; особенно низкое значение — для мелинофана из редкометалльно-флюоритовых метасоматитов. Судя по кристаллохимическим формулам в мелинофанах из гидротермальных месторождений, отмечаются некоторые различия в составе кристаллических слоев, что, по-видимому, обуславливает уменьшение параметра  $a$  и объема элементарной ячейки (Новикова и др., 1975).

*Изучение инфракрасных спектров поглощения,* проведенное Л. С. Солнцевой, показало, что мелинофаны из флюорит-фенакит-бертрандитового месторождения и из пегматитов близки друг другу и от-



личаются от мелинофана редкометалльно-флюоритового рудопроявления, который, видимо, представляет собой разновидность, переходную от лейкофана к мелинофану.

### Условия нахождения и минеральные ассоциации

На гидротермальных месторождениях мелинофан развивается в скарнах, образующихся по известнякам в экзоконтактах граносиенитов и рибекитовых гранитов.

На флюорит-фенакит-бертрандитовом месторождении мелинофан развивается в зонах минерализованных скарнов. Он слагает гнездовые обособления в ассоциации с микроклином, реже альбитом, эгирином, везувианом, флюоритом, флогопитом и кальцитом. Часто распределение минерала фиксирует полосчатость, унаследованную от текстуры скарнов (см. табл. 22, ан. 1 и 2).

Мелинофан из редкометалльно-флюоритового рудопроявления встречается в тесных сростаниях с флюоритом, пироксеном, лепидолитом и участками составляет до 15% от объема пород. В отдельных участках происходит наложение сульфидов, поскольку неоднократно можно наблюдать развитие мелинофана среди сплошных скоплений гидрокислов железа, образовавшихся при окислении сульфидов.

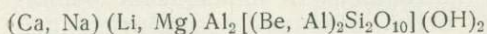
### Процессы изменения мелинофана и диагностические признаки

На месторождениях флюорит-фенакит-бертрандитового типа мелинофан в участках наложения карбонатной минерализации замещается миларитом (Новикова и др., 1975) и интенсивно корродируется карбонатом с образованием псевдоморфоз.

Изменение мелинофана выражается в образовании по нему в поверхностных условиях белых пленок, более рыхлых, чем мелинофан, что объясняется его легкой растворимостью.

Мелинофан отличается от лейкофана более уплощенными формами и веерообразным характером сростков с клиновидными окончаниями кристаллов. Мелинофан одноосный или двуосный с очень небольшим  $2V$ , несколько большими показателями преломления относительно лейкофана.

### БЕРИЛЛИЙМАРГАРИТ



Для некоторых бериллиевых месторождений характерно присутствие бериллиймаргарита, который по химическому составу является промежуточной разностью между бититом  $\text{CaLiAl}_2[\text{AlBeSi}_2\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$  и собственно маргаритом  $\text{CaAl}_2[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$ . Присутствие этого минерала необходимо учитывать при составлении баланса бериллия в рудах, так как в некоторых случаях в его составе рассеивается существенная часть окиси бериллия.

В наибольшем количестве бериллиймаргарит встречается на месторождениях маргарит-флогопит-бериллового типа, которые залегают среди ультраосновных пород (серпентинитов, тальковых сланцев). Минерал наблюдается главным образом в зальбандах берилл-кварц-плаггио-



клавовых жил, где образует контактовые оторочки шириной 1—5 см. Иногда он почти целиком слагает маломощные (0,5—2 см) прожилки среди тальковых сланцев или серпентинитов. Обычно выделяется в виде среднезернистых (0,3—1 см) и пластинчатых агрегатов, с беспорядочной ориентировкой зерен или с параллельно-шестоватой и сноповидной структурой, при которой пластинки ориентированы перпендикулярно контакту жил. Зерна бериллиймаргарита часто имеют извилистые очертания с тесным взаимным прорастанием. В зонах дробления и смя-



Рис. 26. Бериллиймаргарит (1) корродируется флогопитом (2) и мусковитом (3). Без анализатора. Увел. 30

тия его агрегаты превращаются аналогично другим слюдам в мелкочешуйчатые тонкорассланцованные породы, которые могут «обтекать» обломки плагиоклаза.

Бериллиймаргарит образовался метасоматическим путем, замещающая преимущественно более ранний плагиоклаз. Возникновение бериллиймаргарита, по-видимому, может быть связано с альбитизацией плагиоклаза, в процессе которой происходило высвобождение кальция и алюминия. Взаимоотношения маргарита с флогопитом противоречивы. Видимо, следует выделять две генерации бериллиймаргарита. Более ранняя генерация — широко распространенный крупнокристаллический минерал; в промежутках его зерен и по границе с плагиоклазом присутствует флогопит, который явно его корродирует (рис. 26). Более поздняя генерация — мелкочешуйчатый бериллиймаргарит, развивается по плагиоклазу и в трещинах спайности по флогопиту.

*Цвет.* Чаще всего жемчужно-белый, реже светло-серый, коричнево-белый.

*Плотность.* 3,06—3,07.



Оптические свойства. Минерал оптически двуосный, отрицательный,  $2V=61-69^\circ$ . Показатели преломления:  $n_g=1,646$ ,  $n_p=1,632$ .

Параметры элементарной ячейки. Определены электронографическим методом в лаборатории ИГЕМ под руководством Б. Б. Звягина:  $a=5,08 \text{ \AA}$ ;  $b=8,80 \text{ \AA}$ ;  $c=19,2 \text{ \AA}$ ;  $\beta=95^\circ 30'$ .

Химический состав. В пределах одного месторождения отличается стабильностью (табл. 23).

Таблица 23

Химический состав бериллиймаргарита, вес. %

Компоненты	Ан. 1	Ан. 2	Ан. 3	Ан. 4	Ан. 5	Ан. 6*	Ан. 7*
SiO <sub>2</sub>	30,44	30,16	30,88	29,60	30,04	32,5	29,0
TiO <sub>2</sub>	Следы	Не обн.	Следы	0,031	0,036	<0,10	<0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	45,56	45,59	46,22	46,75	46,98	42,9	45,5
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не обн.	0,40	—	—	—	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	0,38	0,13	0,37	0,33	0,32	0,55	0,37
BeO	3,26	1,88	2,67	1,58	1,95	—	—
MnO	Следы	Следы	—	0,005	0,005	0,040	0,04
MgO	0,67	1,06	0,87	0,46	0,46	0,85	1,05
CaO	13,48	13,18	13,90	13,70	13,48	7,7	12,5
BaO	0,04	Не обн.	—	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	0,25	0,52	0,21	0,10	0,08	3,3	0,05
Na <sub>2</sub> O	0,57	1,08	0,70	0,81	1,03	0,75	0,87
Li <sub>2</sub> O	0,78	0,72	0,36	0,70	0,75	0,59	0,73
Rb <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	0,060	Не обн.
S	0,11	Не обн.	—	—	—	—	—
Cl	0,20	0,13	—	—	—	—	—
F	0,82	1,64	1,35	1,50	1,98	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,98	3,80	3,40	5,47	4,00	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,32	0,70	0,04	—	0,16	—	—
С у м а	100,86	100,99	100,97	101,036	101,271	—	—
-O = F <sub>2</sub>	-0,35	-0,69	-0,55	-0,63	-0,83	—	—
Аналитик	Л. Б. Тумилович		М. Е. Казакова	Г. И. Синюгина			
Источник	К. А. Власов, Е. И. Кутукова (1960)			И. И. Куприянова			

\* По данным количественного спектрального анализа.

Кристаллохимические формулы

- Ан. 1.  $(\text{Ca}_{0,95}\text{Na}_{0,7}\text{K}_{0,02})_{1,04}(\text{Li}_{0,21}\text{Mg}_{0,07})_{0,28}(\text{Al}_{2,04}\text{Fe}_{0,02})_{2,06}[(\text{Al}_{1,49}\text{Be}_{0,51})\text{Si}_2\text{O}_{10}][\text{OH}_{1,74} \times \text{F}_{0,18}\text{O}_{0,08}]$
- Ан. 2.  $(\text{Ca}_{0,94}\text{Na}_{0,11}\text{K}_{0,04})_{1,12}(\text{Li}_{0,19}\text{Mg}_{0,10})_{0,29}(\text{Al}_{1,91}\text{Cr}_{0,02}\text{Fe}_{0,01})_{1,94}[(\text{Al}_{1,68}\text{Be}_{0,39})\text{Si}_2\text{O}_{10}]_2 \times [\text{OH}_{1,7}\text{F}_{0,34}]$
- Ан. 3.  $(\text{Ca}_{0,98}\text{Na}_{0,08}\text{K}_{0,01})_{1,07}(\text{Li}_{0,0}\text{Mg}_{0,08})_{0,17}(\text{Al}_{2,02}\text{Fe}_{0,01})_{2,03}[(\text{Al}_{1,55}\text{Be}_{0,42}\text{Si}_2\text{O}_{10})][\text{OH}_{1,58} \times \text{F}_{0,28}\text{O}_{0,14}]$
- Ан. 4.  $(\text{Ca}_{0,99}\text{Na}_{0,11}\text{K}_{0,01})_{1,11}(\text{Li}_{0,19}\text{Mg}_{0,05})_{0,24}(\text{Al}_{1,94}\text{Fe}_{0,02})_{1,96}[(\text{Al}_{1,75}\text{Be}_{0,26})\text{Si}_{1,99}\text{O}_{10}] \times [\text{OH}_{1,68}\text{F}_{0,32}] \cdot 0,4\text{H}_2\text{O}$
- Ан. 5.  $(\text{Ca}_{0,96}\text{Na}_{0,13}\text{K}_{0,01})_{1,10}(\text{Li}_{0,20}\text{Mg}_{0,05})_{0,25}(\text{Al}_{1,97}\text{Fe}_{0,02})_{1,99}[(\text{Al}_{1,70}\text{Be}_{0,31})\text{Si}_{1,99}\text{O}_{10}] \times [\text{OH}_{1,58}\text{F}_{0,42}] \cdot 0,09\text{H}_2\text{O}$



*Термографическое исследование.* Дифференциальная термическая кривая обнаруживает эндотермический эффект при 900—940° С, обусловленный потерей воды.

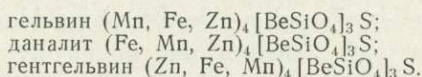
*Диагностические признаки.* Бериллиймаргарит по многим свойствам очень похож на другие минералы группы хрупких слюд, в частности, на эфесит и маргарит, которые встречаются более широко в месторождениях различного генетического типа — бериллийсодержащих пегматитах и флюорит-фенакит-бертрандитовых метасоматитах. Отличаются они от бериллиймаргарита отсутствием значительных содержаний бериллия и особенностями структуры, которые легко улавливаются рентгеноструктурным анализом.

## ГРУППА ГЕЛЬВИН-ДАНАЛИТ-ГЕНТГЕЛЬВИНА

Среди бериллиевых минералов гельвин, даналит и гентгельвин считаются сравнительно широко распространенными, но недостаточно изученными. Гельвин обнаружен в середине XVIII в. Первоначально был принят за гранат. Как бериллиевый минерал он впервые описан Вернером лишь в 1816 г. Название получил от греческого слова «гелиос» (солнце) из-за желтой окраски. Даналит, найденный в гранитах Рокпорта, впервые описан как новый минеральный вид Куком в 1866 г., который назвал его в честь американского геолога Дана. Гентгельвин обнаружен в 1899 г. американским геологом Гентом и первоначально был описан как цинковая разновидность гельвина. После детального изучения образца этого минерала Глассом (Glass e. a., 1944) был назван в честь Гента. Сейчас известно более 50 месторождений этих минералов во всех частях мира, в числе которых выявлены новые типы месторождений гидротермального генезиса, перспективные в промышленном отношении.

### Физические свойства и химический состав

*Химический состав.* Гельвин, даналит и гентгельвин относятся к классу каркасных силикатов и представляют собой изоморфный ряд минералов с общей формулой  $R_4[\text{BeSiO}_4]_3\text{S}$ , где  $R$  соответствует двухвалентному марганцу в гельвине; двухвалентному железу в даналите и цинку в гентгельвине. В природных условиях крайние члены этой изоморфной группы встречаются очень редко. Формулы этих минералов можно изобразить в следующем общем виде:



Химический состав минералов рассматриваемой группы дан в табл. 24. Химические составы гельвина, даналита и гентгельвина значительно отклоняются от теоретических.

Из сравнения данных химических составов минералов гельвиновой группы отчетливо видно существование непрерывного ряда в пределах изоморфной серии: для гельвина — от 45 до 100% гельвиновой, от 0 до 45% даналитовой и от 0 до 37% гентгельвиновой молекул; для даналита — от 6 до 40% гельвиновой, от 29 до 87% даналитовой и от 0



Химический состав минералов группы гельвин-даналита, вес. %

Компоненты	Гельвин (40 анализов)		Даналит (26 анализов)		Гентгельвин (146 анализов)	
	теорет.	от — до	теорет.	от — до	теорет.	от — до
SiO <sub>2</sub>	32,46	25,5—33,6	32,25	22,7—34,7	30,19	20,5—34,7
BeO	13,52	8,9—15,5	13,43	8,0—16,3	12,58	10,7—13,5
MnO	51,12	21,8—51,6	—	3,1—18,9	—	0,2—16,0
FeO	—	0,7—19,3	51,44	11,8—40,0	—	0,7—21,5
ZnO	—	0,0—17,0	—	0,0—20,0	54,44	25,9—51,2
S	5,78	4,6—9,6	5,74	4,0—6,1	5,37	3,7—6,4
Сумма	102,88		102,86		102,58	
— O = S	2,88		2,86		2,58	
Колебания в минералах, %	Г 45—100 Д 0—45 Гн 0—37		Г 6—40 Д 29—87 Гн 0—37		Г 1—32 Д 1—42 Гн 48—99	

до 37% гентгельвиновой; для гентгельвина — от 1 до 32% гельвиновой, от 1 до 42% даналитовой и от 48 до 99% гентгельвиновой молекул.

Неясными пока остаются почти только крайние, чистые разновидности даналита (от 87 до 100% даналитовой молекулы), а также разновидности этих минералов в области, ограниченной пунктиром на диаграмме Гласса (рис. 27): гельвина 25—70%, даналита 10—35%, гентгельвина 30—55%. В целом же непрерывность рядов изоморфизма этих трех минеральных видов в настоящее время можно считать доказанной.

Помимо основных минералообразующих компонентов (см. табл. 24) минералы гельвиновой группы содержат большое количество элементов-примесей: титан, глинозем, железо, магний, кальций, щелочные элементы и некоторые наследуемые элементы. Большая часть их связана с микровключениями полевых шпатов, слюд, магнетита, гидроокислов железа. Однако не исключена возможность изоморфного замещения бериллия — алюминием, кремния — титаном, железа и марганца — магнием.

Из других элементов-примесей в минералах гельвиновой группы интересны кадмий и германий. К сожалению, в анализах прежних лет эти элементы не определялись. Но как показал химический анализ многих гентгельвинов, кадмий присутствует в них постоянно в количестве от сотых до первых десятых долей процента. Кадмий входит в решетку минерала, изоморфно замещая цинк.

Германий постоянно присутствует в гентгельвине, но в меньших количествах, чем кадмий: его содержания обычно не превышают первых тысячных долей процента (граммы на тонну). Вхождение германия в состав гельвиновых минералов объясняется изоморфным замещением кремния в кристаллической решетке.

Из числа элементов-примесей следует отметить постоянно встречающиеся небольшие содержания олова (0,001—0,5%), свинца (0,001—0,01%), меди (0,001%); иногда отмечаются скандий, иттербий, молибден, кобальт, галлий, висмут, вольфрам. В некоторых гельвинах отмечается присутствие редких земель (0,3—0,5%) и в гентгельвинах из



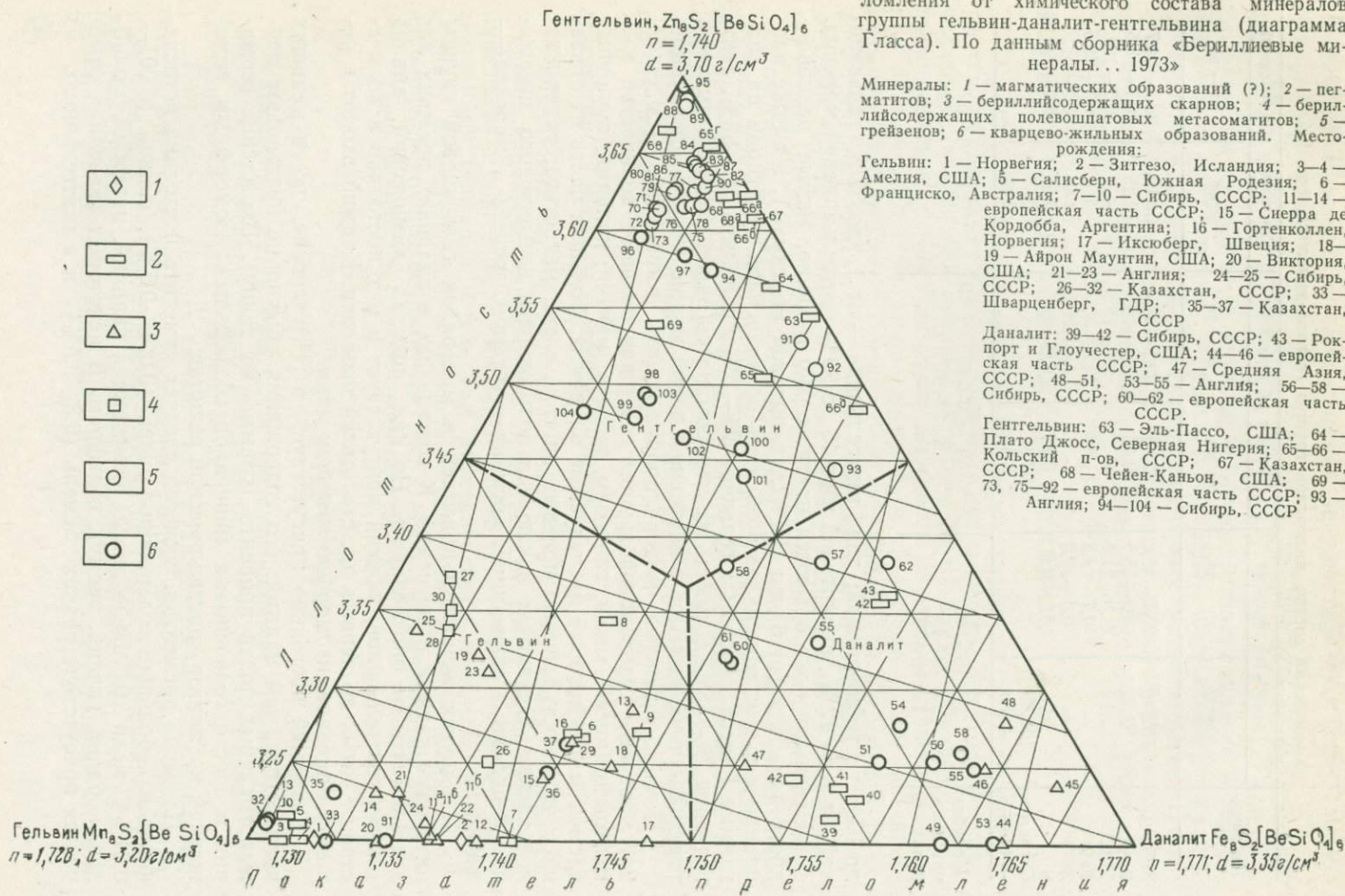


Рис. 27. Зависимость плотности и показателя преломления от химического состава минералов группы гелльвин-даналит-гентгельвина (диаграмма Гласса). По данным сборника «Бериллиевые минералы... 1973»

Минералы: 1 — магматических образований (?); 2 — пегматитов; 3 — бериллийсодержащих скарнов; 4 — бериллийсодержащих полевшпатовых метасоматитов; 5 — грейзенов; 6 — кварцево-жильных образований. Месторождения:

Гелльвин: 1 — Норвегия; 2 — Зитгезо, Исландия; 3 — 4 — Амелия, США; 5 — Салисбери, Южная Родезия; 6 — Франциско, Австралия; 7 — 10 — Сибирь, СССР; 11 — 14 — европейская часть СССР; 15 — Сиерра де Кордоба, Аргентина; 16 — Гортенколлен, Норвегия; 17 — Иксюберг, Швеция; 18 — 19 — Айрон Маунтин, США; 20 — Виктория, США; 21 — 23 — Англия; 24 — 25 — Сибирь, СССР; 26 — 32 — Казахстан, СССР; 33 — Шварценберг, ГДР; 35 — 37 — Казахстан, СССР

Даналит: 39 — 42 — Сибирь, СССР; 43 — Рокпорт и Глоучестер, США; 44 — 46 — европейская часть СССР; 47 — Средняя Азия, СССР; 48 — 51, 53 — 55 — Англия; 56 — 58 — Сибирь, СССР; 60 — 62 — европейская часть СССР.

Гентгельвин: 63 — Эль-Пассо, США; 64 — Плато Джосс, Северная Нигерия; 65 — 66 — Кольский п-ов, СССР; 67 — Казахстан, СССР; 68 — Чейен-Каньон, США; 69 — 73, 75 — 92 — европейская часть СССР; 93 — Англия; 94 — 104 — Сибирь, СССР



редкоземельносодержащих пегматитов, а в даналитах циркония (0,14%).

Анализируя химические составы минералов гельвиновой группы, можно сделать следующие выводы.

1. Между гельвином, даналитом и гентгельвином прослеживаются почти непрерывные ряды изоморфизма, обусловленные изоморфизмом между марганцем, железом и цинком соответственно.

2. Состав минералов по основным компонентам в некоторой степени отражает генетический тип месторождения. Так, для пегматитовых и скарновых месторождений характерен даналит и меньше гельвин; для пегматитовых и гидротермальных — гельвин и гентгельвин, для грейзеновых — только гельвин, для полевошпатовых метасоматитов — гентгельвин.

3. Помимо широко проявленного изоморфизма марганца, железа, цинка, вероятно, имеет место изоморфизм и других элементов, входящих в состав минерала. Например, алюминий частично замещает бериллий, магний — марганец и железо, кадмий — цинк и титан, германий — кремний и т. д.

4. Элементы-примеси могут быть типоморфными для определенных генетических типов минерализации. Так, редкоземельные элементы характерны для минералов группы гельвина из пегматитов, свинец и медь — для гидротермальных сульфидных месторождений, высокие содержания кальция — для месторождений, богатых флюоритом, и т. д.

*Морфология выделений.* Минералы группы гельвина относятся к гексатетраэдрическому классу кубической сингонии. Наиболее распространенная форма кристаллов — простой тетраэдр. Изредка встречаются октаэдры, иногда образуемые комбинацией положительных и отрицательных граней тетраэдра. Тетраэдрическая форма выделений — одно из главных отличий минералов гельвиновой группы от других кубических минералов, в частности от гранатов, с которыми они нередко ассоциируются и имеют (особенно гельвин) сходные физические свойства.

Размеры кристаллов колеблются в значительных пределах — от долей миллиметра до первых десятков сантиметров. Нередко встречаются агрегаты сросшихся кристаллов, а также выделений в виде сплошных скоплений.

Несмотря на близость морфологических особенностей и некоторых физических свойств, каждый из членов трехкомпонентной системы гельвин — даналит — гентгельвин имеет свои специфические особенности и характерные присущие только данному минеральному виду свойства. Например, для гельвина характерны правильные тетраэдры, иногда крупные (до 50 мм), для даналита — тетраэдры и октаэдры, часто зональные, а также неправильные выделения.

*Цвет.* Гельвин желтоватый и коричневый разных оттенков, реже зеленый. Для даналита характерны розовые, красные, винно-красные цвета и оттенки, а для гентгельвина — от бесцветных прозрачных (крайние члены группы с содержанием цинковой составляющей 95—97%) до розовато-желтых, желтых разных оттенков и коричневых; реже изумрудно-зеленый.



*Твердость.* Колеблется от 6 до 6,5 ( $H_0$ ) по Моосу, микротвердость от 5,64 до 9,34 кг/мм<sup>2</sup> (по замерам Е. К. Аксеновой).

*Оптические свойства.* Показатели преломления изменяются для гельвина в пределах 1,728—1,749; для даналита 1,746—1,771 для гентгельвина 1,734—1,756.

*Плотность.* Гельвин 3,20—3,45 г/см<sup>3</sup>; даналит 3,27—3,52 г/см<sup>3</sup>; гентгельвин 3,42—3,70 г/см<sup>3</sup>.

Показатели преломления и плотность минералов закономерно изменяются в зависимости от состава марганец-железо-цинковых компонентов. Эта зависимость выражается диаграммой Гласса (см. рис. 27). По этой диаграмме можно по данным показателя преломления и плотности минерала установить приблизительно его состав в процентных соотношениях гельвин-даналит-гентгельвиновых компонентов (Зубков и др., 1971).

Минералы группы гельвина обладают повышенной магнитной восприимчивостью (максимальная у гентгельвина, достигает 20— $50 \cdot 10^{-6}$  ед.).

*Рентгенографическое исследование* минералов группы гельвина показало закономерное уменьшение межплоскостных расстояний и соответственно параметров элементарной ячейки с уменьшением содержания марганца и увеличением содержаний железа и цинка. Гласс, Джанс и Стивенс (Glass e. a., 1944) и другие исследователи, исходя из закономерности изменения параметра элементарной ячейки в зависимости от состава, считают, что крайние члены гельвин, даналит и гентгельвин должны иметь соответственно следующие значения  $a$ : 8,27, 8,18 и 8,10 Å. Однако рентгеноструктурные и химические исследования 13 образцов гентгельвина (Зубков и др., 1971) позволили уточнить для гентгельвина (100%) значение  $a = 8,11$  Å.

*Термографические исследования* (Зубков и др., 1971) минералов группы гельвина существенно гентгельвинового состава выявили плавный характер дифференциальных кривых нагревания с незначительным экзотермическим поднятием в области температур от 200 до 400° С. Величина этого эффекта связывается с содержанием железа в образцах. Увеличение экзотермического максимума в указанном интервале температур возрастает с увеличением содержаний даналитового компонента.

В области температур 700—900° С наблюдается крутой экзотермический максимум, обусловленный началом спекания образцов, причем начало этого эффекта сдвигается в области высоких температур с увеличением содержаний железистой составляющей в гентгельвине.

Кривые потери веса показали практически отсутствие изменения веса в образцах при нагревании их до 900° С.

*Люминесценция* минералов группы гельвина наблюдается только в катодных лучах, в ультрафиолетовых отсутствует. Гентгельвин люминесцирует зеленым цветом с чуть желтоватым оттенком, гельвин — малиновым цветом, даналит не светится. При этом интенсивность свечения возрастает с увеличением содержания основного компонента. Элементом-люминофором в гентгельвине является цинк, элементом-гасителем — железо. В гельвинах роль люминофора принадлежит марганцу.



## Условия нахождения и минеральные ассоциации

Для минералов группы гельвина характерен широкий диапазон физико-химических условий, в которых они могут образовываться. Проявления гельвиновой и даналитовой минерализации известны в виде акцессорной вкрапленности в магматических породах щелочного состава (Rammelsberg, 1894; Glass e. a., 1944; Brogger, 1890). Рудопроявления и месторождения гельвин-даналит-гентгельвина встречаются в бериллийсодержащих пегматитах, бериллийсодержащих полевошпатовых метасоматитах, скарнах, берилл-молибденит (касситерит)-вольфрамитовых грейзенах и кварцево-жильных образованиях, в небольшом количестве — в месторождениях флюорит-бертрандит-фенакитовой формации. Среди них выделяются кварц-мусковитовые грейзены с бериллом и гельвином (Каленов, 1958) или с бертрандитом и гельвином; кварц-гематитовые грейзены с бериллом, гельвином и бертрандитом (Павлова и др., 1966); кварц-сидерофиллит-виллемитовые грейзены с фенакитом и гентгельвином (Гурвич и др., 1963). Во всех указанных месторождениях гельвин является одним из наиболее поздних минералов, развивающихся по более ранним бериллиевым минералам за счет разрушения последних и перетолжения бериллия в форме гельвина (гентгельвина) на более поздних стадиях минералообразования.

Формация бериллийсодержащих полевошпатовых метасоматитов. Включает наиболее перспективный тип полевошпат-гентгельвиновых месторождений (Гурвич и др., 1963; Галецкий, 1968), которые располагаются в пределах тектонических структур на обрамлении кристаллических выступов платформ. Вмещающими породами служат метасоматически измененные щелочные граниты, в которых вдоль тектонических зон располагаются сложные линзо- и гнездообразные тела щелочных метасоматитов с гентгельвином. Состав их весьма разнообразен, в основном это тела переменного кварц-слюдисто-альбит-микроклинового состава, кварц-слюдистые грейзены и кварцевые жилы.

Основным бериллиевым минералом является гентгельвин, в подчиненном количестве встречается фенакит. Гентгельвин в метасоматитах и грейзенах распространен неравномерно: гнезда и зоны с богатой минерализацией чередуются с участками, где он встречается в виде отдельных мелких включений или вообще отсутствует. Наиболее богаты ранние альбит-микроклиновые метасоматиты, содержащие сравнительно крупные (1 мм и более) тетраэдрические кристаллы гентгельвина и их скопления (рис. 28 и 29). В ослюденелых метасоматитах количество гентгельвина снижается, и встречается он здесь в основном в виде мелких неправильных зерен и их агрегатов.

Характерной особенностью состава гентгельвина из щелочных метасоматитов является высокое содержание в них  $\text{BeO}$  (от 11,5 до 13%) и  $\text{ZnO}$  (40—52%). Собственно гентгельвиновый минерал составляет 83—98%, при закономерном возрастании от ранних к поздним стадиям метасоматического процесса. В качестве изоморфных элементов-примесей в гентгельвине установлены повышенные содержания титана, алюминия, натрия, калия, рубидия, олова, кадмия, германия, галлия.

Гентгельвин из полевошпатовых метасоматитов обладает специфическими физическими свойствами (высокой плотностью, магнитной вос-



примчивостью и большой флотоактивностью), что весьма благоприятно для выделения его в бериллиевый концентрат. Простая технология делает щелочные бериллийсодержащие метасоматиты весьма высоко-сортным видом бериллиевого минерального сырья.

В месторождениях формации бериллийсодержащих скарнов минералы гельвиновой группы распространены довольно широко. Скарны нередко содержат повышенные количества  $\text{BeO}$ , но, как показали ис-

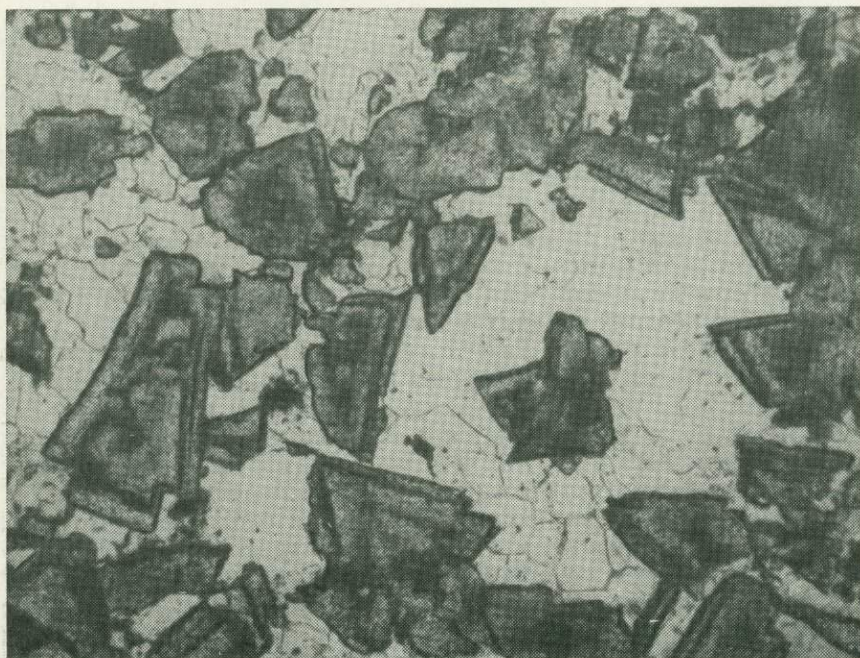


Рис. 28. Зональные кристаллы и ксеноморфные выделения гентгельвина в бериллийсодержащих альбит-микроклиновых метасоматитах. Шлиф. Без анализатора. Увел. 20

следования (Зубков и др., 1968), основное количество окиси бериллия в них рассеивается в породообразующих минералах — везувиане, гранате и эпидоте. Содержания собственно бериллиевых минералов—гельвина, хризоберилла, таафеита и др., — как правило, незначительны. Более высокие содержания гельвина отмечаются только в тех разновидностях скарнов, которые претерпели поздние гидротермальные изменения, приведшие к выщелачиванию бериллия из породообразующих минералов и переотложению его в виде гельвина (или других минералов) на поздних стадиях процесса минералообразования, или высокие содержания гельвина отмечаются в скарнах с наложенной бериллиевой гидротермальной минерализацией.

В гидротермальных месторождениях сульфидных руд, кварцево- и полевошпатово-жильных образованиях минералы гельвиновой группы встречаются довольно часто.



Известны проявления гельвиновой минерализации в полиметаллических месторождениях Рудных гор, ГДР (Glass e. a., 1944), в Гранд-Бью, США (Hewett, 1937), в СССР (Бадалов, 1956), в кварц-молибденовых и кварц-сульфидных жилах (Каленов, 1962). Широко распространены гельвиновые рудопроявления в месторождениях марганцево-колчеданных руд с родонитом и родохрозитом—Железные горы, ЧССР (Novak e. a., 1963, 1965), Вагисава, Япония (Josinada, 1959); в магне-

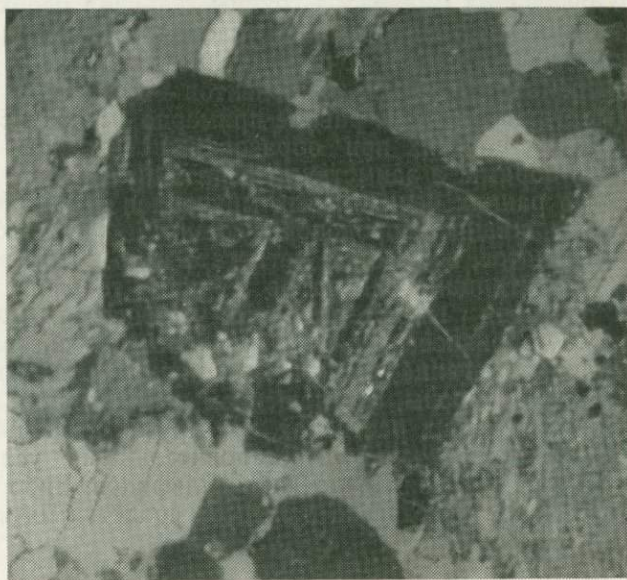


Рис. 29. Зональный тетраэдрический кристалл гентгельвина с двумя начальными центрами кристаллизации корродируется кварц-слюдистым агрегатом. Шлиф. С анализатором. Увел. 36

тит-родонитовых зонах, СССР (Егоров, 1967). Все эти проявления гельвиновой минерализации генетически или пространственно связаны с бериллиеносными гранитными интрузивами.

Кроме того, гельвиновая минерализация встречается в кварцевых жилах и прожилках, приуроченных к вольфрамитоносным штокверкам (Каленов, 1962), к касситерит-кварцевым (Григорьев, Доломанова, 1955) или вольфрамит-молибденитовым (Алжир, Марокко) месторождениям, не имеющим видимой связи с интрузивами. Наблюдаются также проявления даналитовой минерализации в кварц-полевошпатовых прожилках, залегающих в ультраосновных и метаморфических породах (Дмитриева, 1966; Kingsbury, 1961). Детально описана гельвин-даналит-гентгельвиновая минерализация в касситерит-кварц-хлоритовых жилах зеленокаменных пород Корнуэлла и Девона в Англии.

Таким образом, минералы гельвиновой группы встречаются почти во всех типах гидротермальных образований. Масштабы минерализации, как правило, незначительны. По времени гельвиновая минерализа-



ция сульфидных месторождений обычно предшествует выделению сульфидов, а в кварцевых и полевошпатовых прожилках является завершающей.

Основные закономерности генезиса минералов группы гельвина можно свести к следующему.

а. Гельвин-даналит-гентгельвиновая минерализация образуется в условиях низкой активности глинозема, при достаточно высокой серы, бериллия и железа (марганца или цинка).

б. Для образования минералов группы гельвина необходимы высокие температуры и восстановительные условия среды минералообразования, а также сравнительно точное стехиометрическое соотношение основных минералообразующих компонентов — бериллия, кремния, серы, железа (марганца, цинка), равное примерно 1 : 2,5 : 0,5 : 4.

в. В некоторых случаях при образовании гельвина бериллий не привносится растворами, а заимствуется «in situ» за счет выщелачивания его из более ранних бериллиевых минералов (берилла, фенакита) или бериллийсодержащих пороодообразующих и рудных минералов (слюд, полевых шпатов, везувiana, магнетита и др.). Тем не менее промышленные концентрации минералов группы гельвина образуются в результате развития гидротермальных процессов, происходящих в основном за счет привноса бериллия рудоносными растворами.

г. Содержания марганца, железа или цинка в этих минералах определяются, с одной стороны, соотношением концентраций этих элементов в минералообразующих растворах, а с другой стороны, — режимом серы и кислорода (окислительно-восстановительными условиями среды), обуславливающими появление либо сульфидов, либо окислов железа, марганца, цинка, вследствие большого сродства их к сере и кислороду.

### Процессы изменения гелвин-даналит-гентгельвина и диагностические признаки

В условиях гипергенеза по гелвиновым минералам развиваются охристые продукты изменения, наблюдаемые как с поверхности, так и по трещинам внутри кристаллов. Псевдоморфозы по гелвиновым минералам, обычно представляющие собой серую, белую, розоватую охристо-землистую, порошокватую массу, под микроскопом в иммерсионных препаратах определяются как агрегат волокнистых каолиноподобных глинистых и чешуйчатых слюдяных частичек, в котором встречаются белые игольчатые кристаллики бертрандита и кристаллики, определяемые по оптическим свойствам как бромеллит  $\text{BeO}$  ( $n_e = 1,770$ ,  $n_o = 1,733$ ; одноосный). Кроме того, в этих земляных агрегатах установлены мелкие реликтовые зерна гелвина, карбоната, кварца.

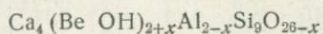
Кристаллические выделения гелвина, даналита и гентгельвина обладают целым рядом специфических физических свойств, которые позволяют сравнительно быстро и достоверно их диагностировать: тетраэдрические, реже октаэдрические формы кристаллов, желтовато-коричневые и красноватые (для даналитов) оттенки цветов, постоянная изотропность и треугольные очертания в шлифах и иммерсионных препаратах. В тех случаях, когда эти минералы присутствуют в породах или рудах в виде неправильных выделений, их диагностика затруднена. Они



часто принимаются за пороодообразующие минералы (гранат, везувиан), а редкие бесцветные разновидности — за кварц и поэтому пропускаются.

Наиболее надежный метод их определения — отношение к кислотам. Минералы гельвиновой группы, как правило, легко разлагаются в кипящих серной и соляной концентрированных кислотах с выделением студенистого осадка кремнезема и сероводорода. Однако минералы существенно гентгельвинового состава (плотность 3,6 г/см<sup>3</sup> и более) в кислотах почти не растворяются, вероятно, из-за более сильной связи серы с катионами в их решетке (Зубков и др., 1965). Необходимо проведение комплекса исследований, включающих определение физических констант, спектральный и химический анализы.

## БАВЕНИТ



Бавенит открыт в 1901 г., но только в 1932 г. Шаллером в нем был определен бериллий. До последнего времени бавенит был известен в гранитных пегматитах и гидротермальных образованиях, где развивался вследствие растворения берилла гидротермальными растворами.

В отдельных месторождениях флюорит-фенакит-бертрандитовой формации бавенит развивается как путем замещения ранних бериллиевых минералов (фенакита, бертрандита, миларита), так и в виде самостоятельных выделений, местами образуя значительные скопления, что может существенно влиять на общий баланс бериллия.

### Физические свойства и химический состав

*Химический состав.* Основными элементами, определяющими состав бавенита, являются бериллий, кремний, алюминий, кальций и вода. Количество их сильно варьирует (табл. 25). Помимо анализов бавенита изученных месторождений приведены анализы из работ Флейшера, Швитцера и Берри (Веггу, 1963), которые специально занимались проблемой состава минерала. Определения в бавените из Бавено, Италия (1941 г.), показали всего 3,12 и 2,48% BeO (см. табл. 25, ан. 12 и 13).

Содержание бериллия в минерале месторождений различных типов определено от 5,52 до 7,72% (см. табл. 25, ан. 9 и 13). Исключение представляет бавенит из месторождения флюорит-фенакит-бертрандитового типа, в котором содержание BeO 7,98—9,33% (ан. 1, 2 и 3). Содержание SiO<sub>2</sub> 55,60—60,13%, а Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 5,35—12,49%. Следует подчеркнуть, что между количеством бериллия и алюминия намечается обратная зависимость. Содержание окиси кальция в минерале более стабильно (23,19—26,36%). Количество воды в бавените варьирует от 1,46 до 3,62%.

Спектральным анализом в бавените обнаруживается присутствие элементов-примесей, обусловленных в основном типоморфными особенностями различных генетических типов месторождений.

Расчет химического анализа бавенита произведен на 17 катионов и формулы выведены согласно кристаллической структуре минерала, определенной Канило и др. (Cannillo e. a., 1966).







*Морфология выделений.* Бавенит встречается в виде пластинчатых, волокнистых, слюдоподобных, реже таблитчатых и призматических кристаллов, а также землистых форм. Морфология выделений его в большой степени зависит от условий образования. В пегматитах и молибденит-вольфрамит-берилловых месторождениях часто встречаются псевдоморфозы бавенита по бериллу, сложенные агрегатом пластинчатых или тонковолокнистых кристаллов. В месторождениях флюорит-фенакит-берtrandитовой формации бавенит обнаружен в виде скоплений сферолитовой, полусферической и веерообразной формы радиально-лучистого строения. В отличие от фенакита сростки бавенита часто имеют сту-



Рис. 30. Радиально-лучистые сростки бавенита (1) в пустотках плагиоклаза (2). Нат. вел.

пенчатые и неровные зубчатые окончания (рис. 30). Отдельные кристаллы бавенита призматически-таблитчатой формы или их друзовидные сростки встречены на месторождении типа бериллийсодержащих скарнов.

Размер выделений минерала варьирует от десятых долей до 2,5 мм (а иногда и до 1 см) и только в полевошпат-бавенит-фенакитовом месторождении (см. табл. 25, ан. 4) встречаются эффектные по внешнему облику скопления минерала, достигающие 10—12 см в поперечнике.

*Цвет. Блеск. Спайность.* Бавенит преимущественно белый или бесцветный, реже окрашен в светлые серовато-зеленоватые или розоватые тона. Блеск минерала стеклянный, нередко перламутровый (в сростках пластинчатых кристаллов), изредка шелковистый. На выветрелых поверхностях и в землистых массах — матовый. Каркасная структура бавенита обуславливает совершенную спайность минерала по плоскости (001) и хорошую по (100).

*Твердость.* По шкале Мооса 5,5—6. Микротвердость, замеренная Е. К. Аксеновой, изменяется от 709 до 813 кгс/мм<sup>2</sup> (что соответствует  $H_0=6,3-6,5$ ). Таким образом, уточненная твердость минерала несколько выше 6. Бавенит хрупкий, особенно по направлениям спайности.

*Плотность.* Небольшая, варьирует в пределах от 2,66 до 2,73 г/см<sup>3</sup> с отдельными отклонениями.



**Оптические свойства.** Оптически двуосный, положительный, угасание прямое, реже 2—3°. Удлинение минерала может быть различным. Как правило, тонкоигольчатые кристаллы имеют положительное удлинение, а призматические кристаллы и сростки — отрицательное, обусловленное, по-видимому, срастанием кристаллов вдоль оси *b*. Угол оптических осей (2*V*) непостоянный, изменяется от 5—10° (табл. 26, ан. 4) до 60°. Показатели преломления варьируют:  $n_g = 1,584—1,593$ ;  $n_p = 1,578—1,586$ . Двупреломление порядка 0,006—0,01. При этом тонкокристаллические и землистые формы выделения минерала характеризуются более низкими показателями преломления.

**Рентгенографическое исследование.** Произведено Н. И. Черновой, с учетом последних исследований Канило и др. (Cannillo e. a., 1966). Параметр элементарной ячейки очень близки между собой (см. табл. 26). Наиболее заметны колебания *a*—от 23,07 до 23,27 Å; практически постоянно значение *b*. Параметр *c* также варьирует в ограниченных пределах — от 19,39 до 19,43 Å, за исключением ан. 4 из месторождения слюдисто (фенгит)-флюорит-фенакит-берtrandитового типа, у которого он резко понижен (19,32 Å). Отношение *a*:*b*:*c* у большинства образцов несколько выше стандарта: 4,63 : 1 : 3,87 (Cannillo e. a., 1966).

**Метод инфракрасной спектроскопии** к бавенитам применялся различными исследователями. Для ИК-спектров минерала характерны полосы поглощения 3547—3538 см<sup>-1</sup>, соответствующие группам ОН, которые связаны с бериллиевыми тетраэдрами. Кроме того, отмечается полоса 3620 см<sup>-1</sup>, соответствующая, по-видимому, гидроксильным ионам, занимающим иное положение в структуре минерала.

**Термографическое исследование**, проведенное Л. И. Рыбаковой (ВИМС) и другими исследователями, показало, что вода входит в состав минерала в форме гидроксильной группы. Кривая нагревания характеризуется четким эндотермическим эффектом в интервале 900—1000° С с максимумом при 950—970° С.

### Условия нахождения и минеральные ассоциации

Бавенит широко распространен в месторождениях различных генетических типов. Для него характерна тесная ассоциация с карбонатом, флюоритом и в меньшей степени с полевыми шпатами; реже он встречается со слюдой, эпидотом, аксинитом, а из бериллиевых минералов — с миларитом.

**А. Месторождения флюорит-фенакит-берtrandитовой формации.**

1. На одном из месторождений флюорит-фенакит-берtrandитового типа, характеризующемся примерно равным содержанием фенакита и берtrandита, бавенит сравнительно широко распространен, составляя не менее 5% общего количества бериллия. Минерал встречается в массивных флюорит-бериллиевых и прожилково-вкрапленных бериллиевых рудах. В массивных рудах он развивается в участках проявления поздней карбонатной минерализации соответственно путем замещения берtrandита или фенакита. В первом случае бавенит присутствует в ассоциации с кальцитом в виде лучистых сноповидных сростков величиной 0,5 см, содержащих реликты берtrandита. Во втором—образует редкие крупные (до 1,5—2 см) радиально-лучистые сростки среди флюорита



Основные свойства бавенита

Номер анализа	Твердость $H$ , кг/мм <sup>2</sup> $H_0$	Диэлектрическая проницаемость	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Показатели преломления		Угол оптических осей $2V$	Удлинение	Параметры элементарной ячейки, Å				Элементы-примеси, %		
				$n_g$	$n_p$			$a$	$b$	$c$	$a:b:c$	Ge	Ga	Li
1	$\frac{777-813}{6,4-6,5}$	6,10	2,66	1,590	1,583		±	23,24	4,98	19,40	4,66 : 1 : 3,89			
2		6,56	2,66	1,590	1,579		—	23,26	4,98	19,41	4,67 : 1 : 3,89	0,01	0,002	
3				1,591	1,582		±	23,21	4,968	19,42	4,67 : 1 : 3,91	0,01	$1 \cdot 10^{-4}$	
4			2,73	1,587	1,578			23,214*	4,99*	19,32*	4,65 : 1 : 3,87		$1 \cdot 10^{-4}$	
5	$\frac{757}{6,4}$		2,71	1,584	1,578	5—10°	±	23,24	4,98	19,44	4,66 : 1 : 3,90	0,002	0,001	
6, 7	$\frac{760}{6,4}$	6,39—7,43	2,733	1,593	1,586	60°	+	23,27	4,99	19,46	4,66 : 1 : 3,89	0,01	0,001	0,3
7a				1,588	1,579		+							
8			2,725	1,593	1,583	26—38°	—	23,07**	4,96**	19,43**	4,66 : 1 : 3,9			
9	$\frac{709}{6,3}$	6,0	2,704	1,590	1,582									
10				1,590	1,583									
11	5,5		2,62	1,589	1,585			23,17	4,98	19,40	4,65 : 1 : 3,89			
12			2,62	1,590	1,580	47°	—	23,10**	4,96	19,38	4,65 : 1 : 3,90			
14, 15			2,71	1,593	1,582	22°	—					Следы		Следы
16				1,583	1,580	58°	—							

\* По данным Г. Н. Комаровой (Бавенит из Забайкалья, 1967)

\*\* По данным Канило (Cannillo e. a., 1966).



(см. табл. 25, ан. 1), а в участках с микроклином — сферолиты (диаметром до 1,5 см), наследующие полностью форму замещаемого им фенакита.

В зонах минерализованных скарнов бавенит в ассоциации с кальцитом образует прожилки (шириной до 0,5 см) или выделяется в форме сферических сростков (размером до 1,5 см) голубоватого и зеленовато-серого цвета, приуроченных к гнездам, сложенным хлоритом и кальцитом, реже флюоритом и галенитом (см. табл. 25, ан. 2).

Местами он встречается в ассоциации с миларитом, возникая в участках замещения последнего карбонатом. При этом бавенит или сохраняет ориентировку кристаллов миларита, или развивается в секущих прожилках в ассоциации с карбонатом и альбитом, образуя сферолитовые сростки размером до 2—2,5 см (см. табл. 25, ан. 3).

2. На месторождении слюдисто(фенгит)-флюорит-фенакит-берtrandитового типа, отличающегося проявлением бериллиевой минерализации в связи с березитизацией, бавенит интенсивно замещает фенакит. Он ассоциируется с кальцитом, флюоритом, альбитом и эпидотом, корродируя два последних минерала. Выделяется в виде листовато-призматических кристаллов, образующих сноповидные и веерообразные сростки (см. табл. 25, ан. 4).

3. Полевошпат-бавенит-фенакитовое месторождение (пока единственное, на котором бавенит встречается в значительных количествах и является рудным минералом) представлено зоной прожилков, залегающих среди эпидот-хлорит-амфиболовых сланцев.

Бавенит присутствует в виде пластинчатых кристаллов, образующих сноповидные и веерообразные сростки (см. табл. 25, ан. 5), которые выполняют тонкие (0,03—0,3 мм) прожилки, пересекающие скопления альбита, сульфидов и вмещающие сланцы. С бавенитом ассоциируются пренит, флюорит, кальцит, реже ортоклаз. Как правило, количество бавенита возрастает в участках пород, обогащенных эпидотом. Изредка в альбитовых прожилках наблюдаются крупные зонального строения гнездообразные скопления бавенита, достигающие 10—12 см в поперечнике. Краевая зона сложена альбитом, среди которого отмечаются эпидот, игольчатые кристаллы турмалина и радиально-лучистые сростки фенакита. К центру гнезд на кристаллы флюорита нарастают веерообразные сростки бавенита длиной до 2,5 см.

Б. Месторождения слюдисто-флюорит-бериллово-й формации. В месторождениях этой формации бавенит имеет резко подчиненное значение.

1. На одном из месторождений флогопит-маргарит-бериллового типа, отличающихся большим разнообразием бериллиевых минералов (берилл, изумруд, хризоберилл, александрит, фенакит, берtrandит и бромеллит), известен и бавенит, впервые обнаруженный в 1939 г. Е. И. Кутуковой. Встречен он в плагиоклазовых жилах, где выделяется в пустотках выщелачивания и по трещинкам берилла, образуя гнезда и прожилки в ассоциации с хлоритом и флюоритом.

Бавенит присутствует в виде радиально-лучистых сферолитов и розеток до 1,5 см, состоящих из тонкопластинчатых и волокнистых выделений (см. табл. 25, ан. 6 и 7). Местами наблюдаются скопления сферолитов величиной 2—3 см. Минерал белого цвета, реже с зеленоватым



оттенком и шелковистым блеском. На более поздних стадиях бавенит, в свою очередь, замещается берtrandитом.

2. На другом месторождении этой же формации, развивающемся в массиве гранодиоритов, интенсивно проявлен гидротермальный процесс замещения берилла бавенитом. Единичные сравнительно крупные (0,5—2 мм) слюдоподобные листочки бавенита нарастают на грани берилла или развиваются в пустотках, образующихся при его выщелачивании.

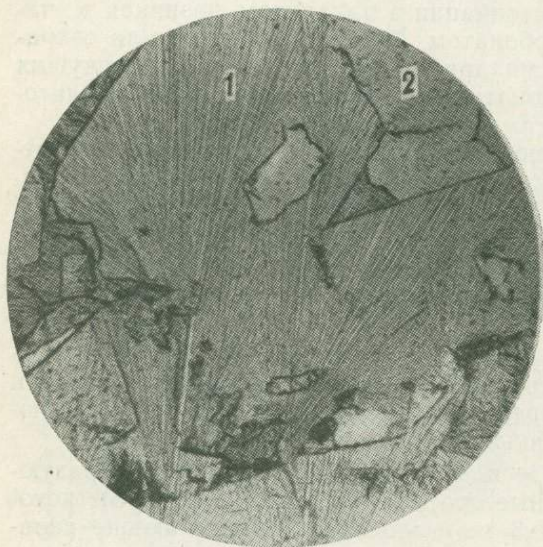


Рис. 31. Псевдоморфозы бавенита (1) по бериллу; 2 — кварц; 3 — мусковит. Шлиф. Без анализатора. Увел. 37

Кроме того, в зонах дробления наблюдаются более крупные (до 1—1,5 см) скопления мелкокристаллического бавенита и полные псевдоморфозы по бериллу (см. табл. 26, ан. 7 а). В последних бавенит обычно развивается с флюоритом и адуляром. В отдельных участках бавенит пронизан прожилками берtrandита в ассоциации с кварцем или леонгардитом.

В. Месторождения кварц - молибденит - вольфрамит - берилловой формации. В месторождениях данной формации бавенит в основном образуется в результате воздействия на берилл поздних кальцийсодержащих растворов (рис. 31).

На одном из месторождений этой формации Л. И. Симоновой (1965) был обнаружен бавенит, развивающийся независимо от берилла. Месторождение представлено жилами и прожилками кварца с ортоклазом, бериллом, топазом и мусковитом. В качестве акцессорных минералов отмечаются турмалин, пирит, флюорит.

Бавенит приурочен к флюорит-кальцитовым жилам, развитым в краевой зоне штокверка, где встречается в виде пластинчато-таблитчатых кристаллов и радиально-лучистых сростков диаметром до 2 см. Образование бавенита Л. И. Симонова связывает с наличием бериллия в исходных растворах. На ранних стадиях процесса развивался берилл, а по мере понижения температуры и эволюции растворов — бавенит.

Г. Месторождения формации бериллийсодержащих скарнов. В месторождениях этой формации бавенит образуется как путем замещения ранее выделившихся бериллиевых минералов, так и самостоятельно из более поздних гидротермальных растворов. Так, на одном слюдино-флюорит-магнетит-берилловом месторождении бавенит встречается в кальцит-флюорит-полевошпатовых гнездах в ассоциации с аксинитом, иногда имеющих зональное строение. Внешняя зона, представленная минерализованными скарнами, резко



сменяется зоной эпидот-актинолит-аксинитового состава и крупнокристаллического строения, содержащей вкрапленность мелких зерен кальцита, полевого шпата и бавенита. Переход к следующей зоне, сложенной радиально-лучистыми и сноповидными сростками белого бавенита, длина кристаллов которого достигает 3 см (см. табл. 25, ан. 9), менее четкий. Центральная часть гнезд выполнена крупнокристаллическим белым кальцитом с включением бавенита и флюорита.

Другое месторождение скарнового типа, на котором был обнаружен бавенит, по данным Н. Н. Смольяниновой и В. А. Молевой (1959), представлено гранатовыми скарнами, несущими вкрапленное медно-свинцово-цинковое оруденение. Скарны по контакту с кварцевыми порфирами участками сильно флюоритизированы и содержат в небольших количествах гельвин и берилл. Бавенит в виде тонковолокнистых выделений, собранных в небольшие округлые или неправильной формы скопления, приурочен большей частью к пустоткам выщелачивания флюоритизированных гранатовых скарнов (см. табл. 25, ан. 10).

Д. Месторождения формации бериллийсодержащих пегматитов. В месторождениях пегматитовой формации бавенит широко развит, выделяясь в одну из поздних стадий в процессе замещения берилла. Здесь приведен для сравнения только состав бавенита, обнаруженного в пустотках пегматитов в виде шестоватых агрегатов, образующих рубашки вокруг ярко-зеленых кристаллов берилла (см. табл. 25, ан. 11).

### Процессы изменения бавенита и диагностические признаки

Изменение бавенита происходит в гипогенных условиях. К наиболее распространенным изменениям минерала относятся явления коррозии и замещения его карбонатами, слюдами, адуляром и флюоритом, выделяющимися одновременно или позже бавенита. Более редко замещение бавенита другими бериллиевыми минералами, в частности берtrandитом. В гипергенных условиях бавенит относительно устойчивый минерал. При интенсивном развитии процессов выщелачивания минерал механически разрушается и выкрашивается.

Низкое содержание окиси бериллия в минерале, часто слюдоподобный облик и тесное срастание с кальцитом, хлоритом и другими жильными минералами сильно затрудняют его диагностику.

Наиболее характерны для бавенита: прекрасная спайность в двух направлениях, аналогичная берtrandиту и бромеллиту; сравнительно низкие плотность ( $\sim 2,7$  г/см<sup>3</sup>), показатели преломления ( $n_g \sim 1,590$  и  $n_p \sim 1,580$ ), близкие к бериллу, но бавенит отличается от последнего двусностью, положительным оптическим знаком, пластинчатостью.

В то же время небольшая твердость ( $\sim 6$ ) объединяет его с рядом сравнительно широко распространенных бериллиевых минералов (лейкофан, бериллиймаргарит и др.), а низкое двупреломление минерала (порядка 0,007—0,010) сближает его с хризобериллом, бериллом и другими менее распространенными минералами.



## ГЛАВНЕЙШИЕ ЖИЛЬНЫЕ И СОПУТСТВУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

### КВАРЦ

Кварц является основным жильным минералом во всех типах месторождений бериллия, но преимущественно развит на месторождениях слюдисто-флюорит-берилловой и молибденит-вольфрамит-берилловой формаций. Кварц выделяется на всем протяжении минералообразования и представлен несколькими генерациями. Он служит одной из составных частей грейзенов, слагает жилы совместно с молибденитом, вольфрамитом, бериллом, касситеритом или сульфидами. Часто рудотложение заканчивается образованием роговикового и халцедоновидного кварца и опала.

В меньшем количестве кварц распространен на месторождениях флюорит-берtrandит-фенакитовой формации, где его основная масса встречается в массивных флюорит-бериллиевых рудах в тесных сростаниях с берtrandитом, фенакитом, кальцитом, микроклином, альбитом. Кроме того, он слагает прожилки, развиваясь преимущественно в их центральной части. Реже кварц формирует почти мономинеральные жилы и вместе с флюоритом образует обособления пегматоидной текстуры.

В месторождениях формации бериллийсодержащих полевошпатовых метасоматитов кварц находится в подчиненном количестве по сравнению с микроклином. Основная масса его образуется метасоматическим путем. На ранних стадиях минерализации он ассоциируется с микроклином, альбитом, гентгельвином, а на более поздних—с сидерофиллитом и гентгельвином. Участками отмечаются жилообразные тела кварц-альбитовых метасоматитов, образующихся при выносе и переотложении кварца в тектонически ослабленных участках. Еще более редки кварц-микроклиновые жилы, имеющие пегматоидную текстуру.

*Морфология выделений.* Зависит от условий образования кварца. Кварц грейзенов и метасоматитов характеризуется преимущественно мелкозернистым строением, наличием большого количества газово-жидких и непрозрачных включений. Жильный кварц имеет шестоватое, гребенчатое, крупнокристаллическое строение вплоть до образования кристаллов горного хрусталя в центральных полостях жил (размером до 5—8 см). Поздний роговиковый кварц отличается тонкозернистым



или мелкозернистым строением и нередко содержит включения минералов ранних стадий минерализации.

*Плотность.* Колеблется в пределах 2,63—2,65 г/см<sup>3</sup>. Кварц из берилл-кварцевых прожилков (табл. 27) имеет повышенную плотность (2,67 г/см<sup>3</sup>).

*Диэлектрическая проницаемость.* Минимальное значение (4,62) определено для кварца из берилл-кварц-плаггиоклазовых жил; максимальное (5,12) характерно для роговикового кварца. По С. Г. Соломкиной (Василькова, Соломкина, 1965), диэлектрическая проницаемость зависит от степени кристалличности, от размера зерен кварца.

*Элементы-примеси.* Постоянными элементами-примесями по данным спектрального анализа являются Al, Mg, Ca, Fe, Mn, Ti, Be; в месторождениях полевошпатовых метасоматитов отсутствует Ca; спорадически присутствуют Ga, Pb, Ge, Cr, Zn, Nb, Mo, Sn, W, отражая специфику руд различных типов месторождений.

Кварцы из некоторых жильных месторождений характеризуются наличием сероводорода, который легко улавливается по запаху при раскалывании кварца. Анализ вытяжки из жильного кварца показывает присутствие следующих компонентов (в мг/л): HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 19; Cl<sup>-</sup> 14; SiO<sub>2</sub> 8; Ca<sup>2+</sup> 2; Mg<sup>2+</sup> 1; Na 12.

*Рентгенографические исследования.* Параметры элементарной ячейки кварца определялись прецизионным рентгеновским анализом Н. Ф. Картенко и Н. С. Петровой. Исследования показали, что их параметры незначительно изменяются. Наиболее показательна величина *c*. Наименьшие значения *c* (5,4043—5,4046) характерны для жильных кварцев, наиболее высокие значения (5,4051—5,4057) — для кварцев из месторождений флюорит-фенакит-берtrandитового типа. Н. А. Афанасьевой, Т. Е. Каменцевым и В. А. Франк-Каменецким (1959) высказано предположение, что изменения параметров решетки кварца происходят вследствие компенсационного изоморфизма по схеме: 2Si → 2Al<sup>3+</sup> + R<sup>2+</sup>, где R—Ca, Mg, Fe. Такой кварц с несколько увеличенными параметрами ячейки наблюдается в участках, где совместно с кварцем встречаются минералы, богатые кальцием, магнием или железом.

Жильный кварц из месторождений других формаций содержит незначительные количества примесей и вследствие этого имеет наименьший объем ячейки. Промежуточные значения характерны для роговиковых кварцев. Следовательно, параметры элементарной ячейки, как и диэлектрическая постоянная, отражают условия кристаллизации кварцев.

*Гомогенизация и декрипитация кварца* проведены Е. С. Харламовым, Н. И. Разумеевой (Вынар и др., 1971), В. Ю. Даулетнуловой (Щерба и др., 1964). Температура образования кварца бериллиевых месторождений изменяется в широких пределах (от 400—500 до 140° С), в зависимости от типа месторождения и от стадий минерализации. Наиболее низкотемпературными являются кварцы флюорит-фенакит-берtrandитового типа месторождений (температура гомогенизации включений изменяется от 140 до 230° С). Для кварцев из слюдисто-флюорит-бериллового типа месторождений температура гомогенизации 225—350° С. В месторождениях молибденит-вольфрамит-берилловой формации температура декрипитации изменяется от 340—350° С для грейзенового кварца до 280—310° С для жильного. Наиболее высокотемпературные кварцы ха-



## Основные

Формация	Тип месторождения	Минеральная ассоциация	Размер выделений	Диэлектрическая проницаемость	Плотность, г/см <sup>3</sup>
Слюдисто-флюорит-берилловая	Мусковит-флюорит-берилловый	Кварцевая Кварц-вольфрамитовая Мусковит-флюорит-кварцевая	0,5—1 см 0,5—2 см 0,5—2 см	4,81 4,80 4,94	2,64 2,63 2,64
	Биотит-флюорит-берилловый	Грейзенизированные гранодиориты Берилл-кварцевая Берилл-флюорит-кварцевая	3—5 мм	4,95	2,66
			0,5—1 см	5,18 4,95	2,67 2,65
Флогопит-маргарит-берилловый	Берилл-кварц-плагноклазовая Альбит-мусковит-кварцевая	1—10 см	4,62	2,64	
		0,5—10 см	4,70	2,64	
Молибденит-вольфрамит-берилловая	Вольфрамит-молибденит-берилловый	Кварц-топазовая Молибденит-кварцевая Роговиковый кварц Вольфрамит-кварцевая	0,2—0,5 см 2—3 см 1,5—3 см	4,76 4,92 5,12 4,87	2,64 2,65 2,63 2,64
Бериллийсодержащие полевшпатовые метасоматиты	Слюдисто-полевшпато-гентгельдиновый	Сливной кварц из „гранита“	1—3 мм		
		Прожилки кварца в „граните“	1—2 мм		
		Кварц-альбит-гентгельдиновая	0,5—1 мм		
		Кварц-амазонитовая	0,5—2 см		

\* По данным спектрального анализа.

рактены для месторождений полевшпатовых метасоматитов, где основная масса кварца имеет температуру гомогенизации порядка 400—600° С. Более поздние генерации кварца этих месторождений, ассоциирующиеся с сульфидами, характеризуются температурой гомогенизации 200—320° С.

## свойства кварца

Параметры элементарной ячейки, Å		Элементы-примеси*, %									
a	c	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ti	Cu	Pb	Ga	Be
4,9128	5,4052	0,1	0,6	0,3	0,2	0,06	1·10 <sup>-4</sup>	1·10 <sup>-4</sup>	Нет	0,001	0,3
4,9124	5,4053	0,004	0,06	0,4	0,01	0,003	1·10 <sup>-4</sup>		0,001		0,003
4,9124	5,4057	0,004	0,003	0,4	0,001	1·10 <sup>-4</sup>	1·10 <sup>-4</sup>				0,003
4,9124	5,4051	0,01	0,1	0,3	0,001	1·10 <sup>-4</sup>	1·10 <sup>-4</sup>			0,001	6·10 <sup>-4</sup>
4,9120	5,4046	0,1	0,1		0,005	0,003	0,001			0,001	0,001
4,9127	5,4044	0,01	0,01		0,01	0,001		0,003	0,003	0,001	0,001
4,9121	5,4048	0,01	0,1	0,1	0,01	0,01	0,01		0,005	0,001	0,001
		0,01	0,1	0,05	0,01	0,01	0,001	0,001	0,008	0,001	0,001
		0,01	0,1	0,1	0,01	0,01	0,01	0,001	0,001	0,001	0,001
		0,01	0,1	0,1	0,01	0,01	0,01	0,005	0,001	0,001	0,001
4,9124	5,4043	0,002	0,001	0,003	0,003	0,001	0,002	0,001	0,001	—	0,0015
4,9125	5,4043	0,01	0,0025	0,01	0,001	0,001	0,001				0,0003
4,9129	5,4040										0,001
4,9121	5,4043	0,003	0,003	0,01	0,003	0,001	0,005	0,002			0,0001
4,9130	5,4048	0,01	0,001	0,004	0,006	0,002	0,003				1·10 <sup>-4</sup>
4,9122	5,4043	0,01	0,0015	0,004	0,006	0,001	0,003	0,0015			
		0,003	0,001		0,001	0,001	0,01	1·10 <sup>-4</sup>			
		0,001	0,003		0,003	0,001				0,001	0,005
		0,001	0,01		0,001	0,001	0,001		0,003	0,001	0,001

Низкотемпературные разновидности кварца преимущественно развиты на месторождениях берtrandитовой формации, где совместно с адуляром, берtrandитом, флюоритом слагают жеоды, прожилки или служат цементом брекчий. На подобных месторождениях встречается также роговиковый кварц, образующий минерализованные зоны и жильобраз-



ные скопления. На месторождениях остальных формаций халцедоновидный кварц выделяется по секущим трещинам на заключительных стадиях гидротермального процесса. Рентгеноструктурным анализом среди опала на флюорит-фенакит-берtrandитовом типе месторождений были обнаружены кристобалит и  $\alpha$ -тридимит.

## ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

Полевые шпаты на гидротермальных месторождениях бериллия представлены микроклином (редко амазонитом), ортоклазом, адуляром, альбитом и олигоклазом. В месторождениях формации полевошпатовых метасоматитов микроклин, амазонит и альбит являются основными породообразующими минералами почти на всем протяжении рудообразования. Довольно широко распространены полевые шпаты (микроклин, ортоклаз, альбит) в месторождениях флюорит-берtrandит-фенакитовой формации, преимущественно образуясь на ранних стадиях рудного процесса.

В заметных количествах альбит и реже ортоклаз и микроклин присутствуют в месторождениях флюорит-слюдисто-берилловой формации.

Незначительно распространены полевые шпаты в месторождениях кварц-вольфрамит-молибденит-берилловой формации, где отмечаются микроклин, ортоклаз и на заключительных стадиях гидротермального процесса — адуляр. Последний более распространен в отдельных типах месторождений берtrandитовой формации, где он наряду с кварцем является основным жильным минералом.

## МИКРОКЛИН

K [AlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>]

Микроклин является основным породообразующим минералом полевошпатовых метасоматитов и ранних стадий месторождений флюорит-берtrandит-фенакитовой формации, связанных с субщелочными породами. В небольшом количестве встречается в месторождениях флюорит-слюдисто-берилловой формации.

На месторождениях флюорит-фенакит-берtrandитового типа микроклин распространен в пределах рудных зон в виде различной величины гнезд, прожилковидных и пятнистых образований, реже более или менее равномерной вкрапленности и в основном присутствует как реликтовый минерал, поскольку микроклинизация предшествует рудному процессу.

В полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовых и флюорит-лейкофановых типах месторождений микроклин встречается совместно с флюоритом, кварцем, фенакитом, а на флюорит-лейкофановом месторождении — с лейкофаном. В зависимости от вмещающих пород отмечается различный характер выделения минералов. В мраморизованных известняках наблюдаются полосчатые руды, в которых ритмично чередуются темно-фиолетовые полосы флюорита и светлые микроклина, кварца, фенакита или лейкофана. В алюмосиликатных породах образуются прожилки, где микроклин занимает их центральную часть.

В месторождениях биотит-флюорит-бериллового типа микроклин образуется на ранних стадиях при микроклинизации гранодиоритов.



На месторождениях полевошпатовых метасоматитов микроклин присутствует как основной породообразующий минерал метасоматитов. Выделяются три генерации. Преобладает микроклин I. Количество его увеличивается в участках, подвергшихся наиболее интенсивному метасоматозу. Местами он слагает до 85% объема пород, ассоциируясь с кварцем, сидерофиллитом, торитом, цирконом. Микроклин II более локально распространен, развиваясь в пределах рудных тел совместно с гентгельвином, альбитом, циртолитом, кварцем. Микроклин III и амазонит образуют поздние жиллообразные выделения в ассоциации с кварцем, гентгельвином, фенакитом, касситеритом, реже флюоритом.

*Морфология выделений. Цвет.* Микроклины ранних стадий, образующиеся при микроклинизации гранитоидных пород, характеризуются крупнотаблитчатыми формами выделения (размером до 1—3 см). Окраска их темно-розовая, буровато-красная, серая. Преимущественно микроклины не решетчатые. Микроклины полевошпатовых метасоматитов сильно пертитизированы, в них отмечаются пертиты распада и замещения (от 15—20 до 40%).

Микроклины, ассоциирующиеся с бериллиевым оруденением, представлены мелкозернистым агрегатом, часто развивающимся по микротрещинам в раннем микроклине или по межпоровым пространствам между зернами микроклина I (слюдисто-полевошпат-гентгельвиновый тип месторождений); иногда образуют равномерную вкрапленность среди бериллиевых руд (месторождения флюорит-фенакит-бертрандитовой формации). Имеют преимущественно тонкорешетчатое строение, пертитов не содержат или пертитизированы в очень слабой степени. Окраска розовая и белая.

Поздние микроклин и амазонит образуют крупнотаблитчатые выделения, характеризуются крупнорешетчатым строением и не содержат пертитовых вростков. Окраска белая; амазониты отличаются голубовато-зеленым или зеленым цветом.

*Рентгенографические исследования.* В рентгеноструктурной лаборатории ВИМСа было проведено определение степени триклинности ( $\Delta$ ) микроклинов. Наиболее низкие величины (0,7—0,8) характерны для микроклинов флюорит-фенакит-бертрандитовых месторождений. Для ранних микроклинов месторождений формации полевошпатовых метасоматитов  $\Delta$  составляет 0,91—0,94 (табл. 28). Поздние микроклины и амазониты этих месторождений характеризуются максимальной степенью упорядоченности ( $\Delta=1,0$ ) (см. табл. 28).

Было проведено изучение *инфракрасных спектров поглощения* для микроклинов месторождений слюдисто-полевошпат-гентгельвинового типа. Четко отличаются микроклины ранней стадии ( $c=0,31—0,39$ ) по сравнению с микроклинами II и III генераций ( $c=0,57—0,58$ ). К ним близки микроклины полевошпат-флюорит-фенакит-бертрандитового типа месторождений. Микроклины месторождения флюорит-фенакит-бертрандитового типа по величине  $c$  ближе стоят к микроклинам I генерации полевошпатовых метасоматитов, но отличаются более низкими значениями  $A$  и  $B$ .

*Химический состав.* По содержанию щелочей, особенно рубидия, микроклины делятся на три группы:

1) с содержанием рубидия 0,0234—0,077%, натрия 4,22—4,80% (см. табл. 28) микроклины I генерации месторождений слюдисто-полево-



Основные свойства

Формация	Тип месторождения	Минеральная ассоциация	Минерал	Цвет
Флюорит-берtrandит-фенакитовая	Флюоритизированные слениты Микроклин-флюорит-фенакитовая Микроклин-кварц-бериллиевая Кальцит-альбит-бавенитовая	Микроклин То же Альбит	Микроклин То же Альбит	Кирпично-красный
				То же Оранжево-кирпичный Серовато-белый
Полсовицат-флюорит-фенакит-берtrandитовый	Полсовицатовые метасоматиты Флюорит-фенакитовая Полсовицат-флюоритовая	Микроклин То же Альбит	Микроклин То же Альбит	Оранжево-желтый
				Серовато-желтоватый Сероватый
Флюорит-слюдисто-бериллоная	Альбитовые прожилки Микроклинизированные гранодиориты Грейсенизированные гранодиориты Альбит-флюорит-слюдяные грейзены Флюорит-полсовицатовая Кварц-берилловая	Альбит № 4—8 Микроклин Альбит № 3 Альбит № 8 Ортоклаз Адуляр	Микроклин Альбит № 3 Альбит № 8 Ортоклаз Адуляр	Серовато-белый
				Серовато-белый Желтовато-белый
				Желтоватый То же Белый
				Серовато-белый, зеленоватый Белый
Флогопит-маргарит-берилловый	Берилл-кварц-плагноклазовая Альбит-мусковит-кварцевая	Олигоклаз-андезит № 18—38 Альбит-олигоклаз № 8—13	Серовато-белый, зеленоватый Белый	
Берилл-содержащие полсовицатовые метасоматиты	Полсовицатовые метасоматиты Полсовицатовые метасоматиты Кварц-амазонитовая Микроклинизированные „граниты“	Микроклин I Микроклин II Амазонит Микроклин III	Микроклин I Микроклин II Амазонит Микроклин III	Зеленовато-серый, красно-бурый Темно-розовый до бурого Серовато-зеленоватый То же
				Белый
Амфибол-альбит-лейкофановый	Альбитизированные граниты и диабазы	Альбит № 1—3	Альбит № 1—3	Белый

Таблица 28

Показатели преломления		Триаклинность (Δ)	Инфракрасные спектры поглощения			Химический состав, вес. %					
n <sub>г</sub>	n <sub>p</sub>		A	B	C	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Pb <sub>2</sub> O	CaO	Li <sub>2</sub> O	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
		0,80	0,24	0,20	0,28	0,36	14,35	0,115	Нет	0,0051	Не опр.
		0,79				0,09	15,0	0,105	.	Нет	0,0021
		0,79	0,21	0,20	0,31	1,00	13,3	0,11	.	.	Не опр.
						10,5	0,25	0,0071	.	.	0,0055
		0,90				0,17	14,93	0,30	.	.	0,0098
		0,90	0,35			0,22	14,24	0,30	0,00046	.	0,0068
		0,90		0,23	0,55	0,49	13,98	0,31	0,00054	0,0077	Не опр.
1,538	1,528					10,35	0,65	0,0066	Нет	0,0013	0,0072
1,525	1,519					1,90	13,35	0,044	Не опр.	0,0008	0,00043
1,536	1,528					13,21	0,52	0,023	.	Не опр.	0,00024
1,538	1,530					12,70	0,14	0,0058	.	0,0005	0,00043
1,527	1,521					2,65	13,17	0,085	.	0,0018	0,003
1,524	1,519								.		0,004
1,549	1,536					8,70	0,32	3,98			
1,538	1,529					10,50	0,19	0,88			
1,527	1,519	0,94	0,33	0,31	0,31	4,22	8,44		Нет	0,008	0,0005
1,531	1,521		0,39	0,40	0,39	4,80	9,10				
1,528	1,520	0,94	0,30	0,29	0,56	0,18	15,0	0,164	Нет	Нет	0,0010
1,527	1,519	0,91	0,37	0,23	0,57	0,56	16,0	0,302	0,0001	Нет	Не опр.
1,529	1,521	0,94	0,42	0,28	0,22	0,71					
1,536	1,526			0,29	0,38				0,0002		



шпат-гентгельвинового типа; к ним очень близки микроклины из микроклинизированных гранодиоритов месторождений биотит-флюорит-бериллового типа;

2) с содержанием рубидия 0,101—0,164% и натрия 0,16—1,0% микроклины флюорит-фенакит-бертрандитового типа месторождений, микроклины II генерации слюдисто-полевошпат-гентгельвиновых и микроклины I и II генераций полевошпат-гадолинитовых месторождений;

3) с содержанием  $Rb_2O$  0,30—0,42%. микроклины наиболее поздних стадий полевошпатовых метасоматитов и микроклины полевошпат-флюорит-фенакит-бертрандитового типа месторождений.

Цезий для изученных микроклинов не характерен, лишь в микроклинах третьей группы количество его составляет 0,000102—0,0054%. Низки и содержания бериллия и лития.

Спектральным анализом в микроклинах улавливаются примеси Mg, Ca, Fe, Mn, Ti, Mo, Cu, Ga, спорадически присутствуют Y, Yb, Ba, Zr, Pb. Микроклины полевошпатовых метасоматитов выделяются по содержанию Ga, количество которого составляет сотые доли процента.

### АЛЬБИТ

Na  $[AlSi_3O_8]$

Альбит присутствует на месторождениях всех формаций, за исключением бертрандитовой. Наиболее развит на месторождениях флюорит-бертрандит-фенакитовой формации, связанных с субщелочными породами, и на месторождениях полевошпатовых метасоматитов, образуясь вслед за микроклином или ортоклазом.

На месторождениях флюорит-бертрандит-фенакитовой формации альбит (в отличие от микроклина) характеризуется более длительным временем образования. Ранний альбит развивается по микроклину, более поздний в ассоциации с бертрандитом и кварцем слагает мелкие прожилки (полевошпат-флюорит-фенакит-бертрандитовый тип). Основная масса альбита выделяется в виде самостоятельных прожилков или гнезд в ассоциации с поздними бериллиевыми минералами — бавенитом, миларитом. В отдельных случаях наблюдается тесная ассоциация альбита с карбонатом (флюорит-фенакит-бертрандитовый тип месторождений). На месторождениях этой формации, связанной с субщелочными породами, альбит помимо отмеченных выше образований слагает редкие тела альбититов. Вместе с альбитом отмечаются циркон, эльпидит, гагаринит (флюорит-лейкофановый тип), флюорит, фенакит, реже ортоклаз (полевошпат-бавенит-фенакитовый тип).

На месторождениях биотит-флюорит-бериллового типа ранний альбит совместно с ортоклазом наблюдаются в виде линз, содержащих очень небольшое количество берилла. Несколько позже развиваются существенно альбитовые прожилки с бериллом. Поздние альбит-биотитовые прожилки секут альбит-берилловые и кварц-берилловые прожилки.

Во флогопит-маргарит-берилловом типе месторождений альбит образует оторочки (до 20 см мощности) около альбит-мусковит-кварцевых и альбит-кварцевых жил и иногда играет в них роль главного породообразующего минерала. Местами выполняет трещины и пустоты в плагиоклазовой части кварц-плагиоклазовых жил, где ассоциируется с бе-



риллом, апатитом, флюоритом, бавенитом, корундофиллитом и сфеном, которые нередко нарастают на таблитчато-призматические кристаллы альбита.

На месторождениях полевошпатовых метасоматитов ранний альбит встречается в форме пертитовых вростков в микроклине. Основная масса альбита образуется после микроклина ранней генерации. Альбит вместе с микроклином II и кварцем является основным породообразующим минералом рудного процесса, для которого характерны гентгельвин или лейкофан, касситерит, циркон, бастнезит. Участками он образует совместно с кварцем обособленные жилообразные тела. На отдельных месторождениях (амфибол-альбит-лейкофанового типа) альбит в рудах преобладает над микроклином и представлен тремя генерациями. Ранний образуется при деанортитизации плагиоклазов диабазов.

*Морфология выделений. Цвет.* Для гидротермальных месторождений бериллия преимущественно характерны мелкозернистые выделения альбита с размером зерен от сотых долей до 0,5—1 мм. Более крупные его выделения отмечаются на месторождениях маргарит-бериллового и биотит-флюорит-бериллового типов (до  $0,5 \times 1 \times 1,2$  см). Обычно альбит имеет таблитчатую форму, реже образует зерна неправильной формы. Альбиты имеют преимущественно белую, серовато-белую, реже желтовато-розовую или светло-розовую окраску.

*Оптические свойства.* В зависимости от состава отмечается колебание показателей преломления. Альбит № 1—3 имеет  $n_g = 1,536$ ,  $n_p = 1,525$ ; альбит № 4—8  $n_g = 1,536—1,538$ ,  $n_p = 1,527—1,528$ ; альбит-олигоклаз № 8—13  $n_g = 1,540—1,544$ ,  $n_p = 1,531—1,535$ .

## СЛЮДЫ

Минералы группы слюд в рудах бериллиевых месторождений являются весьма распространенными, а часто главными породообразующими. Состав слюд изменяется в широких пределах. Они представлены многими минеральными видами и разновидностями как диоктаэдрического, так и триоктаэдрического типа. Из наиболее обычных можно назвать мусковит (и его разновидности серицит, фенгит, фуксит), биотит (сидерофиллит), флогопит (Li-флогопит), протолитионит, гидромусковит, сколит.

## МУСКОВИТ

Мусковит — весьма распространенный, иногда породообразующий минерал в рудах грейзеновых месторождений флюорит-слюдисто-берилловой, кварц-молибденит-вольфрамит-берилловой и частично флюорит-бертрандит-фенакитовой формаций.

На месторождениях мусковит-флюорит-бериллового типа в грейзенах, развивающихся по алюмосиликатным породам, помимо мусковита присутствуют кварц, альбит, биотит, пирит, флюорит, берилл, шеелит. Мусковит образует мелкочешуйчатые (доли миллиметра) агрегаты, размер чешуек увеличивается с приближением к прожилкам и на локальных участках наиболее интенсивного метасоматоза. В жилах и прожилках мусковит образует более крупные пластинки до 1—1,5 см в длину, которые имеют неправильную или клиновидную форму. Обычны гребенча-



тые или сноповидные структуры агрегатов мусковита. Он ассоциируется с кварцем, бериллом, вольфрамитом, шеелитом, флюоритом, альбитом.

В месторождениях флогопит-маргарит-бериллового типа мусковит характерен для жил, сложенных плагиоклазом, мусковитом, кварцем, флюоритом, бериллом и маргаритом. В ассоциации с мусковитом находятся также апатит, молибденит. Крупнопластинчатый (до 2—4 см) мусковит образует агрегат сноповидной, веерной или беспорядочной структуры среди кварца или на границах выделений кварца и плагиоклаза. Мелкочешуйчатый мусковит (серицит) развивается при выщелачивании берилла в ассоциации с берtrandитом и адуляром или при замещении плагиоклаза в ассоциации с флюоритом.

В месторождениях кварц-молибденит-вольфрамит-берилловой формации мусковит присутствует в подчиненном по отношению к кварцу количестве как в жилах, так и в грейзенах. В жилах он часто образует крупнозернистые сноповидные агрегаты в призальбандовых частях. Тонкочешуйчатые разности (жильбертит, серицит) выполняют жеодообразные полости.

На месторождениях топаз-флюорит-хризобериллового типа мусковит представлен почти исключительно тонкочешуйчатыми до скрытокристаллических разностями (серицитом). В апокарбонатных грейзенах ячеисто-сетчатой и фестончато-полосчатой текстуры серицит выполняет промежутки между округлыми, овальными или кристаллическими выделениями флюорита. Серицит находится обычно в тесной ассоциации с хризобериллом. В этих же породах присутствуют турмалин, эвклаз, фенакит, амезит, эфесит. Грейзены содержат многочисленные, но мало мощные прожилки (доли миллиметра—3—4 см) мелколистоватого (0,01—0,2 мм) мусковита, в которых его выделения часто имеют боченковидную форму. В прожилках присутствуют флюорит, турмалин, топаз, маргарит, хризоберилл, эвклаз, фенакит, касситерит, арсенопирит, сфалерит, галенит.

В рудах месторождений флюорит-берtrandит-фенакитового типа незначительно развит тонкочешуйчатый мусковит, выделяющийся позже основных жильных минералов — кварца, карбоната. Обычно он корродирует полевые шпаты и бериллиевые минералы.

Мусковит в месторождениях формации полевошпатовых метасоматитов встречается в очень небольших количествах в грейзенизированных разностях пород. Присутствует в виде широких пластинок или в виде тонких заемок развивается по краям чешуек биотит-сидерофиллита. В более заметных количествах (от 10 до 100%) мусковит встречается в кварц-мусковитовых грейзенах. Здесь он рассеян среди кварца или образует обособленные скопления, которые чередуются с существенно кварцевыми, подчеркивая сланцеватость пород.

В мусковитовых грейзенах развиты чешуйчатые, розетковидные и сноповидные агрегаты. Около скоплений позднего гидротермального кварца встречаются крупные пластинки мусковита, ориентированные перпендикулярно к сланцеватости пород.

Для мусковитов характерна ассоциация с тонкозернистым гематитом, который развивается по спайности.

*Химический состав.* Состав мусковитов закономерно изменяется по стадиям грейзенового процесса (табл. 29, 30, 31, рис. 32).



Рассчитанные по приведенным в таблицах формулам условные потенциалы ионизации (по методу В. А. Жарикова, 1967) обнаруживают волнообразное изменение в соответствии с переходом от стадии к стадии. Наибольшие потенциалы ионизации характерны для слюд стадии кислотного выщелачивания. Тенденция к волнообразному изменению содержаний проявляется также для фтора, лития и железа, которые в максимальном количестве содержатся в слюдах стадии кислотного выщелачивания. Менее четко подобная закономерность выражена для кремния. Содержание алюминия увеличивается от высокотемпературных стадий к более низкотемпературным как за счет уменьшения изоморфных примесей в октаэдрической позиции, так и за счет уменьшения числа ионов кремния в тетраэдрах. Типоморфное значение элементов-примесей разобрано ранее (Гетманская, Куприянова, Шурига, 1972). Цвет мусковитов изменяется от буровато-серого для высокотемпературных разностей до светлого салатно-зеленого, серебристо-белого для низкотемпературных. Последние иногда окрашены в розоватый цвет за счет тончайших вrostков флюорита. Фуксит имеет ярко-зеленую окраску из-за присутствия хрома.

Показатели преломления мусковита:  $n_g$  от 1,582 до 1,603 и  $n_m$  от 1,577 до 1,599;  $2V=32-44^\circ$  (для фенгитов до  $0-15^\circ$ ). Плотность 2,85—2,86 г/см<sup>3</sup>.

Параметры  $b$  элементарной ячейки (определены в рентгеновской лаборатории ВИМСа под руководством Г. А. Сидоренко) изменяются в пределах 8,96—9,06 Å в зависимости от железистости.

### БИОТИТ-ФЛОГОПИТ-ПРОТОЛИТИОНИТ

Главная масса слюд триоктаэдрического ряда в составе бериллиевых руд связана с грейзенизацией стадии раннего отложения и характерна для месторождений слюдисто-флюорит-берилловой формации и бериллийсодержащих скарнов. В меньшей степени они (сидерофиллит) типичны для кварцево-жильных месторождений.

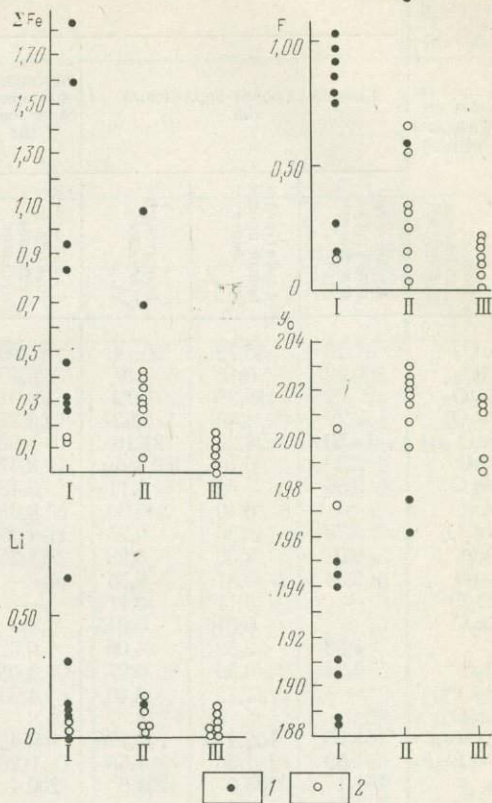


Рис. 32. Зависимость химического состава и условного потенциала ионизации ( $y_0$ ) слюд от стадий грейзенового процесса: I — раннего отложения, II — кислотного выщелачивания, III — позднего отложения. Содержания элементов (в формульных единицах): 1 — триоктаэдрические слюды; 2 — диоктаэдрические слюды



Химический состав слюд стадии

Компо- ненты	Слюдисто-флюорит-							
	Биотит-флюорит-берилловый тип			Мусковит-флюорит-берилловый тип	Флогопит-маргарит-			
	Альбит-сло- дой грей- зен, биотит, ан. 7	Альбит-квар- цевый прожил- ок, биотит, ан. 7	Биотитовый прожилок, ан. 3	Флюорит-мус- ковитовый прожилок, мусковит, ан. 4	Плагио-квар- цевый прожил- ок, фенит, ан. 5	Флогопитовый прожилок, флю- орит, ан. 6	Флогопит из	
							ан. 7	ан. 8
SiO <sub>2</sub>	37,28	36,72	36,14	45,80	47,80	46,94	40,77	43,61
TiO <sub>2</sub>	0,82	0,15	0,37	0,25	—	0,11	Не обн.	Следы
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,72	16,39	17,72	29,91	32,44	27,37	15,33	16,39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,29	4,80	3,63	0,72	1,80	0,01	1,27	0,89
FeO	13,50	24,28	21,16	1,92	0,70	2,73	4,15	3,88
CaO	2,53	0,16	Не обн.	0,47	1,04	0,31	0,25	0,33
MgO	9,56	5,52	6,11	3,43	0,40	6,06	22,44	22,49
MnO	—	0,40	0,34	0,08	0,08	0,43	0,13	0,12
Na <sub>2</sub> O	0,72	0,30	0,25	Не обн.	0,86	1,46	3,34	0,50
K <sub>2</sub> O	9,92	8,00	8,93	11,26	9,68	9,96	6,63	9,44
Li <sub>2</sub> O	0,34	0,31	0,35	—	—	0,25	—	0,12
Rb <sub>2</sub> O	—	0,11	0,11	—	—	0,11	—	—
Cs <sub>2</sub> O	—	0,016	0,015	—	—	Не обн.	—	—
F	4,03	3,58	4,00	0,62	Не обн.	0,63	1,81	1,26
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,24	0,36	0,27	1,03	0,14	0,75	0,56	0,30
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	1,12	2,40	4,93	4,98	2,50	3,66	0,55
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	0,60	—	—
Сумма	101,95	102,216	101,795	100,42	99,92	100,22	100,34	99,88
—O—F <sub>2</sub>	1,69	1,50	1,68	0,26	—	0,26	0,76	0,53
У <sub>0</sub>	191,1	195,0	194,6	200,4	202,8	197,30	—	188,5

Анали- тик	К. А. До- рофеева	А. М. Лу- рье	В. И. Юр- ченкова	М. Е. Казакова			
---------------	----------------------	------------------	----------------------	----------------	--	--	--

Источ- ник	М. И. Новикова		П. В. По- кровский	К. А. Власов				
	(Слюдисто-флюорит-берилловые..., 1967)							

Кристаллохимические формулы мусковитов из мусковит-флюоритовых прожилков и флогопитовых грейзенов

Ан. 4.  $(K_{0,99}Ca_{0,10}Li_{1,02}(Al_{1,37}Fe^{3+}_{0,04}Fe^{2+}_{0,11}Mg_{0,35}Ti_{0,01})_2O_{10})[OH_{1,50}F_{0,14}] \cdot 0,2H_2O$   
 Ан. 6.  $(K_{0,88}Na_{0,12}Ca_{0,02}Li_{1,07}(Al_{1,27}Cr_{0,02}Mg_{0,07}Li_{0,09}Fe^{2+}_{0,15}Mn_{0,02})_2O_{10})[OH_{1,14}$

Таблица 29

раннего отложения, вес. %

берилловая формація								Бериллий- содержа- щие скарны	
берилловый тип								Магнетит- хризобер- илл-гель- ниновый тип	
слюдистых метасоматических пород								Литневый флогопит, ан. 16	Полевикопа- вый прожилок, флогопит- орит, ан. 17
ан. 9	ан. 10	ан. 11	ан. 12	ан. 13	ан. 14	ан. 15	ан. 16		
40,76	42,00	43,64	42,20	37,20	41,97	41,74	42,05	40,67	
0,28	0,66	Следы	0,05	0,77	Следы	0,13	0,44	0,37	
16,08	13,40	11,61	12,03	17,33	18,47	12,20	15,54	22,16	
1,13	2,98	1,84	0,72	1,10	2,81	0,57	Не обн.	Не обн.	
6,65	7,90	5,16	4,41	12,62	1,59	4,54	7,62	13,82	
1,18	—	0,44	0,75	1,15	1,97	0,30	0,30	0,98	
21,54	23,53	20,83	27,60	17,66	19,49	22,95	16,59	2,08	
0,16	0,49	1,38	0,05	0,22	—	0,12	0,39	1,18	
1,98	1,42	1,16	0,98	2,15	1,26	0,95	0,38	0,19	
7,76	4,34	9,70	9,52	6,86	7,82	9,43	9,82	9,89	
0,49	0,32	0,35	—	—	—	0,49	1,10	2,20	
—	—	—	—	—	—	—	0,50	—	
—	—	—	—	—	—	—	0,47	—	
2,00	0,43	2,08	0,68	0,19	0,82	3,25	4,58	3,39	
0,10	0,03	0,14	0,08	0,25	0,43	0,26	0,13	Не обн.	
1,02	2,24	1,76	1,02	2,40	3,23	3,33	2,59	4,44	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	
101,13	99,74	100,09	100,09	99,90	99,86	100,26	102,50	101,37	
0,84	0,18	0,87	0,29	0,08	0,34	1,39	1,92	1,42	
—	—	—	185,9	—	—	188,6	190,5	194,0	

Е. И. Кутукова (1960)

И. И. Куприянова

0,2H<sub>2</sub>O  
 F<sub>0,14</sub>O<sub>0,37</sub>]1,83



Химический состав слюд стадии кислотного выщелачивания месторождений формации кварцево-жильных образований, вес. %

Компоненты	Вольфрамит-кварцевые жилы				Кварцевые жилы					
	Мусковит, ан. 1	Жидьбер- тит, ан. 2	Серпикит, ан. 3	Сидерофиллит, ан. 4	Мусковит					Сидерофиллит, ан. 10
					ан. 5	ан. 6	ан. 7	ан. 8	ан. 9	
SiO <sub>2</sub>	46,38	46,44	47,78	40,25	44,32	45,54	45,45	47,23	48,32	41,85
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,09	0,00	0,20	0,28	0,30	Следы	0,05	0,38	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,81	30,76	34,82	21,75	29,72	32,03	30,06	31,43	28,46	24,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,67	0,46	0,21	1,62	1,65	1,68	2,20	2,72	1,01	—
FeO	6,16	4,86	0,93	15,80	4,67	2,22	5,02	2,36	4,17	11,62
CaO	0,96	0,94	0,00	Следы	0,19	0,82	0,12	0,00	0,88	3,13
MgO	0,34	0,13	0,00	0,50	0,89	1,39	0,54	0,63	1,37	1,53
MnO	1,49	1,31	0,35	3,60	0,35	0,15	0,21	0,09	0,02	0,50
Na <sub>2</sub> O	0,90	0,92	0,85	2,36	0,53	1,07	1,22	1,32	0,56	3,08
K <sub>2</sub> O	10,31	8,81	9,82	10,20	10,73	10,43	9,98	10,50	11,55	7,81
Li <sub>2</sub> O	0,40	0,16	0,13	—	0,56	—	—	—	0,04	0,42
Rb <sub>2</sub> O	—	—	—	—	0,26	—	—	—	—	—
Cs <sub>2</sub> O	—	—	—	—	0,02	—	—	—	—	—
F	2,50	1,20	0,68	5,00	2,95	0,12	1,39	1,49	0,33	2,56
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	0,22	0,11	0,06	0,07	0,42	0,00	0,00	0,15	0,56
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,18	4,10	4,89	1,30	3,95	3,61	4,95	2,94	1,35	2,48

Сумма	101,52	100,40	100,57	102,64	101,14	99,78	101,14	100,76	98,59	100,49
—O=F <sub>2</sub>	1,05	0,50	0,29	2,1	1,24	0,05	0,56	0,63	0,14	1,08
∑	201,4	202,0	201,7	197,5	202,6	200,4	201,8	202,2	199,6	196,2
Аналитик	В. М. Некрасова			В. А. Молева	О. П. Острогорская	Н. А. Смольянинов	В. И. Кульчицкая, Е. А. Бондарева		В. Е. Арест-Якубович	О. А. Алексеева
Источник	Л. П. Ермилова (1964)				В. Ф. Барабанов (1961)		И. И. Куприянова		И. Н. Говоров (1960)	

## Кристаллохимические формулы мусковитов

Ан. 1.  $(K_{0,56}Na_{0,11}Ca_{0,37})_1(Al_{1,47}Fe^{3+}_{0,06}Ti_{0,01}Fe^{2+}_{0,36}Mn_{0,09}Li_{0,11}Mg_{0,03})_2[Al_{0,79}Si_{3,21}O_{10}][OH_{1,40}F_{0,55}]_2$ Ан. 2.  $(K_{0,76}Na_{0,12}Ca_{0,07})_1(Al_{1,02}Fe^{3+}_{0,03}Ti_{0,01}Fe^{2+}_{0,28}Mn_{0,09}Li_{0,04}Mg_{0,13})_2[Al_{0,34}Si_{2,66}O_{10}][OH_{1,31}F_{0,21}]_2$ Ан. 3.  $(K_{0,88}Na_{0,11})_1(Al_{1,02}Fe^{3+}_{0,02}Fe^{2+}_{0,06}Mn_{0,02}Li_{0,04})_1[Al_{0,32}Si_{2,68}O_{10}][OH_{2,14}F_{0,14}]_2$ Ан. 5.  $(K_{0,96}Na_{0,07}Rb_{0,01}Ca_{0,01})_1(Al_{1,54}Fe^{3+}_{0,06}Ti_{0,01}Fe^{2+}_{0,27}Li_{0,12}Mg_{0,09}Mn_{0,02})_2[Al_{0,39}Si_{2,61}O_{10}][OH_{1,31}F_{0,06}] \cdot 0,26H_2O$ Ан. 6.  $(K_{0,89}Na_{0,12}Ca_{0,09})_1(Al_{1,32}Fe^{3+}_{0,03}Ti_{0,02}Fe^{2+}_{0,13}Mg_{0,11}Mn_{0,01})_2[Al_{0,32}Si_{2,68}O_{10}][OH_{1,32}F_{0,22}O_{0,13}]_2$ Ан. 7.  $(K_{0,56}Na_{0,10}Ca_{0,01})_1(Al_{1,36}Fe^{3+}_{0,12}Fe^{2+}_{0,28}Mg_{0,05}Mn_{0,02})_2[Al_{0,38}Si_{2,62}O_{10}][OH_{1,06}F_{0,31}]_2 \cdot 0,29H_2O$ Ан. 8.  $(K_{0,89}Na_{0,11})_1(Al_{1,02}Fe^{3+}_{0,11}Fe^{2+}_{0,12}Mg_{0,06})_1[Al_{0,63}Si_{2,37}O_{10}][OH_{1,34}F_{0,22}O_{0,17}]_2$ Ан. 9.  $(K_{0,99}Na_{0,07}Ca_{0,06})_1(Al_{1,02}Fe^{3+}_{0,23}Mg_{0,14}Fe^{2+}_{0,05}Ti_{0,02}Li_{0,01})_1[Al_{0,74}Si_{2,26}O_{10}][OH_{0,20}F_{0,07}O_{0,08}]_2$



Химический состав мусковита стадии позднего отложения, вес. %

Компоненты	Слюдисто-флюорит-берилловая формация	Флюорит-берtrandит фенакитовая формация		Кварцево-жильные образования	
	Мусковит-флюорит-берил- ловый тип, ан. 1	Топаз-флюорит-хризоберил- ловый тип		Молибденит-вольфрамит- берилловый тип	
		ан. 2	ан. 3	ан. 4	ан. 5
SiO <sub>2</sub>	46,02	43,96	40,70	46,26	45,20
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,02	0,00	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,77	35,79	36,00	35,31	37,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,80	0,35	1,70	0,18	0,00
FeO	0,11	—	—	0,12	0,00
CaO	0,20	—	—	0,00	0,82
MgO	0,71	0,25	4,80	0,64	0,63
MnO	0,18	0,70	0,23	0,59	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,65	0,40	0,17	0,78	0,41
K <sub>2</sub> O	11,48	12,00	10,00	10,48	10,74
Li <sub>2</sub> O	Не обн.	0,31	0,13	0,24	0,05
F	—	0,70	0,75	0,50	0,50
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,20	0,20	0,20	0,34	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,29	4,00	6,00	4,50	4,31
Сумма	100,49	98,68	100,68	99,94	100,53
—O=F <sub>2</sub>	—	0,29	0,32	0,21	0,21
y <sub>0</sub>	201,3	198,6	199,0	201,2	201,4
Аналитик	В. М. Лурье, К. А. Дор- офеева	В. Н. Аполлонов		В. М. Некрасова	
Источник	В. Т. Шацкая (Слюдис- то-флюорит-берилло- вые..., 1967)	В. Н. Аполлонов (1967)		Л. П. Ермилова (1964)	

## Кристаллохимические формулы

- Ан. 1.  $(K_{0,88}Na_{0,08})_{1,06}(Al_{1,81}Fe^{3+}_{0,09}Mg_{0,07}Fe^{2+}_{0,01})_{1,88}[Al_{0,93}Si_{3,07}O_{10}][OH_{1,92}O_{0,04}]$
- Ан. 2.  $(K_{1,04}Na_{0,05})_{1,09}(Al_{1,88}Fe^{2+}_{0,04}Li_{0,08}Mn_{0,08}Mg_{0,05})_{2,21}[AlSi_3O_{10}](OH_{1,82}F_{0,15}O_{0,03})_{2,09}$
- Ан. 3.  $(K_{0,89}Na_{0,02})_{0,89}(Al_{1,63}Mg_{0,49}Fe^{3+}_{0,09}Li_{0,03}Mn_{0,01})_{2,30}[Al_{1,22}Si_{2,78}O_{10}][OH_{1,84}F_{0,16}]_{2,00} \times 0,45H_2O$
- Ан. 4.  $(K_{0,89}Na_{0,11})_{1,00}(Al_{1,86}Fe^{3+}_{0,01}Fe^{2+}_{0,01}Mn_{0,03}Mg_{0,07}Li_{0,06})_{2,04}[Al_{0,92}Si_{3,08}O_{10}][OH_{1,98} \times F_{0,05}]_{2,03}$
- Ан. 5.  $(K_{0,80}Na_{0,05}Ca_{0,06})_{1,01}(Al_{1,94}Mg_{0,06}Li_{0,01})_{2,01}[Al_{1,01}Si_{2,99}O_{10}][OH_{1,90}F_{0,09}]_{1,99}$

На месторождениях флогопит-маргарит-бериллового типа флогопит (биотит) является главным минералом слюдитов. Обычно он образует довольно мелкочешуйчатые выделения (до 3—4 мм), реже пластинки до 1 см в длину. В слюдитах с флогопитом ассоциируются флюорит, маргарит, тальк, берилл, хризоберилл, фенакит.

В берилл-кварц-плаггиоклазовых жилах флогопит встречается лишь в небольшом количестве в виде отдельных пластинок и сростков между зернами плаггиоклаза. Размер пластинок изредка достигает 3—4 см в длину.



На биотит-флюорит-берилловом месторождении биотит широко распространен во флюорит-альбит-(мусковит)-биотитовых и мусковит-биотитовых грейзенах, а также в кварцевых и альбитовых прожилках. В грейзенах биотит мелкочешуйчатый, в прожилках его пластинки достигают 1 см в длину.

В месторождениях бериллийсодержащих скарнов встречаются флогопит-биотит и протолитионит. Первый в виде мелкочешуйчатых агрегатов входит в состав метасоматических тонкополосчатых слюдисто-флюорит-магнетитовых и околожильных флюорит-альбит-слюдяных пород. Протолитионит в основном сосредоточен в полевошпатовых прожилках с бериллом, где он образует призальбандовые оторочки шириной 0,5—1,5 см.

В комплексных кварцево-жильных месторождениях биотит и сидерофиллит также встречаются в виде пластинчатых оторочек или скоплений в составе кварцевых жил в ассоциации с калиевым полевым шпатом, магнетитом, молибденитом и другими минералами.

Химический состав триоктаэдрических слюд из месторождений грейзеновой группы (см. табл. 29, 30, 31, рис. 32) изменяется как в соответствии с составом вмещающих пород, так и по стадиям грейзенового процесса. От вмещающих пород в первую очередь зависит отношение  $\Sigma Fe : Mg$ , которое находится в соответствии с относительным содержанием в них этих элементов. Содержания кремния, алюминия, фтора и лития изменяются так же, как и в мусковитах, т. е. содержания кремния и алюминия возрастают от стадии раннего отложения к стадии кислотного выщелачивания, а содержания фтора и лития убывают. Условные потенциалы ионизации увеличиваются от первой стадии ко второй.

Широко распространены слюды триоктаэдрического ряда (биотит, сидерофиллит, флогопит, тайниолит) в месторождениях формации полевошпатовых метасоматитов. На месторождениях полевошпат-гентгельвинового типа главным слюдистым минералом является сидерофиллит, отмечающийся в различных породах. Наиболее высокожелезистый сидерофиллит черного цвета входит в состав метасоматически измененных гранитов, где образует сростки линейно ориентированных пластинок, обуславливая сланцеватость породы. Сидерофиллит зеленого цвета служит составной частью метасоматических слюдисто-полевошпатовых пород, образование которых связано с процессом, аналогичным грейзенизации.

Наибольшие содержания сидерофиллита отмечаются в кварц-сидерофиллитовых грейзенах, где количество его достигает 50—60%. Распределение в грейзене пятнисто-полосчатое. Участки (пятна) почти мономерального сидерофиллита чередуются с кварцевыми или кварц-сидерофиллитовыми. Сидерофиллит в основном встречается в виде крупных широких табличек размером 0,5 мм. С ним ассоциируется преимущественно гентгельвин. Помимо грейзенов в небольшом количестве встречаются кварц-сидерофиллитовые прожилки, в которых сидерофиллит приурочен к зальбандам.

В месторождениях амфибол-альбит-лейкофанового типа состав слюд более разнообразный. Флогопит и биотит развиваются по темнокветным минералам вмещающих магматических пород (диабазов, гранитов) в виде чешуек размером 0,2—0,8 см. Иногда тонкие чешуйки биотита развиваются по лейстам плагноклаза. Биотит и флогопит обра-



зуются на ранних стадиях рудного процесса и сохраняются в основном во внешних зонах метасоматических колонок. В последующие стадии по биотиту и флогопиту развивается мелкочешуйчатый тайниолит.

Сидерофиллиты полевошпатовых метасоматитов отличаются наиболее высокой железистостью (табл. 32), что находится в соответствии с высокой температурой их образования и щелочностью рудообразующих растворов.

Таблица 32

Химический состав слюд месторождений формации полевошпатовых метасоматитов, вес. %

Компоненты	Амфибол-альбит-лейкофановый тип			Полевошпат-гегтгельвиновый тип	
	Аподиабазовые метасоматиты			Измененный гранит	Кварц-сидерофиллитовый грейзен
	Биотит, ан. 1	Флогопит, ан. 2	Тайниолит, ан. 3	Сидерофиллит, ан. 4	Сидерофиллит, ан. 5
SiO <sub>2</sub>	37,18	36,98	57,77	38,4	35,34
TiO <sub>2</sub>	2,22	0,72	0,95	2,77	1,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,55	16,80	1,48	5,19	15,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,64	3,68	0,58	10,43	4,52
FeO	15,64	13,63	Не обн.	28,45	26,25
CaO	0,84	0,40	1,15	0,57	0,57
MgO	7,48	15,38	18,00	0,16	1,30
MnO	0,46	0,24	0,66	0,22	0,14
BeO	—	—	0,42	—	—
Na <sub>2</sub> O	0,68	0,57	0,33	0,18	0,15
K <sub>2</sub> O	6,63	7,65	10,00	8,20	9,44
Li <sub>2</sub> O	0,04	0,28	3,26	0,38	0,26
Rb <sub>2</sub> O	0,07	0,01	0,13	—	0,47
H <sub>2</sub> O	4,26	1,99	0,84	0,26	0,24
П.п.п.	—	—	—	3,83	4,10
F	0,28	2,51	7,00	0,80	0,60
С у м а	99,97	100,84	102,57	99,84	100,23
—O=F <sub>2</sub>	0,11	1,06	2,87	0,34	0,25
Аналитик	Г. Е. Черепивская		М. Р. Петерсон	Р. Левина	
Источник	Л. В. Ганзеева (1967)			Н. А. Безпалько (1970 г.)	

Триоктаэдрические слюды в месторождениях флюорит-берtrandит-фенакитового типа имеют сравнительно небольшое распространение. Обычно они представлены флогопитом, протолизионитом (табл. 33), тонкочешуйчатым мусковитом, гидрослюдой и сколитом, из которых наиболее значительное развитие имеют флогопит и сколит.

Флогопит на месторождениях развивается в скарнах в процессе гидротермальной минерализации, замещая диопсид и актинолит. Значительные его скопления до существенно слюdistых образований наблюдаются в форстеритовых скарнах. Флогопит присутствует в виде листочков от 0,5 до 2—3 мм, рассеянных среди среднекристаллической пироксен-везувияновой массы, или скоплений до 2—3 см, состоящих из круп-



## Зависимость показателя преломления триоктаэдрических слюд от химического состава

Слюды	$n_g$	Содержание, %							$b$
		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Li <sub>2</sub> O	F	
Протолитионит	1,609	22,16	2,08	13,82	He обн.	0,37	2,20	3,39	9,156
	1,602	25	1,20	13,5	—	0,21	1,72	—	9,150
	1,608	—	—	—	—	—	2,19	—	—
	1,624	—	—	—	—	—	2,12	—	—
	1,621	21,43	0,95	12,32	3,26	0,05	0,60	2,08	—
Флогопит	1,564	11,5	25	3,6	—	0,11	0,54	—	9,174
	1,564	11,0	25	3,7	—	0,03	0,305	—	—
	1,579	15,55	15,44	8,92	—	—	0,89	—	—
	1,568	14,02	18,34	7,74	—	—	0,80	—	9,174
	1,575	15,54	16,59	7,62	He обн.	0,44	1,10	4,58	9,162
	1,574	16,19	17,01	7,00	—	—	1,05	—	—
	1,568	12,20	22,95	4,54	0,57	0,13	0,49	3,25	9,186
	1,575	16,24	17,02	8,10	—	—	0,78	—	—
	1,606	15,5	~20	9,8	—	1,05	0,35	—	—
	1,604	18,0	~20	11,0	—	1,25	0,30	—	9,222
	1,572	16,2	~20	3,6	—	0,11	0,75	—	—
	1,596	15,0	~20	7,6	—	0,96	0,37	—	—
		15,51	29,96	1,08	1,22	0,12	0,016	2,29	9,24
Биотит	1,614	20,72	9,56	13,50	2,29	0,82	0,34	4,03	—
	1,640	16,39	5,52	24,28	4,80	0,15	0,31	3,58	—
	1,622	17,72	6,11	21,16	3,63	0,37	0,35	4,00	—
Сидерофиллит	1,596	21,75	0,50	15,80	1,62	0,20	—	5,00	—
	1,625	22,80	0,46	20,98	0,79	0,21	—	2,03	—
	1,670	5,19	0,16	28,45	10,43	2,77	0,38	0,80	—
	1,648	15,67	1,30	26,25	4,52	1,18	0,26	0,60	—

ных листочков (5 мм). Минерал окрашен в зеленый цвет различных оттенков.

Спорадически в ближайших экзоконтактах граносиенитов и в непосредственной близости от тел микроклинитов отмечаются руды слюди-сто-флюорит-фенакитового и слюди-сто-микроклинового состава. В первом случае слюда представлена Li-флогопитом, выделяющимся в виде мелколистоватого и мелкочешуйчатого агрегата, цементирующего флюорит и фенакит. Окрашена слюда в серовато-зеленоватый цвет. Во втором случае она представлена протолитионитом, присутствующим в тех же формах.

Показатели преломления ( $n_g$ ) обычно возрастают с увеличением содержания железа и титана (см. табл. 33). Параметр элементарной ячейки  $b$  имеет более сложную зависимость от состава.

**СКОЛИТ**

Это — редкий минерал, глиноземистый аналог глауконита, появляется в околорудных зонах в скарнах пироксен-гранатового и везувианового состава, где он тесно ассоциируется с флюоритом, кальцитом и пи-



Химический состав сколита, вес. %

Компоненты	Флюорит-берtrandит-фенакитовый тип			
	ан. 1	ан. 2	ан. 3	ан. 4
SiO <sub>2</sub>	47,10	47,75	48,56	49,46
TiO <sub>2</sub>	0,67	0,21	0,58	0,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,80	20,97	32,07	29,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,57	3,37	0,66	1,40
FeO	1,52	1,24	0,14	0,26
MnO	0,12	0,10	Следы	0,02
MgO	3,22	3,22	2,04	2,84
CaO	8,13	4,45	0,43	0,06
K <sub>2</sub> O	7,83	7,91	8,74	9,64
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,13	1,30	0,24
BaO	—	—	0,01	—
П.п.п.	—	—	4,60	5,13
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,30	0,68	0,92	1,56
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	6,70	6,61	—	—
F	1,30*	1,27	0,18	—
S	—	—	0,02	—
CO <sub>2</sub>	1,97*	2,14	—	—
Сумма	100,27	100,05	100,25	100,10
—O=F <sub>2</sub>	0,54	0,53	—	—
Аналитик	Г. А. Синюгина	Л. М. Пурусова		
Источник	М. И. Новикова		Е. П. Соколова (1962)	

\* Примеси кальцита и флюорита.

## Кристаллохимические формулы

- Ан. 1.  $(K_{0,74}Na_{0,01}Ca_{0,23})_{1,0} (Al_{1,15}Mg_{0,36}Fe^{3+}_{0,14}Fe^{2+}_{0,09}Ca_{0,03}Mn_{0,07}Ti_{0,04})_{1,91} [Al_{0,5}Si_{3,5} \times O_{10}] (OH)_2 \cdot 0,66H_2O$
- Ан. 2.  $(K_{0,75}Na_{0,02}Ca_{0,03})_{0,8} (Al_{1,38}Mg_{0,35}Fe^{3+}_{0,18}Fe^{2+}_{0,07}Mn_{0,01}Ti_{0,01})_2 [Al_{0,45}Si_{3,55}O_{10}] \times (OH)_2 \cdot 0,64H_2O$
- Ан. 3.  $(K_{0,74}Na_{0,16}Ca_{0,03}H_3O_{0,07}) (Al_{1,7}Mg_{0,2}Fe_{0,07}Ti_{0,03})_2 [Al_{0,79}Si_{3,21}O_{10}] (OH)_2 \cdot 0,12H_2O$
- Ан. 4.  $(K_{0,82}Na_{0,02}Ca_{0,01}H_3O_{0,15}) (Al_{1,6}Mg_{0,23}Fe_{0,07}Fe_{0,02}Ca_{0,01}Ti_{0,02})_2 [Al_{0,69}Si_{3,31}O_{10}] \times (OH)_2 \cdot 0,27H_2O$

ритом, находясь с ними в тонких сростаниях. Сколит встречается в виде серовато-зеленоватых чешуек и листочков, слагая псевдоморфозы по везувиану, реже гранату, коротко- или длиннопризматического облика, размером 1—2, реже 3—4 мм (рис. 33). Минерал окрашен в серовато-зеленый цвет. Блеск матовый, чешуйки мягкие и хрупкие. Плотность 2,8 г/см<sup>3</sup>. В шлифе он светло-желтый со слабо выраженным плеохроизмом. Минерал оптически отрицательный,  $2V=17^\circ$ ,  $n_g=1,628$ ,  $n_m=1,621$ ,  $n_p=1,601$ ,  $n_g-n_p=0,027$ . Для сколита характерны более вы-



сокое светопреломление и меньшее двупреломление по сравнению с мусковитом.

Параметры элементарной ячейки сколита (табл. 35) отвечают однослойной полиморфной модификации диоктаэдрических слюд 1М. Сколит характеризуется меньшими значениями угла моноклинности  $\beta$  и параметра  $c$ , чем у минерала, изученного Е. П. Соколовой (1962), а также



Рис. 33. Псевдоморфозы сколита по радиально-лучистому везувияну. Фото обр. Увел. 6

Таблица 35

Параметры элементарной ячейки сколита, глауконита и мусковита, кХ

Минерал	$a (\pm 0,01)$	$b (\pm 0,01)$	$c (\pm 0,02)$	$\beta (\pm 30')$
Сколит, Å	5,24	9,006	10,11	101°20'
Сколит*	5,21	8,99	10,19	101 38
Сколит*	5,21	9,00	10,19	101 27
Глауконит*	5,22	9,06	10,23	101 37
Мусковит*	5,21	9,04	20,08	95 50

\* По данным Е. П. Соколовой (1962).

у глауконита и мусковита, что можно объяснить особенностями его химического состава (см. табл. 34).

Количественным спектральным анализом в сколите обнаружено 0,034 %  $\text{BeO}$ , что на порядок выше, чем в замещающем им везувияне (0,004 %).



Изучение инфракрасных спектров поглощения сколита, проведенное Л. С. Солнцевой, показало его аналогию спектру мусковита, за исключением присутствия полос 3400—1650 см<sup>-1</sup>, соответствующих колебаниям Н<sub>2</sub>О, и смещения положения полос 1040 и 535, 485, 430 см<sup>-1</sup> деформационных колебаний (Si, Al)—О и валентных колебаний Si—О—Al<sup>IV</sup> 880, 830, 740 и 700 см<sup>-1</sup>. Смещение указанных полос поглощения свидетельствует об изменении порядка в чередовании слоев в сколите по сравнению с мусковитом и обычно используется для диагностики смешаннослойных минералов.

Образование сколита на изученных месторождениях аналогично процессу появления околорудных сколит-карбонатных метасоматитов на контактах медно-полиметаллических тел, залегающих в пропилитизированных андезито-базальтах (Гуниава, 1968).

Следует отметить, что сколит, по-видимому, имеет более широкое развитие, но из-за трудности диагностики часто принимается за гидромусковит или фенгит.

## ФЛЮОРИТ

В рудах бериллиевых месторождений флюорит является одним из наиболее распространенных минералов и служит предметом попутной, а часто и основной добычи. Он относится к наиболее изученным «сквозным» минералам и входит в состав разнообразных минеральных ассоциаций, начиная от акцессорных выделений его в гранитах и кончая пострудными прожилками. Флюорит образует минеральные парагенезисы со всеми бериллиевыми минералами. Ассоциация флюорит — берилл чаще всего включает полевые шпаты и кварц и иногда усложняется присутствием топаза, вольфрамита, кварца, шеелита.

На месторождениях флюорит-берtrandит-фенакитовой формации в состав парагенезисов флюорита кроме бериллиевых минералов входят топаз, мусковит, флогопит, альбит, калиевый полевой шпат, турмалин, кварц, кальцит, сульфиды, эпидот. Выделения флюорита среди бериллийсодержащих скарнов носят характер интерстициальных выполнений среди везувиана, граната, магнетита, протолитионита.

Форму кристаллов флюорита редко удается наблюдать из-за преобладания мелкокристаллических массивных текстур. В рудах прожилкового и гнездового типа иногда удается различить кристаллы октаэдрической формы. Только в наиболее поздних выделениях флюорита в полостях более мощных жил и гнездовых обособлениях встречаются кристаллы кубического габитуса. Преобладает фиолетовая окраска разных оттенков и густоты от бесцветной и бледно-сиреневой до почти черной. Зеленые оттенки редки и встречаются лишь у флюорита в гнездовых полостях и жилах.

Среди наиболее глубоких месторождений слюдисто-флюорит-берилловой формации встречаются в основном бесцветные и слабоокрашенные разновидности (сиреневые, розовые, светло-фиолетовые). Для месторождений флюорит-берtrandит-фенакитовой формации характерны более густоокрашенные фиолетовые до почти черных флюориты.

Кристаллическая структура флюорита построена по типу пространственной шахматной доски (по Н. В. Белову), состоящей из кубов, в центре которых через один располагаются ионы Ca<sup>2+</sup>, а по углам F<sup>-</sup>.



Структура реальных кристаллов усложняется образованием собственных дефектов (вакансий, междоузельных ионов фтора и др.), концентрация которых особенно велика в случае кристаллизации в карбонатной среде. Возрастание концентраций собственных дефектов влечет усиление густоты фиолетовой окраски флюорита. С высокой активностью  $F^-$  или  $Na^+$  в растворе связано появление примесных ( $TR^{3+}$ ) дефектов, концентрация которых во флюоритах рассматриваемых месторождений, как увидим далее, невелика.

Параметры элементарной ячейки флюоритов разнообразных минеральных ассоциаций мало различаются и близки к значениям беспримесного эталонного образца флюорита ( $5,4628 \pm 0,0001$ ). Отклонения в сторону некоторого увеличения ( $5,4635 \pm 0,0001$ ) обусловлены примесями ( $Y$  и  $TR$ ), а чаще дефектами структуры (табл. 36).

Таблица 36

Средние значения параметров элементарной ячейки флюорита,  $A$

Месторождение	Цвет флюорита	Кол-во определенных	$a$
Флогопит-маргарит-берилловое	Бесцветный	6	$5,4628 \pm 0,0001$
То же	Сиреневый	3	$5,4632 \pm 0,0002$
Флюорит-фенакитовое в известняках	Фиолетовый	9	$5,4629 \pm 0,0002$
Полевошпат-фенакитовое	То же	6	$5,4630 \pm 0,0001$
Флюорит-фенакит-бертрандитовое	"	3	$5,4632 \pm 0,0002$

Аналитик Н. С. Петрова.

Приведенные в табл. 36 данные показывают близкий по амплитуде разброс значений  $a$  для флюоритов всех рассмотренных месторождений. Для флюоритов месторождения полевошпат-фенакитового типа в андезитах характерен диффузный сильно размытый характер отражений, указывающий на большую дефектность структуры.

Состав флюорита рассматриваемых групп месторождений отличается не только крайне бедным списком элементов-примесей, но и очень низким содержанием последних. Среди характерных для флюорита индикаторных элементов-примесей ( $TR$ ,  $Y$ ,  $Na$ ,  $Mn$ ,  $Sr$ ) спектральный анализ фиксирует постоянно лишь  $Y$ ,  $Yb$ ,  $Mn$  и  $Sr$  в мало различающихся количествах, а  $Na$  и  $La$  — спорадически.

Количественно-спектральные определения примесей  $TR$  и  $Y$  с предварительным химическим обогащением навески 2 г выявили постоянную примесь  $Gd$  и  $Tu$  (табл. 37).

На рис. 34 показано изменение содержания иттрия во флюорите различных месторождений. Относительно высокие содержания иттрия (0,005—0,05%) чаще встречаются во флюорите из месторождений слюдисто-флюорит-берилловой формации. Резкое возрастание содержания иттрия (до 1,6%) установлено во флюорите из кварц-топазового грейзена висмутин-касситерит-вольфрамитового месторождения. Флюорит из флюорит-фенакитовых месторождений наиболее беден иттрием. Во всех проанализированных образцах флюорита слюдисто-флюорит-фенакитового месторождения в известняках иттрий не зафиксирован спектральным анализом.



Во флюорите из месторождений флюорит-фенакит-берtrandитовой формации содержание иттрия достигает максимальных значений (до 0,1%) в рудах полевошпат-фенакитового типа в андезито-базальтах. Содержание иттрия во флюорите этого месторождения коррелируется с постоянной примесью натрия, что свидетельствует о возможности замещения  $Y^{3+} + Na^{+} \rightarrow 2Ca^{2+}$ , характерного для флюорита из месторождений, связанных с интрузиями повышенной щелочности (по Васильковой

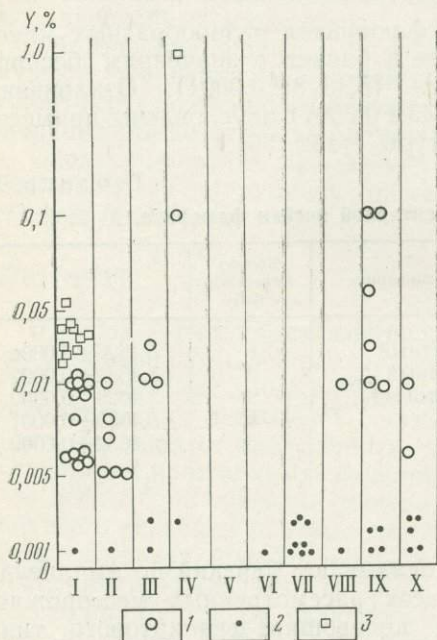


Рис. 34. Изменение содержания иттрия во флюорите

Месторождения: I — флюорит-маргарит-берилловое (в серпентинитах и тальковых сланцах); II — мусковит-флюорит-берилловое (в силикатно-известковистых породах); III — биотит-флюорит-берилловое (в гранодиоритах); IV — висмутин-касситерит-берилл-вольфрамитовое (в гранитах); V — топаз-флюорит-хризоберилловое (в доломитах и известняках); VI — слюдино-флюорит-фенакитовое (в известняках); VII — топаз-флюорит-хризоберилловое (в эпидот-актинолитовых сланцах); VIII — полевошпат-бавенит-фенакитовое (в известняках и скарнах); IX — полевошпат-фенакитовое (в андезито-базальтах); X — флюорит-фенакит-берtrandитовое (в известняках и скарнах). Содержание иттрия: 1 — >0,005%; 2 — <0,003% — по данным полуквантитативного спектрального анализа; 3 — по данным количественного спектрального анализа

Таблица 37

Содержание редких земель во флюорите по данным количественного спектрального анализа, вес. %

Цвет флюорита	Минеральная ассоциация	Y
Бесцветный	Прожилки в диорите	0,041
Сероватый	Маргарит-флюоритовая жилка в слюдите	0,029
Бесцветный	Берилл-флюорит-плагиоклазовая жилка	0,031
Буроватый	Альбитовая жила	0,022
Сиреневый	Линза в слюдите	0,039
То же	То же	0,03
Светло-серый	Флюорит-берилл-плагиоклазовый прожилок в слюдите	0,034
Белый	Берилл-плагиоклазовая жила	0,042
Розоватый	Плагиоклазовая жила с маргаритом	0,033
Сероватый	Маргарит-плагиоклазовая жила	0,054
Бурый	Мусковит-берилл-плагиоклазовая жила	0,022

Примечание. Содержание: Gd < 0,006; Er < 0,002; Tm < 0,002; Yb < 0,002, Ce, La, Pr, Nd, Sm, Eu, Dy, Ho не обнаружены.



и Кукушкиной). Это хорошо согласуется и с данными по генезису бериллиевых месторождений (Бертрандит-фенакитовые . . . , 1965).

Для выявления различий флюоритов бериллиевых месторождений наибольшее значение имеет марганец. Примесь  $Mn^{2+}$  во флюорите установлена методом ЭПР в физической лаборатории ВИМСа под руководством Б. М. Моисеева (табл. 38). Определения произведены по методи-

Таблица 38

Относительное содержание  $Mn^{2+}$  во флюорите, полученное методом ЭПР

Флюорит	Месторождение	Величина сигнала (см) для навески 10 мг	Содержание, усл. ед.
<i>Слюдисто-флюорит-берилловая формация</i>			
Розоватый до бесцветного из альбит-мусковитовой жилы	Флогодит-маргарит-берилловое	27,5	0,8
Бесцветный из берилл-плагиоклазовой жилы	То же	0,4	0,012
Фиолетовый из флюорит-мусковитового грейзена	Мусковит-флюорит-берилловое	0,1	0,003
<i>Флюорит-бертрандит-фенакитовая формация</i>			
Розовый из флюорит-топазового грейзена	Топаз-флюорит-хризоберилловое	1,0	0,03
Светло-фиолетовый из альбитового прожилка с фенакитом, сульфидами, эпидотом, турмалином, кальцитом	Флюорит-фенакитовое	0,64	0,002
Фиолетовый из зоны альбитизации и флюоритизации гранитов	Полевошпат-фенакитовое	Нет	Нет
Фиолетовый из гнездовых скоплений в окварцованном песчанике	То же	"	"
Фиолетовый из массивной флюорит-фенакитовой руды в известняках	Флюорит-фенакит-бертрандитовое	0,03	0,009

ке, разработанной в этой лаборатории. Качественные данные о присутствии  $Mn^{2+}$  во всех изученных образцах получены при исследовании спектрального состава света термолюминесценции.

На рис. 35 показана частота встречаемости полосы  $Mn^{2+}$  в спектрах термолюминесценции более чем 200 образцов флюорита исследованных месторождений. Сумма образцов каждого месторождения принята за 100%.

Как показали результаты гидротермального синтеза флюорита, условия вхождения  $Mn^{2+}$  в структуру флюорита зависят от окислительно-восстановительного потенциала системы и значения рН гидротермального раствора. Приведенные выше данные показывают закономерное понижение содержания  $Mn^{2+}$  во флюорите в направлении от флюорит-берилловых месторождений к флюорит-фенакитовым и флюорит-фенакит-берт-



рандитовым, связанное с возрастанием окислительного потенциала системы.

Отклонения содержания  $Mn^{2+}$  от средних значений во флюорите из месторождений флюорит-берилловой формации, из кварц-топазовых грейзенов топаз-флюорит-хризобериллового месторождения связаны с влиянием pH среды кристаллизации флюорита.

Причина относительно высоких содержаний  $Mn^{2+}$  во флюоритах из месторождения фенакит-берtrandитовой формации в альбититах недостаточно ясна. Можно предположить кристаллизацию флюорита в условиях значительного понижения активности  $Na^+$  в растворе после выделения альбита, а также дефицита  $Ca^{2+}$ .

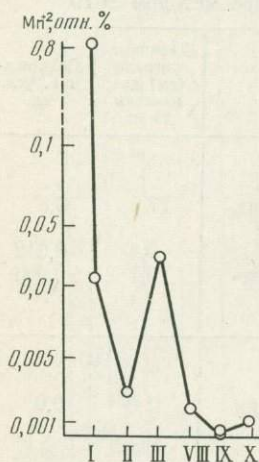


Рис. 35. Изменение относительного содержания примеси  $Mn^{2+}$  во флюорите по данным ЭПР. Усл. обозначения см. на рис. 34

Фотолуминесценция флюорита связана со свечением двухвалентных редких земель ( $Eu^{2+}$ ,  $Yb^{2+}$ ,  $Sm^{2+}$  и др.) при возбуждении их ультрафиолетовым светом.  $TR^{2+}$  в структуре флюорита образуются в ничтожно малом количестве ( $\sim 2-5\%$  от  $TR^{3+}$ ) в результате восстановления  $TR^{3+}$  под действием природной радиоактивности или при облучении любым ионизирующим источником (Василькова, Соломкина, 1965).

Соотношение интенсивностей спектральных полос  $Eu^{2+}$ ,  $Yb^{2+}$  и  $Sm^{2+}$  во флюоритах мусковит-берилловой формации хорошо видно на рис. 36. Флюорит из месторождений флюорит-фенакитового и флюорит-фенакит-берtrandитового типов люминесцируют более слабо как при комнатной температуре, так и при азотной ( $-196^\circ C$ ). Исключение составляют флюориты кварц-берилл-вольфрамитовых месторождений. К последним близки также флюориты прожилковых руд месторождения в скарнах. Фотолуминесценция

флюоритов из прожилков всегда более интенсивна, чем из метасоматических руд, что связано с различием активности  $Ca^{2+}$  в растворе, регулирующей входение примесей в структуру флюорита.

Интенсивность полосы  $Yb^{2+}$  обычно выше  $Eu^{2+}$  и  $Sm^{2+}$ . Это свидетельствует о принадлежности флюоритов рассматриваемых месторождений к ранним постмагматическим образованиям по сравнению с флюоритами других генетических типов месторождений. Исключение представляют флюориты бериллового месторождения в ультраосновных породах, в спектрах которых нередко самой интенсивной является фиолетово-голубая полоса  $Eu^{2+}$ . Это говорит о том, что в некоторых случаях соотношение редких земель зависит не только от состава пород магматического источника, но и от вмещающих пород.

Термолуминесценция флюорита — свечение, возбуждаемое нагреванием ниже температуры красного каления. На рис. 37 приводятся кривые термовысвечивания флюоритов из наиболее типичных руд бериллиевых месторождений. Флюориты флюорит-мусковит-бериллового типа месторождений характеризуются кривыми термовысвечивания с максимумами в области  $235-270^\circ C$ .



В спектре термолюминесценции наиболее интенсивной является полоса  $Mn^{2+}$  (500 нм). Свечение этого иона легко распознается и визуально по характерному изумрудно-зеленому цвету свечения. Передача энергии осуществляется в пределах парного дефекта  $Y^{2+} + Mn^{3+} \rightleftharpoons Y^{3+} + Mn^{2+}$ . При понижении содержания  $Y^{2+}$  температура пика смещается в область более низких температур.

Флюориты из месторождений берtrandит-фенакитовой формации характеризуются более сложным набором пиков на кривых термовысвечивания: 200—225, 240—270, 300—340° С и более высокотемпературных.

Природа их недостаточно изучена. Центрами свечения являются ионы  $TR^{3+}$  (зеленое, желто-зеленое, голубое свечение). Предполагается, что пики 200—225 и 240—270° С связаны с дефектами типа  $Y^{2+} - TR^{4+}$ , в меньшей степени  $Y^{2+} - Mn^{3+}$ , где  $TR^{4+}$  соответствует Се, Рг, Тб. Пики 300—340° С А. Н. Таращан предположительно приписывает электронным центрам типа  $(TRO_2)^-$  и  $(YO_2)^-$ . Они наиболее характерны для месторождений с небольшой глубиной формирования.

После облучения флюорита рентгеновскими лучами (время облучения 30 мин, рентгеновская трубка с Fe-антикатодом) на кривых термовысвечивания появляется группа низкотемпературных пиков 54—64, 125—145, 200° С. Пик 54—64° С соответствует ионизации дырочного центра  $F^{\circ}$  (Вахидов и др., 1970), пик 125—145° С соответствует ионизации так называемого М-центра, образующегося при захвате электрона анионной вакансий (А. Н. Таращан). Эти пики проявлены с наибольшей интенсивностью на месторождениях с повышенным содержанием радиоактивных элементов.

Интенсивность термолюминесценции колеблется в широких пределах, наиболее высокие значения ее характерны для флюоритов из месторождений (или участков) с высоким содержанием в рудах бериллия. И наоборот, флюориты из скарнов, из мусковит-берилловых и фенакит-

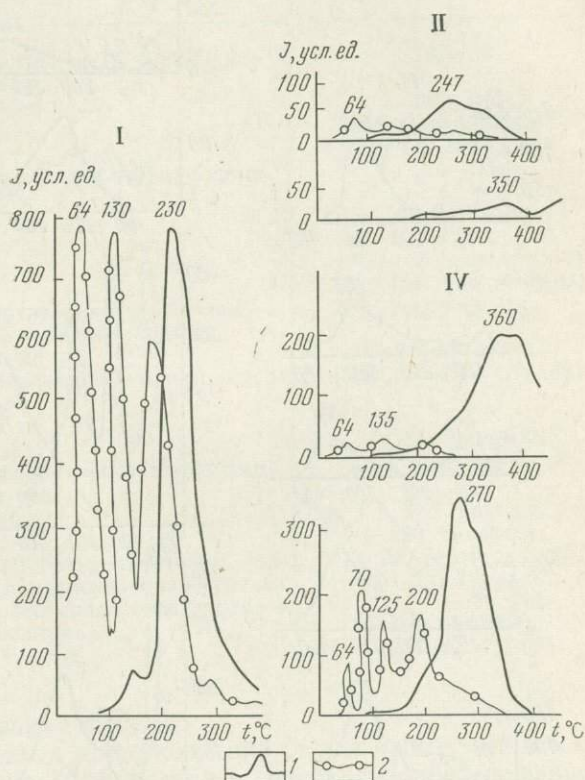


Рис. 36. Кривые термовысвечивания флюорита из наиболее типичных руд бериллиевых месторождений: I — флюорит-маргарит-бериллового; II — мусковит-флюорит-бериллового; IV — висмутин-касситерит-берилл-вольфрамитового



хризоберилловых руд по известнякам с бедным содержанием в рудах бериллия характеризуются очень слабой интенсивностью термолюминесценции. Как показали результаты гидротермального синтеза флюорита (Василькова, Сидоренко, Кукушкина, Шушканов, 1972), вхождение при-

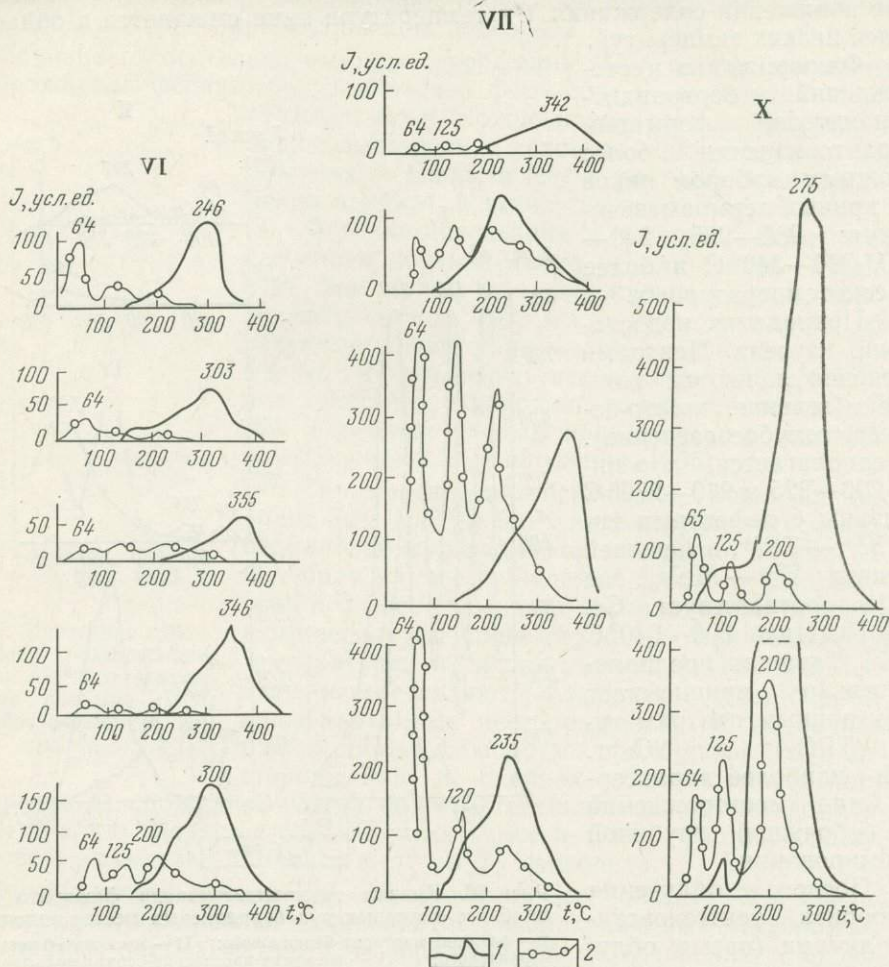


Рис. 37. Кривые термовысвечивания флюорита из наиболее типичных руд бериллиевых месторождений: VI — слюдисто-флюорит-фенакитового; VII — топаз-флюорит-хризобериллового; X — флюорит-фенакит-берtrandитового  
1 — природные образцы; 2 — образцы после облучения рентгеновскими лучами

месей TR в структуру флюорита лимитируется соотношением концентраций ионов  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{F}^-$  в растворе. Содержание примесей во флюорите возрастает по мере увеличения активности  $\text{F}^-$ . По-видимому, флюорит с интенсивно проявленным свойством термолюминесценции локализуется в местах наиболее интенсивного поступления фторсодержащих растворов или с более высокой концентрацией в них фтор-бериллатных комплексов.



Температура гомогенизации газовой-жидких включений во флюорите из различных месторождений приведена в табл. 39.

Таблица 39

Температура гомогенизации флюорита

Флюорит	Месторождение	Температура, °С
Розоватый	Флогопит-маргарит-берилловое	230—240
Бледно-розоватый	То же	240—245
Зеленый монокристалл, зональный	" "	225 (внутр. зона)
Зеленый	Мусковит-флюорит-берилловое	218 (внешн. зона)
Сиреневый	То же	264—265
Розовый	" "	223, 170—180
Зеленый монокристалл кубического габитуса	" "	165, 171
Бесцветный до бледно-сиреневого	Биотит-флюорит-берилловое в гранодиоритах	160—162 (внутр. зона)
Светло-фиолетовый	То же	153—155 (внешн. зона)
Почти бесцветный ранней генерации	Кварц-берилл-вольфрамитовое	270 (декрип.)
Зеленый	То же	270—305
Фиолетовый	" "	396, 341—346, 334, 331
То же	То же	235
То же	То же	295—300, 215
То же	То же	348, 242
То же	То же	280, 275, 265 (крупные вкл.); 220 (мелкие)
Темно-фиолетовый	Флюорит-фенакитовое рудопроявление в известняках	342, 290 (крупные вкл.); 220, 222 (мелкие)
Фиолетовый: из прожилок из массивных руд	Хризоберилл-фенакитовое в известняках	220, 210, 190 140, 148, 142, 165

Можно сделать следующие выводы.

1. Флюориты бериллиевых месторождений бедны примесями и мало различаются их содержанием, что связано с кристаллизацией флюорита из растворов с высокой активностью ионов  $\text{Ca}^{2+}$ .

2. Наибольшие различия устанавливаются в содержании  $\text{Mn}^{2+}$ , которое закономерно понижается в направлении от флюорита слюдисто-берилловых месторождений к флюорит-фенакит-бертрандитовым, отражая возрастание окислительного потенциала среды кристаллизации, обусловленного различием глубины локализации бериллиевых месторождений. В таком же направлении происходит изменение состава примесных и собственных дефектов в структуре флюорита, фиксируемое люминесцентными методами.

3. Избирательное накопление натрия в составе флюорита наиболее характерно для полевошпат-фенакитового месторождения, связанного с интрузией гранитов повышенной щелочности.

4. Температура образования флюоритов не зависит от относительной глубины локализации месторождений. Флюорит из флюорит-фенакит-бертрандитовых месторождений небольших глубин отличается большим диапазоном температуры гомогенизации газовой-жидких включений.



5. Флюориты из руд с богатым содержанием бериллия характеризуются более высокой концентрацией примесных дефектов и соответственно большей интенсивностью кривых термовысвечивания.

## ВЕЗУВИАН

Везувиан  $\text{Ca}_{10}(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Al}_4[(\text{OH}, \text{F})_4(\text{SiO}_4)_5(\text{Si}_2\text{O}_7)_2]$  распространенный минерал в бериллиевых месторождениях, залегающих в карбонатных породах вблизи контактов с рудоносными гранитоидными интрузивами. Эти месторождения относятся к двум рудным формациям: бериллийсодержащих скарнов и флюорит-берtrandит-фенакитовой.

В бериллийсодержащих скарнах везувиан является порообразующим минералом, выделяясь в конце скарнирования, непосредственно перед формированием бериллиевой минерализации. При этом наблюдается тесная преемственность между скарновым и грейзеновым процессами. Грейзенизация развивается непосредственно вслед за скарнообразованием, и бериллиевая минерализация (гельвин, хризоберилл, бериллийсодержащий везувиан) локализуется преимущественно в апоскарновых грейзенах.

В месторождениях флюорит-берtrandит-фенакитовой формации везувиан выделяется в конце этапа скарнирования, который по времени значительно оторван от развития фтор-бериллиевой минерализации. Между скарнированием и фтор-бериллиевым метасоматозом на некоторых месторождениях интенсивно развивается микрохленизация. Бериллиевая минерализация (хризоберилл, фенакит, берtrandит, эвклаз), накладываясь на скарны, в то же время часто локализуется за пределами скарнов, замещая карбонатные породы. Отмеченные особенности развития постмагматических процессов обуславливают существенные различия в составе и свойствах везувиана.

*Химический состав.* Везувиан характеризуется весьма сложным составом и в настоящее время нет надежных способов расчета его формулы, что затрудняет установление зависимостей между его составом и свойствами. Имеющиеся полные анализы везувианов из месторождений бериллийсодержащих скарнов даны в табл. 40. В табл. 41 приводятся результаты спектральных определений некоторых компонентов везувианов из различных типов месторождений флюорит-берtrandит-фенакитовой формации. Сравнение этих данных показывает, что везувианы бериллийсодержащих скарнов характеризуются повышенным содержанием  $\text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$  и  $\text{BeO}$  и пониженным содержанием  $\text{SiO}_2$  и  $\text{MgO}$  по сравнению с везувианами месторождений флюорит-берtrandит-фенакитовой формации. Особенно отчетливо повышение содержания  $\text{BeO}$  (0,1—3,95%), по которому везувианы бериллийсодержащих скарнов, по-видимому, следует относить к группе бериллийсодержащих везувианов. Развитие бериллийсодержащих везувианов хорошо объясняется уже отмеченными особенностями их генезиса, при котором образование везувиана происходит из тех же растворов, из которых одновременно или несколько позже выделяются бериллиевые минералы (хризоберилл, гельвин).

*Цвет.* Желтовато-зеленый, буроватый. Черта белая.

*Спайность.* По (110), (100), (001) несовершенная. Излом неровный, иногда раковистый.



## Химический состав везувианов из месторождений бериллийсодержащих скарнов, вес. %

Компоненты	Магнетит-хризоберилл-гельвиновый тип					
	ан. 1	ан. 2	ан. 3	ан. 4	ан. 5	ан. 6
SiO <sub>2</sub>	36,36	36,60	36,62	34,83	36,61	36,19
TiO <sub>2</sub>	0,54	0,60	0,17	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,67	13,00	14,13	12,98	16,67	13,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,87	5,02	3,10	5,69	3,31	4,15
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,30	1,49	—	—	0,11
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,30	—	—	—	—	—
As <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	0,29	—	—	—
BeO	Следы	0,10	0,60	3,95	1,56	1,09
FeO	3,20	2,95	2,05	—	—	2,15
MnO	0,30	1,56	2,22	0,24	3,28	4,48
MgO	1,81	1,16	2,69	2,91	2,87	2,42
CaO	35,27	34,75	33,47	33,84	33,64	32,02
SrO	Не обн.	0,13	—	—	—	—
CuO+ZnO	—	—	—	—	0,40	0,43
Na <sub>2</sub> O	0,15	—	0,13	0,86	0,17	0,22
K <sub>2</sub> O	0,19	—	0,04	0,08	—	0,05
F	1,45	1,20	2,00	3,07	0,91	3,22
Cl	0,33	0,24	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,58	2,49	2,19	0,86	0,68	1,03
С у м м а	101,08	100,10	101,19	99,31	100,10	100,92
-O=(F, Cl) <sub>2</sub>	-0,67	-0,55	-0,84	-1,29	-0,38	-1,36
Аналитик	Т. А. Капитонова	М. Е. Казакова	А. М. Панина			
Источник	Д. П. Сердюченко		И. И. Куприянова	Минералы, т. III, 1972		

*Твердость.* 6,5. Хрупкий.

*Плотность.* 3,3—3,42 г/см<sup>3</sup>.

*Оптические свойства.* В шлифах везувиан бесцветен или слабо окрашен в желтовато-зеленоватые тона. Одноосный отрицательный, удлинение отрицательное. Показатели преломления:  $n_o=1,705-1,720$ ,  $n_e=1,697-1,711$ . Двупреломление низкое (0,003—0,008). Обычно наблюдается аномальная интерференционная окраска в грязно-желтых, синеватых тонах с характерным зональным или пятнистым распределением (рис. 38).

*Условия нахождения и минеральные парагенезисы.* Везувиан характерен для месторождений формаций бериллийсодержащих скарнов и флюорит-берtrandит-фенакитовой.

На месторождениях бериллийсодержащих скарнов наиболее ранними являются диопсид-гранатовые скарны, залежи которых иногда пересекаются дайками гранит-аплитов и аплитов с образованием в контактовой зоне ореолов флогопитизации. Наиболее распространены на месторождениях везувиан-гранатовые скарны, в контакте с которыми дайки подвергаются скарнированию, что свидетельствует об их



Химический состав везувианов из месторождений  
флюорит-берtrandит-фенакитовой формации, вес. %  
(по данным силикатного спектрального анализа)

Компо- ненты	Флюорит-берtrandит-фенакитовый тип							Сульфидно-фенакит- берtrandитовый тип				Топаз- флюорит- хризобери- лловый тип
	ан. 7	ан. 8	ан. 9	ан. 10	ан. 11	ан. 12	ан. 13	ан. 14	ан. 15	ан. 16	ан. 17	
SiO <sub>2</sub>	33,0	41,0	35,0	37,0	40,0	44,0	43,0	47,0	46,0	43,2	40,5	37,0
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,52	0,60	0,68	0,84	0,24	0,46	0,62	0,57	0,28	0,25	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,0	16,0	15,0	17,5	16,0	15,5	15,5	17,0	19,1	15,8	15,5	31,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,8	5,8	4,5	4,3	3,5	3,6	5,0	6,1	6,0	4,9	7,5	14,0
CaO	28,0	30,0	26,0	28,0	31,0	38,0	28,0	32,0	30,0	32,5	39,0	20,0
MgO	2,6	4,3	4,1	4,8	4,2	3,8	3,8	0,9	1,6	2,4	1,5	1,2
MnO	0,65	0,50	0,34	0,40	0,32	0,46	0,56	0,25	0,33	0,63	0,54	0,41
BeO	0,0011	0,00094	0,00064	0,0031	0,0052	0,0039	—	—	—	0,034	—	0,010
Пара- метры элемен- тарной ячей- ки, Å:												
a	—	—	—	—	—	15,647	15,58	15,49	—	15,63	15,59	—
c	—	—	—	—	—	11,77	11,74	11,67	—	11,81	11,80	—

последайковом возрасте в отличие от более ранних диопсид-гранатовых скарнов. Наблюдаются также случаи непосредственного замещения диопсид-гранатовых скарнов гранат-везувиановыми. Везувиан-гранатовые скарны, как правило, имеют линзовидно-полосчатое строение за счет чередования существенно гранатовых и везувиановых разностей. Отчетливо наблюдается преимущественное возникновение гранатовых разностей по роговикам, а везувиановых — по известнякам.

Отличительная особенность месторождений данного типа — развитие по везувиан-гранатовым скарнам магнетитсодержащих пород с хризобериллом, маргаритом и везувианом. Выделяются две генерации везувианов. Везувиан I (см. табл. 40, ан. 1 и 2) из везувиан-гранатовых скарнов имеет радиально-лучистое и сноповидное строение агрегатов с размером отдельных призматических кристаллов от 1 мм до 6—7 см в длину. Везувиан II (см. табл. 40, ан. 3) из скарнов с флюоритом отличается более четко выраженной призматически-зернистой структурой, более прозрачен, содержит меньше включений. Везувиан I содержит несколько больше титана и кальция. Везувиан II обогащен бериллием, марганцем, магнием и бором.

Бериллийсодержащий везувиан также присутствует на скарновом флюорит-магнетитовом месторождении Железная гора в США (Джанс, 1955), приуроченном к контакту сланцево-карбонатной толщи с аплитовидными гранитами. Массивные андрадит-магнетитовые скарны образуют пластообразные тела непосредственно на контакте, среди ко-



торых в виде линз и столбообразных тел обособляются полосчатые породы магнетит-флюоритового или флюорит-везувиан-магнетитового состава. В светлых полосках магнетит-флюоритового состава в ассоциации с кварцем, адуляром, биотитом и флюоритом присутствует гельвин. В полосках флюорит-везувиан-магнетитового состава гельвин отсутствует и бериллий концентрируется в везувиане (см. табл. 40, ан. 6).

На флюорит-берtrandит - фенакитовых месторождениях развитие диопсидовых, гранат-диопсидовых, везувиан-гранат - диопсидовых скарнов предшествует фторберилловому метасоматозу. Намечается увеличение интенсивности скарнирования в зависимости от близости месторождений к гранитным массивам. В раннюю стадию скарнирования при контактом воздействии гранитов образуются гранат-диопсидовые скарны, которые в дальнейшем замещаются везувиан - гранат - диопсидовыми скарнами с последующим развитием кальцита, флогопита, альбита. Во многих случаях устанавливается более позднее образование везувиана по сравнению с диопсидом и гранатом. Везувиан-гранат-диопсидовые скарны часто имеют полосчатое строение с ритмическим чередованием более мелкозернистых гранат-диопсидовых и крупнозернистых флогопит-альбит-кальцит-везувиановых полос. Мощность полос 0,5—1,5 см. Везувиан образует призматические кристаллы. Обычны сростки кристаллов, иногда наблюдаются радиально-лучистые агрегаты. Размер кристаллов везувиана варьирует от десятых долей миллиметра до 1—1,5 см. Часто везувиан обнаруживает пойкилобластовое, ситовидное строение за счет многочисленных включений других минералов.

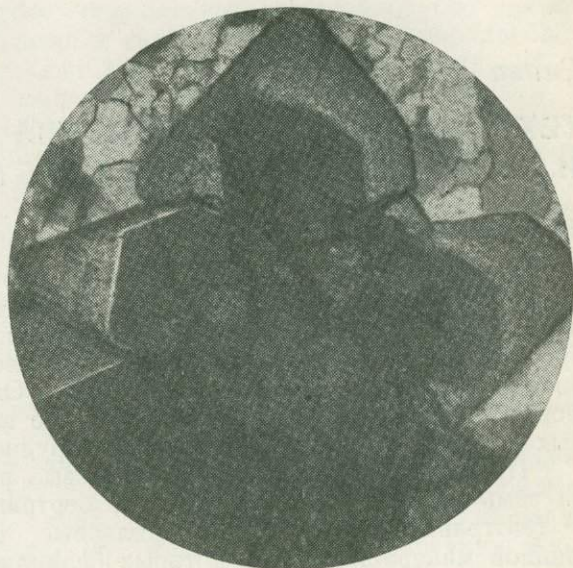


Рис. 38. Зональные кристаллы везувиана среди полевошпат-карбонатной массы. Шлиф. С анализатором. Увел. 45



## ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА БЕРИЛЛИЕВЫХ И ГЛАВНЫХ СОПУТСТВУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

### Обогащение руд

Изучение технологических свойств полезных и сопутствующих им минералов, а также текстурно-структурных особенностей руд создает основы для их технологической типизации. Типизация бериллиевых руд еще не завершена, однако основные ее принципы уже сформулированы (Эйгелес, Левиуш, Фуки, 1961). Они учитывают минеральные формы нахождения бериллия, размер его вкрапленности, состав полезных минералов и вещественный состав рудной массы.

По минеральной форме бериллиевые руды могут быть разделены на семь типов: 1) берилловые, 2) бертрандитовые, 3) фенакитовые, 4) гентгельвиновые, 5) хризоберилловые, 6) лейкофановые и 7) смешанной минерализации, в которых бериллий представлен несколькими бериллиевыми минералами.

По размеру вкрапленности бериллиевые минералы делятся на крупно-, средне-, мелкокристаллические и тонкодисперсные.

По составу полезных минералов выделяются: 1) простые бериллиевые руды, содержащие один ценный компонент, 2) комплексные руды, содержащие кроме бериллиевых минералов другие полезные компоненты в промышленных количествах: а) в виде минералов высокой плотности и крупной вкрапленности (касситерит-берилловые, танталит-колумбит-берилловые, вольфрамит-молибденит-берилловые, бастнезит-лейкофановые и др.), б) в виде минералов средней и небольшой плотности и тонкой вкрапленности (сподумен-берилловые, флюорит-берилловые, флюорит-хризоберилловые, флюорит-фенакитовые, флюорит-фенакит-бертрандитовые и др.).

По вещественному составу бериллиевые руды весьма разнообразны. Практически в настоящее время изучены следующие типы руд: 1) кварц-полевошпат-берилловые крупно-, средне- и мелкокристаллические; 2) слюдисто-берилловые; 3) слюдисто-кварц-полевошпатовые, вольфрамит-молибденит-берилловые и танталит-колумбит-берилловые; 4) слюдисто-флюорит-берилловые; 5) амфибол-полевошпат-фенакитовые; 6) карбонат-полевошпат-флюорит-фенакит-бертрандитовые; 7) слюдисто-полевошпат-гентгельвиновые; 8) карбонат-полевошпат-бастнезит-лейкофановые; 9) карбонат-полевошпат-берилл-фенакитовые; 10) магнетит-флюорит-хризоберилловые (скарны). Каждому



типу руд присущи свои особенности, определяющие схемы и режимы их обогащения. Однако они имеют следующие общие технологические свойства:

а) все бериллиевые минералы обладают невысокой плотностью (от 2,61 до 3,7 г/см<sup>3</sup>), весьма близкой к плотностям основных породообразующих минералов — кварца, полевого шпата, слюды;

б) все бериллиевые минералы являются диамагнитными;

в) флотационные свойства бериллиевых минералов не только близки между собой, но и близки к свойствам основных породообразующих и акцессорных минералов для всех типов бериллиевых руд.

Флотационные свойства минералов определяются их составом и структурой поверхностного слоя, который, в свою очередь, определяется как природными условиями их образования, так и подготовкой руд к флотации. Перспективность использования флотации при обогащении бериллиевых руд заключается в том, что в отличие от магнитных и гравитационных свойств флотационные свойства при воздействии на минералы реагентов можно существенно изменять в желаемом направлении, т. е. делать минеральную поверхность гидрофобной (легкофлотируемой) или гидрофильной (флотационно не активной). Это в равной мере относится как к бериллиевым, так и к породообразующим минералам.

По флотационности бериллиевые минералы можно разделить на две группы.

I группа минералов — берилл, лейкофан, хризоберилл, гентгельвин. Встречаются они в ассоциации с кварцем, полевым шпатом, слюдами. По флотационным свойствам наиболее близки к минералам вмещающих пород, как и породообразующие минералы, депрессируются жидким стеклом и фосфатами.

II группа минералов — фенакит и берtrandит. Встречаются в ассоциации с карбонатами, кварцем, полевым шпатом. По флотационности они отличаются от породообразующих минералов, не депрессируются фосфатами и допускают использование больших концентраций жидкого стекла, чем минералы I группы.

Для этих групп бериллиевых минералов характерно отсутствие депрессии при использовании едкого и сернистого натрия, а также не избирательная флотация их и породообразующих минералов жирнокислотными собирателями.

Из бериллиевых минералов наиболее полно изучен берилл как в отношении технологических свойств, так и разработок схем и реагентных режимов обогащения различных типов руд. Флотируемость бериллов в зависимости от их состава и генезиса изучалась на образцах бериллов различных месторождений (Эйгелес, Фуки, Липпа, 1969). Выяснено, что бериллы разного генезиса и состава, не подвергшиеся активации в процессе подготовки к флотации, отличаются существенно различной флотируемостью при использовании жирнокислотных собирателей. Бериллы с высоким содержанием щелочей из пегматитов флотируются жирнокислотным собирателем слабее, чем бериллы гидротермальных месторождений. Флотационная активность берилла тем выше, чем меньше показатель дефекта структуры берилла, т. е. чем меньшую роль в берилле играют катионы, расположенные в каналах структуры. При анализе связи флотационности бериллов и состава катионов в окта-



эдрической координации установлено, что флотационная активность выше у тех бериллов, в которых содержание окислов железа в алюминиевых октаэдрах больше.

Существенное влияние оказывают на флотуемость берилла и условия его подготовки к обогащению и флотации. Так, берилл, измельченный в фарфоровой мельнице, извлекается при флотации жирнокислотным собирателем на 20—30%; после обработки соляной кислотой и отмывки от нее не флотируется совсем, а измельченный в стальной мельнице флотируется почти полностью. Такая же картина

наблюдается при флотации в воде различного солевого состава. Берилл, измельченный в фарфоровой мельнице, в дистиллированной воде почти не флотируется, а в природной воде, содержащей ионы кальция и железа, флотируется интенсивно (Левиуш, Эйгелес, 1961).

При флотации кварца и полевого шпата наблюдаются те же закономерности, что и при флотации берилла, т. е. активация их флотуемости под действием ионов кальция и железа (Эйгелес, 1961; Эйгелес, Волова, 1961; Волова, Эйгелес, 1961). В качестве примера на рис. 39 приведены результаты флотации жирнокислотным собирателем берилла, кварца и полевого шпата при различных концентрациях ионов железа (данные Механобра). Во всех случаях происходят активация и неселективная флотация всех трех минералов.

Активация флотуемости берилла может быть достигнута также за счет обработки его плавиковой кислотой или едким натром (Lamb, 1946; Богданов, 1959; Эйгелес, Левиуш, 1959), приводящей к избирательному растворению с поверхности берилла силикатных групп и к его гидрофобизации. Селективность процессов флотации берилла из рудных пульп достигается активацией его в процессе подготовки руды к флотации, для депрессии минералов вмещающих пород используются различные регуляторы. По составу реагентов — регуляторов среды, в которой проводится основная берилловая флотация, схемы обогащения можно условно разделить на кислотные и щелочные.

В кислотных схемах применяется обработка руды плавиковой кислотой. При этом одновременно с активацией берилла происходит депрессия кварца и частично полевого шпата (Lamb, 1946, 1947; Богданов и др., 1959).

Щелочные схемы бывают двух типов (Эйгелес, Левиуш, Фуки, 1961; Левиуш, Эйгелес, 1961). В первом активация берилла при одновременной депрессии породообразующих минералов осуществляется обработкой едким натром с последующей отмывкой. В работах, идущих по второму направлению, используется активация берилла желе-

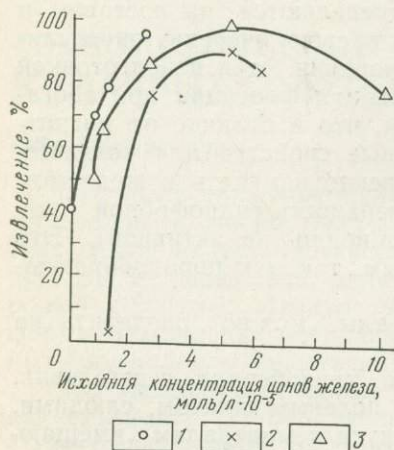


Рис. 39. Флотация берилла, кварца и полевого шпата при переменных количествах ионов железа  
1 — берилл; 2 — кварц; 3 — полевой шпат



зом, происходящая при подготовке пульпы к флотации, особенно в процессах измельчения. При этом активация минералов щелочноземельными элементами сводится к минимуму (все процессы проводятся на умягченной воде), а для селективной депрессии активированных железом кварца, полевого шпата и слюды применяется сернистый натрий (Левиуш, Эйгелес, 1961; Эйгелес, Фуки, 1967). Для интенсификации флотации берилла и повышения селективности процесса вводится подогрев уплотненной пульпы при контактировании ее с реагентами. С повышением температуры пульпы флотирваемость берилла возрастает, а кварц остается почти полностью задепрессированным.

При переходе к рудам сложного минерального состава в результате основной флотации получают черновые концентраты, содержащие ряд сопутствующих бериллу минералов. Поэтому как кислотные, так и щелочные схемы дополняются операциями доводки, проводимыми в другой среде. Кроме того, при наличии большого количества легкофлотируемых минералов (сульфидов, талька, флюорита, кальцита) перед основной флотацией вводятся операции их предварительной флотации.

Из остальных минералов I группы изучалась лишь флотирваемость минералов гельвин-даналитового ряда. Рядом исследователей (Филимонов и др., 1972) показано, что гентгельвин успешно флотируется собирателем жирнокислотного типа, его флотирваемость определяют ионы марганца, железа и цинка. Наиболее флотоактивен гельвин, наименее гентгельвин. Применение в качестве депрессора кремнефтористого натрия позволяет селективно их флотировать.

Минералы II группы (фенакит и берtrandит) изучены недостаточно. Ведь только в последнее десятилетие открыты и разведаны руды этого нового типа. Кроме того, бериллиевые минералы присутствуют в рудах обычно в зернах малых размеров и выделение их в количествах, необходимых для исследований, довольно сложно. В фенакит-берtrandитовых рудах в значительном количестве содержатся флюорит и карбонаты, поэтому изучались технологические свойства как бериллиевых, так и кальциевых минералов, а также влияние последних на флотирваемость берtrandита и фенакита (О флотационных свойствах . . ., 1970; Левиуш, Фуки, Журкова, 1966).

На рис. 40 приведена флотирваемость жирнокислотным собирателем фенакита, берtrandита, флюорита и кальцита (измельченных в фарфоровой мельнице) из мономинеральных суспензий (О флотационных свойствах . . ., 1970). Приведенные данные позволяют охарактеризовать рассматриваемые минералы как легко флотируемые олеиновой кислотой. По возрастанию флотирваемости они располагаются в ряд: кальцит, фенакит, берtrandит, флюорит.

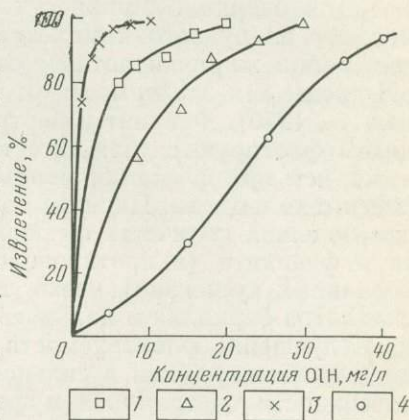


Рис. 40. Флотирваемость минералов олеиновой кислотой из мономинеральных пульп  
1 — берtrandит; 2 — фенакит; 3 — флюорит; 4 — кальцит



По-разному эти минералы флотируются в зависимости от значения рН среды. Оптимум флотуемости бериллиевых силикатов наблюдается в нейтральной и слабощелочной среде в узком диапазоне рН для фенакита (7,2—8,2) и более широком для бертрандита (7,3—9,5). Повышение щелочности суспензий до 12,5 приводит к ухудшению флотуемости бертрандита и особенно фенакита. Флотуемость кальциевых минералов олеиновой кислотой при повышении щелочности суспензии резко возрастает, практически полное извлечение достигается при  $pH > 12,0$ . В отношении фенакита эти данные согласуются с полученными С. И. Полькиным и М. Я. Ямпольской (1964).

Для оценки возможности селективной флотации бериллиевых минералов из рудного комплекса изучалась флотуемость их из смеси минералов жирнокислотным собирателем при естественном значении рН среды и в зависимости от ее изменения (О флотационных свойствах . . . , 1970). Фенакит и бертрандит из смеси их с флюоритом и кальцитом флотируются при естественном значении рН среды существенно хуже, чем при флотации мономинеральных суспензий, в особенности из смеси с кальцитом. По мере повышения щелочности пульпы в присутствии больших количеств флюорита или кальцита извлечение бертрандита и фенакита (в противоположность результатам флотации мономинеральных суспензий) резко возрастает, а селективность разделения силикатов бериллия и кальциевых минералов падает.

Улучшение флотуемости силикатов бериллия из смеси с кальциевыми минералами в сильнощелочной среде объясняется активацией поверхности бертрандита и фенакита, присутствующими в этих пульпах, ионами кальция. Кроме того, улучшение флотуемости наступает вследствие высвобождения в сильнощелочной среде части собирателя в связи с понижением сорбции его флюоритом и кальцитом (О флотационных свойствах . . . , 1970)). Таким образом, как и в случае берилла, ионы кальция активируют флотацию бертрандита и фенакита и тем сильнее, чем выше значение рН.

Интенсивная флотация силикатов бериллия и кальциевых минералов жирнокислотным собирателем не позволяет рассчитывать на возможность селективного их разделения без использования избирательно действующих регуляторов флотации. В качестве таких регуляторов испытывались сернистый натрий, жидкое стекло, гексаметафосфат натрия, кремнефтористый натрий (Ямпольская, 1970). Установлено, что сернистый натрий в широком диапазоне концентраций не влияет на флотуемость фенакита. В то же время минералы, активированные ионами кальция, не депрессируются сернистым натрием (Волова, Эйгелес, 1961; Эйгелес, Фуки, 1967). Следовательно, этот реагент не может являться надежным депрессором при флотации кальцитсодержащих бериллиевых руд. Жидкое стекло оказывает резко депрессирующее действие на флотуемость фенакита. Кремнефтористый натрий и гексаметафосфат натрия являются сильными депрессорами фенакита, однако при повышении значения рН среды до 8—9 их депрессирующее действие ослабевает и фенакит практически полностью извлекается даже при высоких расходах кремнефтористого натрия и гексаметафосфата (до 1 кг/т и выше) (Ямпольская, 1970).

Исследование действия полифосфатов натрия на кальциевые минералы (флюорит, кальцит) привело М. А. Эйгелеса и Л. А. Липпу



(1974) к выводу о том, что гексаметафосфат натрия (именуемый стекловидным метафосфатом натрия) является эффективным депрессором кальцита при расходе 0,5 кг/т при значениях рН среды выше 7. Флотуемость флюорита при воздействии гексаметафосфата натрия в щелочной среде возрастает до значения рН=10,5, а затем резко падает. Аналогичное действие оказывает гексаметафосфат на ожелезненный кварц (Ямпольская, 1970).

Таким образом, использование гексаметафосфата натрия в щелочной среде обеспечит селективное извлечение силикатов бериллия (фенакита и бертрандита) при депрессии кварца, полевого шпата и кальцита. На этом принципе основан американский патент на флотацию фенакита и бертрандита из сложного рудного комплекса (Havens, 1963). Для их извлечения из руд с различным минеральным составом, в том числе содержащих карбонаты и флюорит, авторы рекомендуют режим, включающий сочетания гексаметафосфата натрия, едкого натра или соды, фтористого натрия и буры. В качестве собирателей рекомендована смесь жирных кислот с углеводородными маслами и керосином. При обогащении в этих условиях руд, содержащих 0,5—0,7% BeO, получают бериллиевые концентраты с 5—18% BeO при извлечении 65—85%.

Для обогащения как берилловых, так и фенакит-бертрандитовых руд в США рекомендован процесс Ван-Дорника. Схема эта сложна и нуждается в точном контроле плотности пульпы и щелочности среды (рН при измельчении 9,6, при флотации—8,3). Введение реагентов в пульпу многоточечное, реагентная рецептура не приводится. При обогащении руды по процессу Ван-Дорника качество бериллиевого концентрата и извлечение существенно зависят от вещественного состава руды. Так, при обогащении пегматитов с 0,3% BeO был получен концентрат, содержащий 11% BeO при извлечении 90% (Chemic Eng. Jour, 1961). При обогащении ошамованной руды, содержащей 0,75% BeO и состоящей из бертрандита, монтмориллонита и других бентонитовых глин, получены концентраты, содержащие 3—7% BeO при извлечении 85% (Chemic Eng. Jour, 1961). Повышение качества концентрата выше 3—7% BeO приводит к снижению извлечения.

Изложенные выше данные и обобщение литературных материалов показывают, что изучению условий флотационного обогащения бертрандитовых и фенакитовых руд исследователями уделяется значительное внимание.

### **Химическая переработка флотационных бериллиевых концентратов**

До недавнего времени основным сырьем для получения бериллия служили рудоразборные берилловые концентраты, представляющие собой почти мономинеральный продукт с содержанием до 12% BeO. Разработка метода флотационного обогащения мелкокристаллических бериллиевых руд привела к получению бериллиевых концентратов иного состава. Флотационные бериллиевые концентраты содержат значительное количество (60% и более) посторонних минералов — кварца, полевых шпатов, слюды, актинолита, иногда турмалина, флюорита и др.



Обогащение берtrandит-фенакитовых руд позволяет получать высококачественные флотационные концентраты за счет более высокого содержания бериллия в этих минералах, вещественный состав таких концентратов отличается от берилловых в основном сравнительно малым содержанием кремнезема и большим флюорита, что влияет на условия их технологической переработки.

Таким образом, как берилловые, так и берtrandит-фенакитовые флотационные концентраты существенно отличны от рудоразборных берилловых продуктов, для которых разработаны способы их технологического передела на товарную гидроокись бериллия и на металл.

Основными способами переработки берилловых концентратов являются сульфатный и фторидный. По сульфатному способу бериллий из берилла вместе с алюминием и другими примесями (железо, марганец) переводят в раствор в виде сернокислых солей, и после очистки раствора от примесей бериллий в виде гидроокиси осаждают аммиаком или кристаллизуют в виде сульфата при выпаривании.

Берилл, как химически инертный минерал, растворим в плавиковой кислоте, а в щелочи — лишь в автоклаве под давлением (Armstrong, 1935; Mac-Kee, 1942), не разлагается серной кислотой и для перевода его в химически активное состояние концентрат подвергают предварительному сплавлению или спеканию при 1200—1300° С с основными добавками (едкий натр, сода, известь). Измельченный плав сульфатизируют серной кислотой и выщелачивают водой. В некоторых случаях спекание или сплавление с добавками заменяют расплавлением берилла при температуре 1500—1600° С без добавок с последующей грануляцией расплава в воде (Kjellgren, Sawyer, 1935). Эта операция, изменяя структурные свойства берилла, также способствует повышению его химической активности с серной кислотой.

Однако этот способ активизации не всегда дает хорошие результаты, универсальнее способ активизации бериллов плавкой с добавлением извести и соды, позволяющий после сульфатизации получать хорошее извлечение бериллия в водный раствор из разнообразных бериллов (щелочных, бесщелочных и др.).

Способ фторидного спекания позволяет вскрывать берилловый концентрат за счет образования при спекании водорастворимых соединений — фторбериллатов натрия, отделяющихся при выщелачивании практически полностью от основных не растворимых в воде примесей (алюминий, железо и др.). Это обстоятельство делает процесс заманчивым для переработки бедных по окиси бериллия флотационных концентратов.

Обширная информация по фторидному способу переработки указывает на его широкое применение для разнообразных берилловых концентратов, однако температурные условия осуществления процесса указываются различные: 700—780° С (Синицын, 1933; Chakravarti, 1954; Брайент, 1960) или 800—900° С (Coraux, 1919; Morana, Simons, 1962). Это объясняется аппаратурными особенностями спекания и используемым сырьем.

Так, установлено, что щелочной берилл, содержащий около 2%  $\text{Na}_2\text{O}$ , вскрывается при фторидном спекании уже при 650° С, тогда как щелочные бериллы, содержащие примерно то же количество окиси кальция, лишь при 750° С. Расход кремнефторида натрия для извлече-



ния бериллия из всех бериллов находится на одном уровне (0,75 вес. единиц на единицу берилла), но поведение их в процессе спекания не одинаково. Как показывают эти примеры, различие условий фторидной переработки для бериллов различных месторождений связано с их составом.

К новым промышленным минералам бериллия относятся силикаты бериллия—бертрандит и фенакит. Бертрандит в отличие от берилла в различной степени разлагается при обработке с нагревом не только плавиковой кислотой, но и такими кислотами, как серная, фосфорная, уксусная, соляная, а также растворами едкого натра (Назарова, Журкова, 1967). По тем же данным предварительное прокаливание бертрандита при 1100°С приводит к изменению структуры минерала, фиксируемого на дебаеграмме как фаза бромеллита. Эта фаза, как показали опыты по выщелачиванию прокаленного бертрандита, более химически активна и растворяется в едком натре (30%-ный раствор) с полным разложением минерала (без обжига бериллий выщелачивается лишь на 70%). Наряду с бериллием при выщелачивании бертрандита как серной кислотой, так и щелочью в раствор переходит кремнезем, что подтверждает полное разложение минерала.

При технологической переработке флотационных концентратов, содержащих бертрандит, может быть использована большая химическая активность бертрандита по сравнению с бериллом. В США испытан метод химического обогащения выщелачиванием серной кислотой с последующим осаждением бериллия из раствора.

Таким образом, из руд, содержащих 0,75% BeO, получают химический концентрат с содержанием 7,5% BeO (Moore, Last, 1963). Ряд патентов США (Grunig e. a., 1972; Olson e. a., 1972) указывают на возможность переработки продуктов, содержащих бериллий в форме бертрандита, непосредственной обработкой (без плавки) серной кислотой в различных температурных условиях (120—250°С), с применением для очистки растворов от примесей комплексона ЭДТА и экстракции различными органическими экстрагентами.

Бертрандитсодержащие флотационные концентраты, как и берилловые, могут перерабатываться на гидроокись бериллия способом фторидного спекания (The Mines Magazine, 1961).

Фенакит, который очень часто сопутствует бертрандиту, ведет себя при технологической переработке аналогично бертрандиту. Он разлагается серной кислотой при нагревании до 260°С (Катков, Степура, Зазубин, 1965). Исследовательские работы показывают возможность извлечения из него бериллия непосредственной сульфатизацией фенакитсодержащих продуктов обогащения (Путилин, Романова, Фаворская, 1972). Однако, как и в случае бертрандитовых продуктов, условия разложения фенакита отличны для фенакитовых концентратов различных месторождений.

Разложение более редких минералов бериллия—гельвина, даналита, гентгельвина, лейкофана—возможно выщелачиванием кислотами, в частности соляной кислотой (Сонгина, 1961; Константинов, 1947), что значительно упрощает схемы их переработки на стадии вскрытия. Однако наличие примесных металлов, особенно для группы гелвин-даналита, усложняет стадию переработки растворов из-за необходимости их очистки от марганца, железа, цинка.



Использовать при технологическом переделе бериллиевых концентратов свойство кислоторастворимости минералов бериллия не всегда удается из-за наличия в них минералов, не вскрываемых простым выщелачиванием. В этом случае, например, при наличии в лейкофановом концентрате берtrandита или фенакита приходится использовать для извлечения бериллия способы, позволяющие вскрыть и эти минералы.

Кроме минеральной формы бериллия существенное значение для технологической переработки бериллиевых концентратов имеет содержание в них породообразующих минералов, затрудняющих эту переработку или вызывающих дополнительные расходы реагентов. Установлено (Everest e. a., 1965), что снижение содержания бериллия во флотационных концентратах с 10 до 2% увеличивает расходы на переработку в два и более раз как по сульфатной схеме в различных вариантах, так и по фторидной, причем это удорожание несколько ниже для фторидного способа. Фторидный способ селективного извлечения бериллия представляется поэтому более перспективным для переработки бедных концентратов. С удовлетворительными показателями по извлечению бериллия фторидным методом можно перерабатывать концентраты, содержащие более 1%  $\text{BeO}$  в любой минеральной форме. Расход основных реагентов при спекании зависит от минерального состава концентрата; удельный расход реагентов и грузопоток материалов на единицу извлекаемой окиси бериллия определяются в основном содержанием окиси бериллия в исходном сырье (Левиуш, Фуки, Журкова, 1966).

Кроме бериллия при спекании бериллиевых продуктов с фтористыми добавками фторируется окись алюминия с образованием нерастворимого криолита, а также кальций и магний с образованием нерастворимых фторидов. Минералы, содержащие железо, реагируют с фтором, но образующийся при этом фторид железа разлагается при температуре спекания с выделением фтора. К числу вредных примесей во фторидном процессе относятся минералы, содержащие марганец и хром, фториды которых не разлагаются и могут переходить при выщелачивании спека в раствор вместе с бериллием, загрязняя бериллиевый раствор, что приводит к дополнительным затратам на его очистку.

К минеральным примесям, вызывающим непроизводительный расход фторирующего реагента при фторидном способе переработки, можно отнести слюды, полевые шпаты, турмалин, актинолит. Содержание кальцита в концентратах при этом способе переработки, наоборот, сокращает расход соды, добавляемой для связывания летучего четырехфтористого кремния, образующегося при диссоциации кремнефтористого натрия в процессе нагрева. Роль флюорита при фторидном способе переработки бериллиевых концентратов окончательно не выяснена. Д. А. Эверест (1968) считает флюорит вредной примесью, поскольку его не удается удалить при кислотной обработке, чтобы поднять содержание окиси бериллия. Флюсующая способность флюорита, присутствующего в бериллиевых концентратах в больших количествах, может ухудшить состояние шихты спекания, что показывает его вредное влияние. Однако присутствие флюорита в концентрате не вызывает затрат фторирующего реагента для извлечения бериллия фторидным способом.



При переработке бериллиевых концентратов по сульфатному способу роль перечисленных примесей несколько иная. Присутствие флюорита в процессах плавки бериллиевой шихты при высоких температурах может вызвать потери бериллия в виде летучего фторида бериллия и поэтому нежелательно. Кроме того, содержание фтора в сульфатных растворах после выщелачивания плавок с флюоритом может вызвать ухудшение осаждения бериллия в виде гидроокиси вследствие комплексования бериллия фтором в растворе.

Кремнеземсодержащие минералы, присутствующие в бериллиевых концентратах (кварц, полевые шпаты и др.), принимают участие в процессе образования кислоторастворимых силикатов при плавке с содой и известью, поэтому нельзя считать их вредной примесью. Наличие кремнеземсодержащих минералов особенно желательно при плавке берtrandит-фенакитовых концентратов, так как в составе этих минералов меньше кремнезема, чем в берилле, для которого способ разрабатывался. Присутствие кальцита, как и при переработке по фторидному способу, уменьшает расход флюсующих добавок (известняка) при плавке.

Таким образом, химико-технологическая переработка бериллиевых флотационных концентратов зависит от содержания бериллия, его минеральной формы и вещественного состава концентрата, что определяется составом самих руд и способом их обогащения. Для определения возможности технологической переработки бериллиевого концентрата конкретного месторождения и выбора способа его передела необходим комплекс исследований, включающий минералогическое изучение руд, исследование их обогатимости, химико-технологической переработки и технико-экономический анализ полученных данных.



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Целенаправленные поисковые работы, проведенные после их ориентации на гидротермальные фенакит-берtrandитовые месторождения (Берtrandит-фенакитовые месторождения..., 1965), привели к выявлению новых рудопроявлений и месторождений бериллия. Изучение этих месторождений заставило во многом пересмотреть сложившиеся представления о геохимии и минералогии бериллия. Если ранее было принято связывать все промышленные концентрации бериллия только с высоко-температурными постмагматическими образованиями, возникающими в процессе становления дифференцированных гранитных интрузивных комплексов преимущественно в складчатых областях, то в настоящее время показано, что значительно более богатые месторождения возникают в областях тектоно-магматической активизации, и связаны они либо с зонами щелочного метасоматоза, либо с субщелочными и щелочными гранитоидами. Установлено, что в ходе развития гидротермального процесса бериллиевая минерализация развивается в весьма широком диапазоне температур и давлений. Бериллий является «проходящим» элементом, но по мере эволюции гидротермального процесса изменяются минеральные формы его выделения.

Поскольку промышленные месторождения бериллия залегают обычно в надинтрузивных зонах в различных осадочно-метаморфических или эффузивных породах, то на минеральный состав бериллиевых месторождений первостепенное влияние оказывает состав вмещающих пород. Этим прежде всего и определяется большое разнообразие минеральных типов гидротермальных бериллиевых месторождений. Более того, обычно в пределах даже одного месторождения, залегающего в различных вмещающих породах, наблюдаются значительные вариации минерального состава.

Метасоматическое развитие минерализации приводит к образованию мелких и макроскопически плохо диагностируемых выделений бериллиевых минералов, которые легко могут быть пропущены при проведении поисковых и ревизионных работ. Поэтому крайне важно, чтобы широкий круг геологов был ориентирован на поиски новых перспективных типов месторождений, а для этого прежде всего необходимо знать геологические условия их нахождения, специфические особенности образования бериллиевых минералов, характерные для них парагенетические ассоциации, их диагностические признаки и методы определения.

Основные выводы, которые следуют из приведенного в данной книге фактического материала, могут быть сведены к следующим положениям.



1. Наибольший практический интерес на бериллий из всех гидротермальных образований представляют три достаточно четко геологически охарактеризованные рудные формации.

а. Формация гидротермально измененных (окварцованных, серицитизированных, флюоритизированных) кислых эффузивов. Месторождения этой берtrandитовой формации приурочены обычно к молодым (мезозойским, третичным) наложенным вдоль тектонических зон депрессиям, выполненным вулканоплутоническими образованиями, и связаны с мелкими куполами, штоками или дайками субщелочных гранитоидов.

Бериллиевая минерализация является наиболее низкотемпературной, образующейся в близповерхностных условиях. Она представлена берtrandитом или его гидратированными и коллоидными разновидностями, реже бехонитом. Оруденение сопровождается процессами адуляризации, окварцевания, серицитизации, флюоритизации, а также образованием карбонатов, гематита, цеолитов. Месторождения представлены редкой вкрапленностью, прожилками и выполнением миндалевидных пустот в эффузивах.

б. Формация берtrandит-фенакит-флюоритовых метасоматитов. Месторождения связаны с мезозойской, герцинской или каледонской активизацией более древних структур. Они располагаются в непосредственной близости от небольших массивов, штоков, даек субщелочных или щелочных гранитоидов, реже гранитов повышенной щелочности. Обычно локализуются в узлах пересечения нескольких тектонических зон, вдоль которых интенсивно развивается щелочной метасоматоз. Минерализация наиболее интенсивно проявлена в участках переслаивания карбонатных и алюмосиликатных пород или основных (амфиболитизированных габбро и габбро-диоритов) и алюмосиликатных пород. Месторождения этой формации наиболее разнообразны по минеральному составу, бериллиевые минералы в них представлены преимущественно фенакитом и берtrandитом, в некоторых случаях бериллом, хризобериллом, эвклазом, бавенитом, миларитом, лейкофаном и мелинофаном. Для месторождений характерна определенная зональность по отношению к материнскому интрузиву. В последнем локализуется обычно тантало-ниобиевое, циркониевое, редкоземельное оруденение, в зонах экзоконтакта — ториевое, редкоземельное и бериллиевое (лейкофановое, фенакитовое), в удалении от массива — бериллиевое (фенакитовое, берtrandитовое) и полиметаллическое. Самые характерные черты месторождений данной формации — тесная ассоциация бериллиевых минералов с темно-фиолетовым флюоритом, который является в этих месторождениях важнейшим попутным компонентом, а также развитие в ряде случаев минерализации по скарнированным карбонатным, реже силикатным породам (везувиановым, гранат-везувиановым и изредка апогаббро-диоритовым скарнам). Месторождения представлены обычно сплошными метасоматическими залежами, прожилковыми и вкрапленными рудами.

в. Формация щелочных полевошпатовых метасоматитов. Месторождения этой формации представлены зонами микроклинитов и развивающимися по ним альбититов в древних архейских или нижнепротерозойских породах. Они связаны с более молодой активизацией, лока-



лизуются в пределах зон глубинных разломов и не имеют видимой связи с какими-либо интрузивными породами. Бериллиевое оруденение представлено чаще всего гентгельвином, реже фенакитом, лейкофаном, эвклазом, берtrandитом и гадолинитом. На отдельных месторождениях попутными компонентами являются редкие земли.

2. Изменились представления о частоте встречаемости бериллиевых минералов. Так, до тех пор, пока наши познания бериллиевых месторождений ограничивались в основном гранитными пегматитами, грейзенами или альпийскими жилами, фенакит, эвклаз, миларит, хризоберилл считались весьма редкими, а берtrandит и бавенит рассматривались только в качестве поздних вторичных гипогенных образований, возникающих при изменении берилла.

Исследование гидротермальных метасоматических месторождений позволило установить, что широко распространенными рудными минералами для них являются фенакит и берtrandит, а для полевошпатовых метасоматитов — гентгельвин. Второстепенными минералами, сопутствующими на этих месторождениях фенакиту и иногда образующими на отдельных участках локальные скопления, оказались хризоберилл, эвклаз, лейкофан, мелинофан, бавенит и миларит. Особо следует отметить практическое значение минерала барилита  $BaBe_2[Si_2O_7]$ , который в зонах фенитизации щелочного массива Силл Лейк в США является важнейшим рудным минералом.

3. Разработанные технологические схемы позволяют получать из фенакитовых, берtrandитовых и гентгельвиновых руд высокосортные кондиционные концентраты при высоком извлечении.

4. Бериллиевая минерализация в основных промышленно важных месторождениях тесно связана с развитием по вмещающим породам метасоматических процессов, протекающих в определенной последовательности. Процессы позднего отложения бериллиевых минералов имеют место, но они, как правило, не приводят к возникновению промышленного оруденения.

В условиях малых глубин берtrandитовая минерализация тесно связана с процессами адуляризации, серицитизации и окварцевания эффузивов, при этом все эти процессы сближены во времени. Во флюоритовых метасоматитах, развивающихся по карбонатным или основным породам, рудному процессу предшествует скарнирование карбонатных пород и амфиболитизация основных пород, широкое развитие микроклинизации и, наконец, проявляется флюорит-бериллиевый метасоматоз, накладывающийся на микроклинизированные скарны, алюмосиликатные и карбонатные породы. Поскольку процесс флюоритизации известняков сопровождается уменьшением объема, то в образующихся при этом трещинах и пустотках выделяются бериллиевые минералы, сопровождаемые слюдами, карбонатами, кварцем. Отсюда столь характерные для бериллийсодержащих флюоритовых метасоматитов сетчатые, фестончатые текстуры руд, а также радиально-лучистые, сферолитовые агрегаты рудных минералов, часто ситовидные и переполненные мелкими включениями флюорита и минералами замещаемых пород.

В полевошпатовых метасоматитах бериллиевому оруденению также предшествует мощная регионально проявленная микроклинизация, приводящая к преобразованию всех древних пород (биотитовых гнейсов, гранитов) в полевошпатовые сиенитоподобные породы.



Таким образом, для гидротермальных бериллиевых месторождений характерен широко проявленный дорудный калиевый метасоматоз, выражающийся как в адуляризации и микроклинизации, так и в образовании флогопитовых или биотитовых слюдитов. Калиевый метасоматоз может непосредственно сменяться стадией процесса рудообразования, а может быть во времени и оторван от нее кислотной стадией.

5. Наиболее ранним по времени выделения бериллиевым минералом во флюоритовых метасоматитах является чаще всего фенакит, отличающийся наиболее высоким содержанием окиси бериллия. Все последующие минералы в той или иной степени замещают фенакит (например, берилл в берилл-фенакитовых, миларит и бавенит в берtrandит-фенакитовых месторождениях), что приводит к высвобождению бериллия, фиксирующегося в более поздних генерациях этих же минералов или же в поздних минералах, возникающих на конечных стадиях процесса (берtrandит, миларит, бавенит).

6. Берtrandит отличается от фенакита по содержанию воды. Он концентрируется обычно в наиболее приповерхностных участках месторождений и с глубиной сменяется фенакитом. В пологих рудных телах берtrandит локализуется со стороны висячего бока, сменяясь у лежащего фенакитом. Как правило, чем меньше глубина формирования бериллиевых гидротермальных месторождений, тем большую роль в них играет берtrandит.

7. Для бериллиевых месторождений, связанных с субщелочными и щелочными гранитами или зонами щелочного метасоматоза, весьма характерно широкое развитие бериллиевых минералов, не содержащих в своем составе алюминия (лейкофана, мелинофана, гадолинита или гентгельвина), тесная ассоциация бериллиевого оруденения с редкоземельными и ториевыми минералами.

8. На минеральный состав бериллиевых месторождений первостепенное влияние оказывают вмещающие породы.

9. Необходимо учитывать проявление на гидротермальных бериллиевых месторождениях вертикальной зональности, знание которой позволяет оценить глубину эрозионного среза рудопроявлений. Эта зональность для месторождений, связанных с нормальными гранитами и субщелочными гранитами, несколько иная. Общий вид зональности для обеих ветвей может быть представлен следующим рядом (табл. 42).

Таблица 42

Вертикальная зональность

Ветви	Подрудная зона	Рудная зона	Надрудная зона
Гранитная ветвь	Nb, Ta, Sn, Li, (Be, Mo)	Be, W, Bi	Sn, As, Pb, Zn
Субщелочная и щелочная ветвь	Nb, TR, Th, (Be), Mo	Mo, Be	(Be), Pb, Zn, Ba, U

Естественно, бериллий, будучи «сквозным» элементом, может встречаться как в верхней части подрудной, так и в нижней части надрудной зоны. Это необходимо учитывать при разработке геохимических методов поисков.



## УКАЗАТЕЛЬ

- Авгит 23, 77  
Адуляр 10, 54, 60, 65, 85, 137, 146, 173  
Акдалаит 54  
Аксинит 104, 112  
Актинолит 179, 182  
Аллофан 34  
Альбит 10, 11, 17, 19, 99, 137, 146, 148  
Алунит 34  
Амезит 10, 52, 54  
Амблигонит 7  
Аминовит 28, 30, 31, 34  
Анальцим 25  
Анатаз 21  
Анкерит 73  
Апатит 7, 10, 11, 21, 66  
Арсенопирит 66, 102  
Арфведсонит 21  
Асбекасит 20, 30, 31, 34
- Бабешфит 7, 10, 18, 30, 31, 34  
Бавенит 3, 5, 6, 7, 9, 13, 24, 30, 31, 34, 47, 69, 131, 185  
Барилит 3, 5, 7, 9, 13, 22, 30, 31, 34, 42  
Барит 7, 10, 25  
Баркевикит 15  
Бастнезит 7, 10, 11  
Бацит 24, 95  
Беарсит 18, 30, 31, 34  
Берборит 16, 30, 31, 34  
Берилл (изумруд, аквамарин, ростерит, воровьевит) 3, 6, 7, 9, 10, 11, 13, 15, 19, 24, 30, 31, 34, 43, 88, 130, 137, 175  
Бериллиймаргарит 11, 13, 26, 30, 31, 34, 47, 119, 139  
Бериллийтенгерит 14, 30, 31, 34  
Бериллит 11, 23, 24, 29, 30, 31, 34  
Бериллонит 16, 17, 30, 31, 34  
Бертрандит 3, 5, 6, 7, 9, 10, 11, 13, 17, 19, 22, 30, 31, 34, 40, 57, 78, 98, 181, 185  
Бехоит 10, 14, 30, 31, 34, 85, 185  
Биотит 10, 11, 15, 67, 149, 151
- Битиит 26, 30, 31, 34  
Бритолит 10, 11, 75, 77, 78  
Бромеллит 11, 13, 14, 15, 30, 31, 34, 137, 181  
Буланжерит 86
- Варисцит 17, 19  
Везувиан 10, 11, 117, 160, 170  
Виллемит 7, 11, 23, 37, 127  
Висмутин 7, 11, 163  
Вольфрамит 7, 11, 87, 98  
Вяуриненит 7, 16, 30, 31, 34
- Гадолинит 6, 7, 9, 11, 13, 15, 22, 30, 31, 34, 41, 74, 116  
Галенит 52, 81, 86  
Галуазит 113  
Гамбергит 7, 14, 17, 30, 31, 34  
Гарстигит 22, 30, 31, 34  
Гастингсит 78  
Гельбертрандит 10, 22, 30, 31, 34, 85  
Гельвин 6, 7, 11, 17, 26, 30, 31, 34, 48, 116, 122, 170, 181  
Гематит 10, 74, 88  
Гентгельвин 3, 7, 9, 11, 26, 30, 31, 34, 48, 122, 175, 181, 184  
Гердерит 7, 13, 16, 17, 30, 31, 34  
Глауконит 161  
Глюцин 10, 18, 30, 31, 34, 69  
Гомилит 25, 38  
Гранат 11, 13, 133, 171  
Гюгиаит 7, 9, 22, 30, 31, 34
- Даналит 10, 26, 30, 31, 34, 48, 90, 122, 181  
Данбурит 15  
Датолит 37  
Диаспор 10, 52  
Диопсид 117, 171
- Жильбертит 105



- Каламин 37  
**Калькибоборосилит** 20, 30, 31, 34  
 Кальцит 11, 30, 57, 80, 113, 175  
 Каолинит 10, 80  
 Карнасуртит 29  
 Касситерит 7, 10, 11, 66, 119, 129  
**Кварц** 10, 11, 13, 17, 19, 116, 140, 175  
 Козалит 7, 102  
**Кольбекит** 18, 30, 31, 34  
 Колумбит 7, 27  
 Корунд 10, 54  
 Крандаллит 19  
 Ксенотим 34
- Лейкофан** 3, 5, 7, 9, 10, 13, 24, 30, 31, 34,  
 45, 74, 113, 139, 175, 181, 185  
**Лейфит** 9, 28, 30, 31, 34, 88  
 Лепидолит 64, 119  
**Либерит** 20, 30, 31, 34, 88  
**Ловдорит** 28, 30, 31, 34
- Магнетит 11, 21, 27  
 Малакон 78  
 Манганофиллит 15  
 Маргарит 11, 52, 67, 95, 133  
 Меланит 23  
 Мелилит 45  
**Мелинофан** 5, 6, 7, 9, 10, 13, 24, 30, 31,  
 34, 46, 113, 185  
**Микроклин** (амазонит) 10, 11, 19, 74, 144  
**Миларит** 5, 6, 7, 9, 10, 13, 24, 30, 31, 34,  
 44, 69, 105, 185  
**Минерал В** 20  
 Молибденит 10, 11, 21, 92  
 Монацит 10, 11, 88  
**Морасит** 10, 13, 18, 19, 30, 31, 34, 169  
**Мусковит** 10, 11, 13, 17, 97, 149
- Натролит 21, 27  
 Нефелин 25, 27  
 Нигерит 56, 57
- Олигоклаз 87  
 Опал 113  
 Ортит 7, 10, 23, 78  
 Ортоклаз 137, 146
- Паризит 7  
 Петалит 27  
 Пизолит 27  
 Пирит 10, 85
- Пироксен 11, 117  
 Пирохлор 21  
 Поллуцит 7  
 Пренит 23, 137  
**Протолитионит** 10, 104, 149, 151
- Рибекит 68, 119  
 Рихтерит 15  
 Роговая обманка 11  
**Родицит** 7, 16, 30, 31, 34  
 Родонит 23, 129  
 Родохрозит 87, 129  
**Рошерит** 7, 18, 30, 31, 34  
 Рутил 21
- Сведенборгит** 14, 15, 30, 31, 34  
 Селлаит 10, 11, 64  
**Семеновит** 7, 9, 20, 30, 31, 34  
 Серицит 10, 85, 131, 150  
 Сидерит 19  
**Сидерофиллит** 11, 149, 157  
 Силлиманит 54  
 Скаполит 64, 98  
**Сколит** 10, 149, 160  
 Скородит 19  
 Содалит 15, 29  
**Соренсенит** 7, 9, 28, 30, 31, 34  
 Сподумен 7, 17, 21, 133  
 Стенструпин 27  
 Стиллээллит 21  
 Сфалерит 52, 102  
 Сфен 10, 11  
**Сферобертрандит** 10, 22, 30, 31, 34, 85  
**Сянхуалинит** 9, 11, 13, 28, 30, 31, 34
- Таафеит** 9, 10, 11, 13, 14, 21, 29, 30, 31,  
 34, 40, 55, 128  
 Тальк 177  
 Танталит 50  
 Теннантин 21  
 Топаз 7, 10, 11, 15, 54, 87  
 Торит 10, 11  
**Тримерит** 28, 30, 31, 34  
 Триплит 10, 100  
 Трифилин 17  
**Тугтупит** (тагтупит) 9, 28, 30, 31, 34  
 Турмалин 7, 10, 11, 15, 67, 74, 182
- Уралолит** 10, 18, 30, 31, 34, 69  
 Уссингит 29



Файеит 19  
Фармакосидерит 19  
Фейхит 16, 34  
Фенакит 3, 6, 7, 9, 10, 11, 13, 19, 20, 34,  
40, 57, 73, 98, 130, 181  
Фенгит 73, 80, 86, 149  
Флогопит 10, 11, 15, 67, 95, 151  
Флюоборит 54  
Флюорит 5, 7, 10, 11, 15, 17, 49, 58, 78,  
88, 113, 119, 131, 162  
Флюоцерит 7  
Форстерит 158  
Фронделит 19  
Фуксит 149, 151  
  
Халцедон 10, 57, 113  
Халькопирит 66  
Харлбутит 7, 16, 17, 30, 31, 34  
Хёгбомит 37  
Хлорит 52, 65, 78, 103  
Хризоберилл (александрит, цимофан)  
3, 5, 6, 7, 9, 11, 13, 14, 30, 31, 34, 39, 49,  
98, 128, 170, 175

Цеолиты 137, 185  
Циннвальдит 11, 56  
Циркон 10, 11, 68  
  
Чевкинит 11  
Чкаловит 7, 13, 27, 29, 30, 31, 34  
Цухровит 69  
  
Шабазит 29  
Шеелит 7, 10, 11, 52, 104, 149  
Шпинель 11, 54  
  
Эвдимит 7, 21, 26, 30, 31, 34  
Эвклаз 3, 6, 7, 9, 13, 20, 30, 31, 34, 41, 69,  
70, 185  
Эгирин 10, 25, 117  
Эльпидит 10, 27  
Эпидимит 7, 9, 21, 26, 30, 31, 34  
Эпидот 11, 137  
Эринит 27  
Эфесит 10  
  
Ярославит 69

Полужирным даны минералы бериллия и породообразующие минералы.



## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрашев К. К., Белов Н. В. Кристаллическая структура барилита  $\text{BaVe}_2\text{Si}_2\text{O}_7$ . — «Докл. АН СССР», 1962, т. 144, № 3, с. 636—641.
- Александрова И. Т., Сидоренко Г. А. Гадолит. М., «Недра», 1966, с. 66—90. («Геология м-ний редких элементов», вып. 26).
- Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962, 196 с. Авт.: А. А. Беус, Э. А. Северов, А. А. Ситнин, К. Д. Субботин.
- Андрианова Н. Д. Опыт обогащения слюдястых и карбонато-флюоритово-берилловых руд. — «Бюлл. ВИМСа», 1960, № 3—4, с. 128—138.
- Аполлонов В. Н. Эвклаз из Средней Азии. — «Труды Минерал. музея АН СССР», вып. 18, 1967, с. 168—171.
- Архангельская В. В., Столярова Т. И. Гадолит из Восточной Сибири. — В кн.: Кратк. сообщ. по минер. и геохимии за 1968 г., вып. 1, ВИМС, 1970, с. 103—108.
- Афанасьева Н. А., Каменцев Т. Е., Франк-Каменецкий В. А. Колебание параметров элементарной ячейки кварца различного генезиса. — «Кристаллография», 1959, т. 4, вып. 3, с. 382—385.
- Бадалов С. Т. Некоторые результаты изучения гидротермального гельвина. — «Зап. Узбекск. отд. ВМО Всесоюзн. минерал. о-ва», 1956, № 10, с. 59—67.
- Бавенит из Забайкалья. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 7, с. 57—66. Авт.: Г. Н. Комарова, В. А. Молева, С. С. Рудницкая, Т. Т. Дмитриева.
- Бакакин В. В., Рылов Г. М. Рентгенографические характеристики бериллов, обусловленные особенностями их химического состава. М., «Недра», 1970, с. 7—21. («Рентгенография минерального сырья», сб. 7).
- Бакакин В. В., Рылов Г. М., Белов Н. В. О корреляции химического состава и параметров элементарной ячейки бериллов. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 173, вып. 6, с. 1404—1407.
- Барабанов В. Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Забайкалья. Л., Изд-во ЛГУ, 1961, 358 с.
- Бельков И. В., Денисов А. П. Мелинофан Сахарйюкского щелочного массива. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского п-ова. Кировск, Изд-во АН СССР, с. 30—42.
- Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. — «Минерал. сб. Львовского геол. о-ва», 1950, № 4, с. 29—35.
- Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. — «Минерал. сб. Львовского ун-та», 1962, № 16, с. 14—44.
- Белов Н. В., Тархова Т. Н. Кристаллическая структура миларита. — «Труды Ин-та кристаллогр. АН СССР», вып. 6, 1951, с. 83—91.
- Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии. XV. 102 Таафент-гексагональная шпинель. — «Минерал. сб. Львовского ун-та», 1964, № 18, вып. 2, с. 123—125.
- Бериллиевые минералы перспективных типов месторождений. М., ОНТИ ВИМС, 1973, с. 1—377. Авт.: А. И. Гинзбург, Н. П. Заболотная и др.
- Бертрандит-фенакитовые месторождения — новый тип бериллиевого сырья. М., «Недра», 1965, с. 1—171. («Геология м-ний редких элементов», вып. 27).
- Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1960, 118 с.
- Беус А. А., Соболев Б. П., Диков Ю. П. К геохимической истории берилля в процессах высокотемпературного послемагматического минералообразования. — «Геохимия», 1963, № 3, с. 297—305.



- Беус А. А., Диков Ю. П. Геохимия бериллия в процессах эндогенного минералообразования. М., «Недра», 1967, 159 с.
- Бонштедт-Куплетская Э. М., Арбузова О. А. Новые минералы. 1954—1972 гг. М., «Наука», 1974, 95 с.
- Брайнт И. С. Производство бериллия на заводе Милфорд-Жавен.— В кн.: Извлечение и очистка редких металлов. М., Атомиздат, 1960, с. 376—392.
- Васильев В. А. О гентгельвине. «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», сер. II, ч. LXL, вып. 5, 1961, с. 571—578.
- Василькова Н. Н., Соломкина С. Г. Типоморфные особенности флюорита и кварца. М., «Недра», 1965, 133 с.
- Вахидов Ш. А., Баипов Б., Тавшунский Г. А. Свечение кристаллов  $\text{CaF}_2\text{—TR}^{+3}$  в поле  $\gamma$ -лучей  $\text{Co}^{60}$ .— «Оптика и спектрография», вып. 5, т. XXVIII, 1970, с. 949—953.
- Власов К. А., Кутукова Е. И. Изумрудные Копи. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 68—149.
- Волова М. Л., Эйгелес М. А. О депрессии кварца техническим силикатом натрия и сернистым натрием.— В кн.: Флотация силикатов и окислов. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 77—86.
- Вольфрам-молибден-олово-бериллиевые месторождения и условия их образования. М., Госгеолтехиздат, 1962, 95 с. («Геология месторождений редких элементов», вып. 18).
- Вынар О. Н., Пивовар И. Г., Разумеева Н. И. О включениях в гентгельвине.— «Минерал. сб. Львовского ун-та», вып. 1, 1971, с. 59—63.
- Галецкий Л. С. Новая бериллиеносная формация.— «Разведка и охрана недр», 1968, № 5, с. 3—5.
- Ганзеева Л. В. О минеральном составе редкоземельно-бериллиевых щелочных метасоматитов. Редкие элементы.— «Сырье и экономика», вып. 7, 1972, с. 112—124.
- Ганев И. Г. К геохимии бериллия.— «Геохимия», 1961, № 5, с. 446—452.
- Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия. М., «Недра», 1975, 248 с. Авт.: А. И. Гинзбург, Н. П. Заболотная, П. Н. Куприянова и др.
- Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 3. М., «Наука», 1964, 860 с.
- Гетманская Т. И., Куприянова И. И., Шурига Т. Н. Типоморфное значение состава слюд редкометалльных месторождений.— В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., «Недра», 1972, с. 170—174.
- Гетманская Т. И., Новикова М. И. Эвклаз из пневматолито-гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1966, с. 117—121. («Геология м-ний редких элементов», вып. 30).
- Гинзбург А. И. О минералах — геохимических индикаторах и их значении при поисках руд редких металлов в пегматитах.— «Докл. АН СССР», 1954, т. 98, № 2, с. 233—235.
- Гинзбург А. И. К вопросу о химическом составе берилла.— «Труды Минерал. музея АН СССР», вып. 7, 1955, с. 56—70.
- Гинзбург А. И., Куприянова И. И. Влияние вмещающих пород на особенности развития редкометалльной минерализации, связанной с гранитными пегматитами и грейзенами.— В кн.: Минеральные месторождения. М., «Наука», 1972, с. 74—87. (МГК, XXIV сес., проблема 4).
- Гинзбург А. И., Шацкая В. Т. Некоторые данные о миграции бериллия в зоне гипергенеза флюорит-бериллиевого месторождения.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 159, № 5, с. 1051—1054.
- Говоров И. Н. Грейзенизация известняков и интродуцирующих их гранитов.— В кн.: «Труды 2-го Всесоюзного петрограф. совещ.», 1960, с. 300—303.
- Горбатов Г. А., Шибанов А. С. Электрические характеристики минералов, их измерение и использование при минералогических исследованиях.— В кн.: Современные методы минералогического исследования, ч. II. М., «Недра», 1969, с. 47—77.
- Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И. Бертрандит из оловорудного месторождения Забайкалья.— «Труды Минерал. музея АН СССР», вып. 7, 1955, с. 151—154.
- Григорьев Н. А. Глюцин — новый минерал бериллия.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», ч. 92, вып. 6, 1963, с. 691—696.
- Грум-Гржимайло С. В., Певнева А. А. Кривые спектрального поглощения бериллов и топазов различных окрасок.— «Труды Ин-та кристаллогр.», вып. 12, 1956, с. 85—92.



- Гурвич С. И., Зубков Л. Б., Галецкий Л. С. Гентгельвин из окварцованных сиенитов.— «Докл. АН СССР», 1963, т. 150, № 5, с. 1123—1124.
- Гуниава В. Д. Сколитсодержащие окологорные метасоматиты Аджарского района.— «Сообщения АН Груз. ССР», ч. 50, № 3, 1968, с. 35—40.
- Ермилова Л. П. Минералы молибдено-вольфрамового месторождения Центрального Казахстана. М., «Наука», 1964, 175 с.
- Джанс Р. Г. «Риббон-рок» — необычные бериллиеносные тактиты. — В кн.: Геохимия, минералогия и м-ния бериллия. М., Изд-во иностр. лит., 1955, с. 107—127.
- Дмитриева А. Н. О гельвин-кварц-полевошпатовых прожилках в роговиках.— «Геология и геофизика», 1966, № 10, с. 118—119.
- Жариков В. А. Кислотно-основные характеристики минералов.— «Геология рудных месторождений», 1967, № 5, с. 75—89.
- Егоров И. Н. Эвклаз из кварц-хлоритовых зон измененных гранитов Якутии.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 174, № 2, с. 115—118.
- Егоров И. Н. Минералого-геохимические особенности гидротермальной бериллиевой минерализации.— «Советская геология», 1967, № 7, с. 133—139.
- Заболотная Н. П., Новикова М. И., Шацкая В. Т. Вольфрам-молибден-олово-бериллиевые месторождения и условия их образования. М., «Недра», 1962, с. 1—95. («Геология м-ний редких элементов», вып. 18).
- Заболотная Н. П., Новикова М. И., Мауришнин Е. С. Бериллиевая минерализация в зонах окварцевания молодых эффузивов.— «Разведка и охрана недр», 1972, № 1, с. 11—17.
- Зубков Л. Б., Каленов А. Д., Молева З. А. Некоторые особенности диагностики гентгельвина.— «Бюлл. ОНТИ ВИЭМСа», № 2 (55), 1965, с. 6—8.
- Зубков Л. Б., Ложникова О. Н., Яковлева С. В. О минералогии и бериллиенности магнетитовых скарнов.— «Труды Минерал. музея АН СССР», № 19, 1968, с. 32—45.
- Зубков Л. Б., Парибок В. И., Черняховский А. Б. Гадолинит из метасоматически измененных гранитов кристаллического фундамента Русской платформы.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 192, № 3, с. 633—636.
- Зубков Л. Б., Яковлева С. В., Моржеедова Р. Н. Зависимость физических свойств и параметра элементарной ячейки от химического состава в группе минералов гельвин-даналит-гентгельвин.— В кн.: Научные труды Гиредмета, т. XXXV, 1971, с. 81—94.
- Зубков Л. Б., Галаджева Н. И. Лейкофан из зон альбитизации диабазов в докембрии Русской платформы.— «Минерал. сб. Львовского ун-та», т. 28, вып. 2, 1974, с. 72—76.
- Иовчева Э. И., Куприянова И. И., Сидоренко Г. А. Миларит из Средней Азии.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 170, № 6, с. 1394—1397.
- Каленов А. Д. О грейзеновом типе гельвиновой минерализации.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», сер. II, ч. 88, 1958, с. 481—485.
- Каленов А. Д. О гидротермальной гельвиновой минерализации в кварцевых жилах.— «Геология рудных м-ний», 1962, № 3, с. 73—79.
- Карачковская А. А. Предварительные данные по термолюминесценции фенакита.— «Геохимия», 1968, № 4, с. 500—503.
- Коваленко А. П., Журавлев В. Н., Коваленко Р. А. О бертрандитовой минерализации в молодых вулканогенных образованиях.— «Геология рудных м-ний», 1968, № 5, с. 87—91.
- Комарова Г. Н., Рудницкая С. С., Яковлевская Т. А. Эвклаз из Восточной Сибири.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1966, № 9, с. 96—102.
- Константинов М. М. К проблеме гельвиновых руд.— «Цветные металлы», 1947, № 1, с. 70—73.
- Копченова Е. В. Минералогический анализ шлихов. М., Госгеолтехиздат, 1951, 207 с.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных м-ниях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 335—453.
- Косалс Я. А. К геохимии бериллия, бора, лития и фтора в процессе формирования известковых скарнов (Горный Алтай).— «Геохимия», 1968, № 2, с. 180—190.
- Кудрявцев В. Е. Об интересном случае сростания флюорита с фенакитом.— «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1958, ч. 87, вып. 6, с. 686—690.



Куприянова И. И., Александрова И. Т., Шибеева В. В. Бавенит из фенакитового месторождения.—«Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва», 1965, ч. 94, № 5, с. 603—607.

Куприянова И. И., Шпанов Е. П. О влиянии состава вмещающих пород на локализацию бериллиевого оруденения грейзеновой формации.—В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1969, с. 246—256.

Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. М., Изд-во АН СССР, 1963, 123 с.

Левиуш И. Т., Федоров П. Н. Разработка метода обогащения руд мелкокристаллического берилла.—«Минеральное сырье», вып. I, 1960, с. 141—145.

Левиуш И. Т., Эйгелес М. А. Исследования по флотации берилла.—В кн.: Флотация силикатов и окислов. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 106—123.

Левиуш И. Т., Фуки И. В., Журкова З. А. Обогащение бериллиевых руд и химическая переработка бериллиевых концентратов. М., ОНТИ ВИЭМСа, № 1, 1966, с. 1—68.

Маршукова Н. К. Об изменении состава бериллов на оловорудных месторождениях.—«Труды Минерал. музея АН СССР», вып. 19, 1969, с. 184—188.

Минералы. Том II, вып. 3. М., «Наука», 1967, с. 110—126.

Минералы. Том III, вып. 1. М., «Наука», 1972, с. 597—617.

Микротвердость.—В кн.: Труды совещания по микротвердости 21—23 ноября 1950 г. М., Изд-во АН СССР, 1951, 117 с.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957, 548 с.

Назарова А. С. О содержании германия в бертрандите.—«Геохимия», 1965, № 10, с. 1069—1070.

Назарова А. С., Журкова З. А. К вопросу о растворимости бертрандита.—«Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва», ч. XVI, вып. 4, 1967, с. 426—431.

Наковник Н. И. Грейзены.—В кн.: Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М., Госгеолтехиздат, 1954, с. 53—82.

Некоторые типы пневматолито-гидротермальных месторождений бериллия. М., Госгеолтехиздат, вып. 4, 1959, с. 1—55. («Геология м-ний редких элементов», вып. 4).

Новикова М. И., Шацкая В. Т. Некоторые особенности пневматолито-гидротермальных месторождений берилла.—«Минеральное сырье», вып. I, 1960, с. 129—140.

Новикова М. И. Эвклаз из пневматолито-гидротермальных месторождений Дальнего Востока.—«Труды Минерал. музея АН СССР», вып. 15, 1964, с. 223—228.

Новикова М. И. Процессы изменения фенакита.—«Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва», ч. 46, вып. 4, 1967, с. 418—424.

Новикова М. И. Миларит из флюорит-фенакит-бертрандитового месторождения.—«Новые данные о минералах СССР», вып. 20, № 3, 1971, с. 188—192.

Новикова М. И., Сидоренко Г. А., Шацкая В. Т. О составе и структурных особенностях мелинофана. В кн.: Минералы и парагенезисы минералов метасоматических и метаморфических пород. М., «Наука», 1975.

Об особенностях проявления грейзенизации в породах различного состава.—«Геология рудных м-ний», 1966, № 5, с. 12—29. Авт.: И. И. Куприянова, Н. Н. Заболотная, М. И. Новикова, В. Т. Шацкая.

Павлов П. В., Белов Н. В. Кристаллическая структура гердерита, датолита, гадолинита.—«Кристаллография», 1959, № 4, с. 324—332.

Павлова И. Г. Об образовании фенакита по бериллу при калиевом метасоматозе.—«Докл. АН СССР», 1965, т. 162, № 3, с. 654—658.

Павлова И. Г., Бекназаров И. Г., Сальдау Э. П. О составе, парагенезисах и условиях образования гельвина в грейзенах.—«Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва», вып. 6, 1966, с. 671—677.

Плюснина И. И. Инфракрасные спектры поглощения бериллиевых минералов.—«Геохимия», 1963, № 2, с. 158—173.

Полькин С. И., Ямпольская М. Я. Флотация фенакита анионными собирателями.—«Обогащение руд», 1964, № 6, с. 17—19.

Портнов А. М. Лейкофан из Северного Прибайкалья.—«Минералы СССР», вып. 15, 1964, с. 229—331.

Потенциальная рудоносность магматических образований на примере эндогенных месторождений, генетически связанных с гранитоидами.—В кн.: Геохим. критерии потенциал. рудоносности гранитоидов. Т. I. Иркутск, 1970, с. 146—188.

Путилин Ю. М., Романова А. Д., Фаворская А. В. Кислотные способы извлечения бериллия из фенакитового концентрата.—В кн.: Технология минер. сырья. Алма-Ата, 1972, с. 74—83.



Пэн Чжи-чжунь, У Чэн-юй, Ван Куй-жань. Таафент на месторождении Сянхуанлинь.— «Дичжи Луньпин», 22, № 6, 1964, с. 476 (на китайском языке).

Рожкова Е. В., Горбатов Г. А. К вопросу о типоморфизме минералов.— В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., «Наука», 1966, с. 14—24.

Семенов Е. И. Лейкофан в щелочных пегматитах Кольского полуострова.— «Труды Минерал. музея АН СССР», вып. 1, 1957, с. 60—63.

Семенов Е. И. Минералогия щелочного массива Илимаусак (Южная Гренландия). М., «Наука», 1969, 164 с.

Симонова Л. И. Бавенит из Средней Азии.— «Труды Минерал. музея АН СССР», вып. 16, 1965, с. 271—275.

Скоробогатова Н. В. Гадолит и другие бериллиевые минералы, связанные с процессами щелочного метасоматоза в зонах гранитизации.— В кн.: Краткие сообщ. по минер. и геохимии за 1968 г., вып. 1, ВИМС, 1970, с. 167—175.

Слюдисто-флюорит-берилловые месторождения — важный тип бериллиевого сырья. М., «Недра», 1967, 90 с. («Геология м-ний редких элементов», вып. 33).

Смолянинова Н. Н., Молева В. А. Находка бавенита в скарнах месторождения Казахстана.— В кн.: Материалы по геол. рудн. м-ний, петрогр., минер. и геохимии. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 265—278.

Смолянинова Н. Н. Случай природного растворения берилла и образования на его реликтах бертрандита.— «Новые данные о минералах СССР», вып. 16, 1965, с. 276—279.

Соколов Г. А., Комаров П. В. О связях грейзенов и их оруденения со скарнами.— В кн.: Эндеогенные рудные м-ния. М., «Наука», 1968, с. 35—42.

Соколова Е. П. Глиноземистые аналоги глауконита.— «Рентгенография минер. сырья», 1962, № 2, с. 52—63.

Соловьева Л. П., Белов Н. В. Кристаллическая структура бертрандита  $Be_4Si_2O_7(OH)_2$ .— «Докл. АН СССР», т. 140, № 3, 1961, с. 685—688.

Сонгина О. А. Редкие металлы. М., Металлургиздат, 1961, с. 221—226.

Спицин В. И. Химическая технология берилла.— «Редкие металлы», № 5, 1933, с. 16—25.

Соседко Т. А., Телешева И. Л. К химическому составу миларита.— «Докл. АН СССР», т. 146, № 2, 1962, с. 437—439.

Субботин К. Д., Ганзеева Л. В. Бертрандитсодержащие граниты и грейзены Казахстана.— «Советская геология», 1965, № 3, с. 113—115.

Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Гостехиздат, 1958, 185 с.

Фекличев В. Г. Берилл. М., «Наука», 1964, 118 с.

Ферсман А. Е. Драгоценные и цветные камни СССР, Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1925, 386 с.

Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1940, 640 с.

Филимонов Н. В., Кузькин С. Ф., Петрова З. Д. Флотация сульфосиликатов гельвинового ряда.— «Научные труды Иргиредмета», вып. 26, 1972, с. 37—47.

Франк-Каменецкий В. А., Соседко Т. А. О характере изоморфизма в щелочных бериллах.— «Докл. АН СССР», 1958, т. 118, № 4, с. 815—819.

Чепижный К. К., Яковлевская Т. А. О бертрандите из занорышей редкометальных пегматитов.— «Вестник МГУ», 1961, № 3, с. 41—43.

Чистякова М. Б., Осолодкина Г. А., Разманова З. П. Миларит из Казахстана.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 159, № 4, с. 1305—1308.

Чистякова М. Б. Берилл и бацит из хрусталеносных полостей гранитных пегматитов Казахстана.— «Новые данные о минералах СССР», вып. 18, 1968, с. 245—249.

Чухров Ф. В., Смолянинова А. Н. Бертрандит из Коунрадского гранитного массива в Казахстане.— «Докл. АН СССР», 1956, т. 107, № 4, с. 579—581.

Шацкая В. Т., Жданов Р. Г. Новые данные о лейкофане.— «Новые данные о минералах СССР», вып. 19, 1969, с. 239—241.

Шпанов Е. П. Аксессуарный хризоберилл из флюоритового месторождения. В кн.: Краткие сообщения по минер. и геохимии за 1968 г., вып. 1, ВИМС, 1970, с. 113—115.

Штрунц Х. Минералогические таблицы. М., Гостехиздат, 1962, 531.

Щерба Г. Н., Степанов В. В., Мухля К. А., Масгутов Р. В. Бериллиевое и тантал-ниобиевое оруденение в связи с гранитоидами. Алма-Ата, «Наука», 1964, 379 с.



- Эверест Д. А. Химия берилля. М., «Химия», 1968, с. 121—122.
- Эме Ф. Диэлектрические измерения. М., «Химия», 1967, 223 с.
- Эйгелес М. А. Некоторые вопросы теории флотации силикатов и окислов.— В кн.: Флотация окислов и силикатов. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 5—49.
- Эйгелес М. А. Основы флотации несильфидных минералов. М., «Недра», 1964, с. 211—318.
- Эйгелес М. А., Левнуш И. Т. Флотационные свойства берилла. Тр. совещ. ученых на 2-й Междунар. конференции по мирному использованию атомной энергии, т. 3. Гл. управл. по использованию атомной энергии, 1959, с. 249—259.
- Эйгелес М. А., Левнуш И. Т., Фуки И. В. Обогащение берилловых руд.— В кн.: Исслед. по обогащению и технологии полезн. ископ. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 115—123.
- Эйгелес М. А., Волова М. Л. Исследование по флотации кварца жирными кислотами.— В кн.: Флотация силикатов и окислов. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 50—72.
- Эйгелес М. А., Фуки И. В. Влияние сернистого натрия на флотацию некоторых окислов и силикатов жирнокислотными собирателями.— В кн.: Обогащение руд редк. метал. и неметаллов, вып. 18. М., «Недра», 1967, с. 62—82.
- Эйгелес М. А., Фуки И. В., Липпа Л. А. Флотуемость берилла и ее связь с химическими свойствами и генезисом.— «Кольма», 1969, № 4, с. 26—29.
- Эйгелес М. А., Липпа Л. А. Особенности депрессирующего действия полифосфатных регуляторов при флотации флюорит-кальцийсодержащих руд.— «Цветная металлургия», 1974, № 1, с. 8—11.
- Яковлева М. Е. Процессы изменения берилла.— «Труды Минерал. музея АН СССР», вып. 12, 1961, с. 145—155.
- Ямпольская М. Я. Влияние гексаметафосфата натрия и других модификаторов флотации на флотационные свойства фенакита.— «Цветная металлургия», 1970, № 4, с. 12—16.
- Anderson B. W., Payne C. J. e. a.— „Mineral. Mag.“, 29, N 215, 1951, p. 765—769.
- Armstrong H. H. U. S. Pat. 19912969, 1935.
- Berry L. G. The composition of bavenite.— „Amer. Mineral.“, 48, N 9—10, 1963, p. 1166—1168.
- Bragg W. L., West J. The structure of beryll  $Be_3Al_2Si_6O_{18}$ . Royal. Soc. Proc., st. 111, 1926, p. 691—714.
- Brogger W. Die Mineralien der Südnorwegischen Angit- and Nephelinsyenitpegmatite gänge.— „Zachr. Krist“, 16, 1890.
- Cannillo E., Coda A., Fagnani G. The crystal structure of bavenite.— „Acta crystal“, 20, N 2, 1966, p. 301—309.
- Cannillo E., Giuseppetti G., Tazzoli V. The Crystal Structure of Leucophanite.— „Acta crystal“, 23, N 2, 1967, p. 255—259.
- Chemic. Eng. Jour., 1961, N 15, July, p. 249—253.
- Chemic. Eng. Jour., 1961, N 15, May, p. 15—75.
- Cerny P. Epididymite and milarite-alteration products of beryl from Vezna.— „Mineral. Mag.“, 33, N 261, 1963, p. 450—457.
- Chakravarti. Jour. of Scientific and Industrial Research. 13, N 11, 1954, p. 110—112.
- Copaux H. Germ. Pat. 476465, 1919.
- Everest D., Napier E., North A., Wells R. Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, 74, N 13, 1964—1965, p. 869—895.
- Farrell E. F., Fang J. H., Newnham R. E. Refinement of the chrysoberyl structure.— „Amer. Mineral“, 48, N 7—8, 1963, p. 804—810.
- Glass J. J., Janhs H., Stevens R. E. Helvite and danalite from New Mexico and the helvite groupe.— „Amer. Mineral“, 29, N 5—6, 1944, p. 163—191.
- Glass J. J., Adams J. W. Genthelvite crystal from el Passo Country, Colorado.— „Amer. Mineral.“, 38, N 9—10, 1953, p. 858—860.
- Cruner John W. Simple test for the detection of the Beryleium Mineral.— „Econ. Geol.“, v. 39, N 6, 1944, p. 444—448.
- Grunig J., Davis W. e. a. U. S. Pat. 3685961(22), 1972.
- Hanisch K., Zemann J. Messung des Ultrarot—Pleochroismus von Mineralen. VII. Der Pleochroismus der OH—Streckfrequenz in Euclas. News Jahrb. Mineral, Monatsh. N 11, 1966, p. 346—348.
- Hevens R. Flotation process for concentration of phenacite and bertrandite. U. S. Pat., 3078997, 1963.



- Hewett D. F. Helvite from the Butte. District, Montana.— „Amer. Mineral.“, v. 22, N 6, 1937.
- Holser E. F. Beryllium minerals in the Victoria Mountains (Luno County, New Mexico.— „Amer. Mineral.“, v. 38, N 78, 1953.
- Hudson D. R., Wilson A. F., Threadgold J. M. Mineral. Mag., 36, N 279, 1967, p. 305—308.
- Ito T., West J. The structure of bertrandite.— „Zeits. Kristall.“, 83, N 5—6, 1932, p. 384—393.
- Ito T., Morimoto R., Sadanaga R. The crystal structure of milarite.— „Acta Crystal.“, 5, N 2, 1952.
- Ito T., Mori H. The crystal structure of datolite.— „Acta Crystal.“, 6, N 2, 1953, p. 24—32.
- Joung B. B., Millman A. P. Microhardness and deformation characteristics of Ore minerals. Bull. Inst. of Mining. and Metal, N 691, 1964, p. 690—695.
- Kingsbury A. W. G. Beryllium minerals in Cornwall and Devon: helvite, gonthelvit and danalite.— „Mineral. Mag.“, 32, N 255, 1961, p. 921—940.
- Kjellgren B., Sawyer C. U. S. Pat. 2018473, 1935.
- Knorr G. a. Dyson P. Occurrence of gonthelvit in Nigeria.— „Amer. Mineral.“, 44, N 11—12, 1959, p. 1294—1298.
- Koksharov N. J. Uber die russischen Euklas. Mem. Acad. Sci. Ser. 7, t. 1, N 10, 1859, p. 51—52.
- Kolbeck E., Henglein M. Uber ein neues Vorkommen von Euklas aus dem Pegmatit von Böbschutz bei Gorlitz in Schlesien. Mineral., Geol. and Palaontol., 1908.
- Kontrous L. Der erste Nachweis von Phenakit in den Ostalpen. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Stuttgart, N 1, 1959, p. 18—23.
- Lamb F. D., Banning L. U. S. Pat. 2585829. Chem. Abstract 1, 47, 1946.
- Lamb F. D. Benefication of New England beryllium ores.— „Mining Mag.“, 1947. May, p. 36—42.
- Lee D. E., Erd R. C. Phenakite from the Mount Wheeler area, Snake Range, White Pine County, Nevada.— „Amer. Mineral.“, 48, N 1—2, 1963, p. 189—193.
- Mac-Kee R. U. S. Pat. 2298800, 1942.
- Matsuda Shunji. Mineralochemical study on beryl. III. On the chemical composition of beryl.— „Mineral. Jour.“, 4, N 2—3, 1964, 152 p.
- Meixner H. Ein neues Euklasvorkommen in den Ostalpen. Techemake mineral und petrogr. Mitt. Bd. 6, N. 3, 1957. p. 246—251.
- Moore James D., Last L. D. Mining Congr. Jour., v. 49, N 7, 1963, p. 44—46.
- Morana S., Simons G. Jour. of Metals, N 8, v. 14, 1962, p. 571—575.
- Martenson C. Euklas und Bertrandit aus dem Feldspatpegmatit von Kolsva in Schweden. Neues Jahrb. Mineral. Bd. 94, Hf. 2, 1960, p. 1248—1260.
- Mrose M. E., Appleman D. E. The crystal Structures and crystal chemistry of vayrynenite (Mn, Fe)BePO<sub>4</sub>(OH) and euclase AlBeSiO<sub>4</sub>(OH).— „Zeits. Kristal.“, 117, 1962, p. 16—20.
- Neumann H. A New Find of Helvite in the Oslo Area. Norsk geol. tidskr., 28, h. 2—4, 1950, p. 234—242.
- Novak E., Jonsa T. Paragenese nerostu s helvinem z Chvaleti Ckehoslowska.— „Casop. mineral. a geol.“, v. 10, N 1, 1965, p. 75—79.
- Olson R., Surls J., Creek W. U. S. Pat. 3669649(13), 1972.
- Ottemann Joachim. Gallium und Zinn in Alexandrit. Ein Beitrag zur lithophilen Verbreitung von Ga und Sn. Neues Jahrb Mineral. Monatsh, N 2, 1965, p. 31—42.
- Pauling L. The structure of sodalite and helvine.— „Zeit. Krystal“, 74, N 2, 1930, p. 213—225.
- Peng Chi-jui, Tsao Rung-Lung, Zou Zu-rung. Gugiaite, Ca<sub>2</sub>BeSi<sub>2</sub>O<sub>7</sub>, a new beryllium mineral and its relation to the melilite group. Scientia Sinica (кит. яз.), 11, N 7, 1962, p. 977—988.
- Petersen O. U., Ronslo J. G. Semenovite—a new mineral from the Jlimaussag alkaline intrusion, south Greenland.— „Lithos“, 5, N 2, 1972, p. 163—173.
- Ramdohr P., Ramdohr H. Helvin (danalite) von Ysjoberg in Vastmanland, Schweden.— „Geol. Forening. Forhand.“, Stockholm, 76, N 478, 1954, p. 381—391.
- Rammelsberg C. F. Über die Zusammensetzung des Helvine.— „Poggendorffs Annalen der Physik und Chemic.“, 93, 1894, p. 453—455.
- Schaller W. T., Stevens R. E., Jahns R. H. An unusual beryl from Arizona.— „Amer. Mineral.“, 47, N 5—6, 1962, p. 672—699.



Strand T. Euclase from Iveland occurring as an alteration product of beryl. Norsk geol. tidsskr., 31, H 1, 1953.

Takeuchi Y., Sadanaga R. The crystal structure of hantophyllite. Acta Cryst., 11, 1959, p. 945—946.

Tennyson Ch. Berylliummineralies und ihre pegmatitische Paragenese in den Graniten von Tittling Bayerischer Wald. Neues Jahrb. Mineral., Stuttgart, 42, N 94, 1960, p. 1253—1258.

Waldschmidt W. A., Gaines E. V. Occurrence of chrysoberyl near Golden, Colorado.—„Amer. Miner.“, 24, N 4, 1939, p. 267—271.

Warner L. A., Holser W. T., Wilmarth C. R., Cameron E. N. Occurrence of nonpegmatite beryllium in the United States. U. S. Geol. Surv. Prof., 1959, 318.

Weibel M. Über Phenakit aus den Schweizer Alpen. Neues Jahrb. Mineral. Stuttgart, v. 94, N 2, 1960, p. 1241—1247.

Zachariassen W. H. On meliphanite and Leucophanite. Zeits. Kristal., 74, 1930, p. 226—229.



## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение . . . . .	3
<b>Глава I. Особенности минералогии гидротермальных бериллиевых месторождений. А. И. Гинзбург . . . . .</b>	<b>5</b>
<b>Глава II. Методы изучения и диагностики минералов бериллия. М. И. Новикова . . . . .</b>	<b>13</b>
<b>Глава III. Кристаллохимия бериллия. Д. П. Шашкин . . . . .</b>	<b>37</b>
<b>Глава IV. Минералы бериллия . . . . .</b>	<b>49</b>
Хризоберилл. Е. П. Шпанов . . . . .	49
Таафеит. Е. П. Шпанов . . . . .	55
Фенакит. М. И. Новикова . . . . .	57
Эвклаз. М. И. Новикова . . . . .	70
Гадолинит. В. Т. Шацкая . . . . .	74
Берtrandит. М. И. Новикова . . . . .	78
Берилл. М. И. Новикова . . . . .	88
Миларит. И. И. Куприянова, М. И. Новикова . . . . .	105
Группа лейкофан-мелинофана. В. Т. Шацкая . . . . .	113
Лейкофан . . . . .	113
Мелинофан . . . . .	116
Бериллиймаргарит. И. И. Куприянова . . . . .	119
Группа гельвин-даналит-гентгельвина. Л. Б. Зубков . . . . .	122
Бавенит. И. И. Куприянова, М. И. Новикова . . . . .	131
<b>Глава V. Главнейшие жильные и сопутствующие минералы . . . . .</b>	<b>140</b>
Кварц. В. Т. Шацкая . . . . .	140
Полевые шпаты. В. Т. Шацкая, М. И. Новикова . . . . .	144
Слюды. И. И. Куприянова, М. И. Новикова, В. Т. Шацкая . . . . .	149
Мусковит . . . . .	149
Биотит-флогопит-протолитнионит . . . . .	151
Сколит . . . . .	159
Флюорит. Н. Н. Василькова . . . . .	162
Везувиян. Е. П. Шпанов, И. И. Куприянова, М. И. Новикова . . . . .	170
<b>Глава VI. Технологические свойства бериллиевых и главных сопутствующих минералов . . . . .</b>	<b>174</b>
Обогащение руд. И. Т. Левиуш, И. В. Фуки . . . . .	174
Химическая переработка флотационных бериллиевых концентратов. З. А. Журкова . . . . .	179
Заключение. А. И. Гинзбург, Н. П. Заболотная . . . . .	184
Указатель . . . . .	188
Список литературы . . . . .	191



**МИНЕРАЛОГИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЕРИЛЛИЯ**

Редактор издательства *З. Д. Соломатина*

Переплет художника *Е. Н. Волкова*

Художественный редактор *В. В. Евдокимов*

Техн. редакторы *Л. Г. Лаврентьева, В. В. Соколова*

Корректор *К. С. Торопцева*

---

Сдано в набор 29/VII 1975 г. Т-06474  
Подписано в печать 2/IV 1976 г.  
Формат 70×100<sup>1/16</sup> Бумага № 1 Печ. л. 12,5  
Усл. л. 16,25 Уч.-изд. л. 14,42 Тираж 800 экз.  
Заказ № 631/11961—4 Цена 1 р. 79 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,  
Третьяковский проезд, 1/19  
Картографическая фабрика объединения  
«Аэрогеология»



16.79к.

1687

НЕДРА